

EDUARDO MARTINEZ DE PISON

Departamento de Geografía. Universidad Autónoma de Madrid.

ARQUITECTURAS DE CORDILLERAS Y “MONTAÑAS DE FRACTALES”

RESUMEN - RÉSUMÉ - ABSTRACT

En este artículo se propone un posible concepto geomorfológico de cordillera y se efectúa una clasificación morfoestructural básica de las cordilleras. También se analizan las pautas que dirigen las formas más generales en los macizos montañosos de este tipo y se explican algunas como un sistema de fractales.

* * *

Architectures des cordillères et “montagnes de fractales”.- Cet article propose un possible concept géomorphologique des cordillères et en effectue une classification morphostructural elementale. On analyse aussi les modèles qui dirigent les traits les plus generaux de ce type de massifs en expliquant certains d'entre eux comme un système de fractales.

* * *

Mountain ranges architectures and fractal mountains.- This article attempts to stablish a geomorphological concept and a basic morphostructural classification of mountain ranges. It also studies the structural pattern of its most frequent features and explains some of them as a fractal system.

PALABRAS CLAVE: Morfoestructuras, cordilleras, conceptos y tipos, pautas estructurales, fractales.

MOTS CLÉ: Morphostructures, cordillères, concepts et types, modèles structuraux, fractales.

KEY WORDS: Morphostructures, mountain ranges, concepts and types, structural patterns, fractals.

I INTRODUCCION

Son escasas —y a veces equívocas— las aportaciones a la definición y la clasificación geomorfológicas de las cordilleras. Cierta reiteración por nuestra parte en la observación de este tipo de montañas nos ha llevado, inevitablemente, a plantearnos estas cuestiones, a obtener alguna información en relación con ellas y, ahora, a escribir sobre este tema, en la esperanza —quizás no muy justificada— de que hubiera algún geógrafo interesado en asuntos de tal índole.

Lo que aquí se va a decir necesita ser mostrado gráficamente y de modo repetido, pues se pretende señalar que ciertas estructuras, que dan algunas de las más típicas formas visibles, son generales. Ello lleva a que este trabajo tenga cierta abundancia inhabitual de dibujos y a que en éstos residan fundamentalmente los datos en que se arma la exposición.

II. EL CONCEPTO GEOMORFOLOGICO DE CORDILLERA

El uso del término *cordillera* requiere probablemente también una aclaración. Terán indicó que el uso de esta palabra aparece ya en diversos textos del siglo XVI, concretamente en los historiadores de Indias, incluso con el significado de conjunto de montañas, aplicado a los Andes, o *cordilleras de sierras*, en concordancia con su derivación de *cuerda*, *cordel* y *cordal*, como “*montañas enlazadas que siguen una misma dirección como si estuvieran trazadas a cordel*” (TERAN, 1977). La definición que da el *Diccionario de voces españolas geográficas*, de 1796, es también de “*continuación de muchas montañas unidas entre sí a una larga distancia*”. Recientemente, Novo habla igualmente de “*serie de montañas enlazadas entre sí y cuyo conjunto forma definida individualidad geográfica*” (NOVO, 1949). Este es, pues, el sentido habitual de

cordillera, en el lenguaje común y en su acepción geográfica y creo que es el que, enriquecido con algunas ideas más especializadas, conviene, en principio, a la morfología. Otra cosa distinta es su derivación erudita, ya en desuso, o su utilización geográfica o geomorfológica indiscriminada. En este último sentido, está claro que *cordilleras* son sólo unos tipos específicos de conjuntos de montañas.

Fisiográficamente son relieves montañosos compuestos, caracterizados por longitudes a veces notables, por volúmenes y anchuras que permiten albergar conjuntos de ramales y valles, por divisorias de aguas complejas, por desniveles y altitudes de cierta envergadura, por pisos climáticos diversificados y sus consecuencias morfogenéticas y biogeográficas, por las huellas marcadas del modelado glaciario en sus paisajes y por la existencia en ellos del nivel característico de la *alta montaña*. Ello excluye, pues, a las montañas simples y medias, pero no incluye a todos los macizos con cierta elevación.

Parcialmente, las connotaciones geológicas de *cordillera* son aplicables al sentido morfológico de este término, pero no todas ellas son necesarias, algunas no coinciden y otras faltan. Por ejemplo, son claramente relacionables con los relieves generados a partir del clásico concepto de geosinclinal, aunque en muchos casos los orígenes y desarrollos de sus orogénesis son diferentes entre sí y del modelo; en otros, el producto morfológico derivado de ese origen puede no formar realmente un *relieve con fisiografía de cordillera*, por su escasa entidad morfotectónica o por su larga evolución postorogénica. Lo mismo puede aducirse respecto a la aplicación de las tesis de la tectónica de placas y de sus resultados orogénicos.

La peculiaridad derivada de la existencia de metamorfismo, granitización, variados niveles estructurales, flysch, vigorosas deformaciones, aloc-tonía, etc., constituye lógicamente algunos de sus rasgos más característicos, pero no todos ellos son indispensables, porque su estructura geológica puede ser diversa; pero además, lo que define una morfología de cordillera no es sólo esa estructura, sino también su configuración.

De modo inverso, no toda montaña de relieve energético, pero de morfoestructuras distintas a las de las cordilleras estrictas, debería incluirse en esta denominación; por ejemplo, niveles o raíces de *cordilleras* hercínicas, levantadas posteriormente en bloques, a no ser que se integren en un sistema cordillerano compuesto, como ocurre en el Pirineo, aunque el límite es a veces complicado de establecer. En suma, reservamos el término para los relieves montañosos elevados y complejos, definidos por su morfotectónica reciente de tipo cordillera, y poseedores de un modelado y unos procesos morfodinámicos propios de los grandes macizos, que incluyen un piso extenso de alta montaña.

El concepto *geomorfológico* de cordillera se vincula, pues, a sus formas. Desde el punto de vista

morfoestructural requiere una tectónica propia, un origen, una estructura y un roquedo característicos y directos, capaces de proporcionar fisiografía montañosa suficiente para armar volúmenes de la entidad geográfica adecuada. No conviene confundir, sin embargo, estos caracteres con las fases y tipos morfoestructurales llamados de *cordillera* por otros autores, que incluyen en formas de relieve derivadas de geosinclinales y que responden a otra concepción orogénica y morfotectónica (TRICART, 1968). Desde el punto de vista del modelado, este concepto de cordillera también conlleva caracteres propios, como una clara incidencia de la morfogénesis fría, glaciario —activa o heredada— y periglaciario, así como de la torrencial y de ladera en intensidades fuertes, con pisos morfogenéticos definidos (MARTINEZ DE PISON, 1981 y 1992).

Todo lo anterior significa que el concepto morfológico de cordillera se establece aunando caracteres de estructura geológica directa y rasgos geográficos suficientes. Tales cordilleras actuales, que tienen esta entidad, presentan una notable diversidad fisiográfica y morfoestructural, así como múltiples variantes de modelado, dentro del marco ya dicho, y, además, encajan con dificultad, como ya hemos señalado en otras ocasiones (MARTINEZ DE PISON, 1982), en las tipologías establecidas por los morfólogos. Pese a esta diversidad, que requiere una nueva sistemática, en las cordilleras se revelan también unas formas de montaña propias, aunque no exclusivas, repetitivas, fundadas en determinadas pautas morfoestructurales características. Necesitan, sin duda, las cordilleras un capítulo particular en la Geomorfología; quizás, incluso, un capítulo mayor, por constituir los *mayores* relieves de la Tierra. Concentrémonos, de momento, en esas arquitecturas e intentemos, por un lado, clasificarlas razonablemente y, por otro, definir las pautas de sus formas habituales.

III. TIPOS DE CORDILLERAS

1. TIPOS GENERICOS

La idea inicial de geosinclinal, concebida hacia 1859, se basaba en la sucesión de varios estadios: 1º, formación de la fosa afectando a la corteza y parte superior del manto, con sedimentación coetánea, que corresponde al estadio geosinclinal; 2º, surrección de la cadena, con plegamiento, metamorfismo y granitización, que constituye la fase orogénica; y 3º, reajuste isostático y erosión de la cadena en el estadio postorogénico. La hipótesis de Griggs en 1939 proporcionó una interpretación dinámica a los dos primeros estadios, por succión cortical derivada de corrientes de convección en el manto. En 1960 Aubouin vuelve más detallada la concepción de geosinclinal, con la descripción de varias unidades internas de la fosa (miogeosinclinal, geoanti-

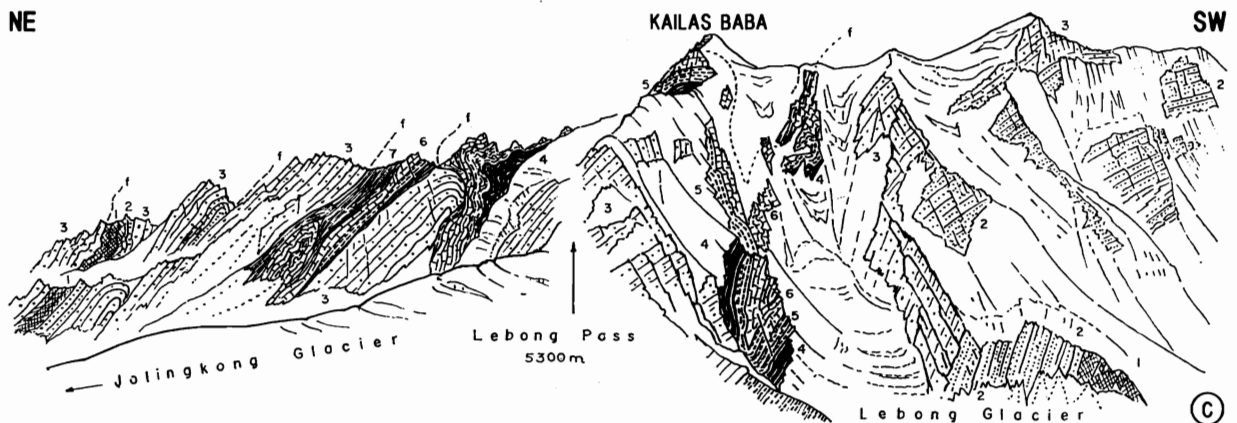
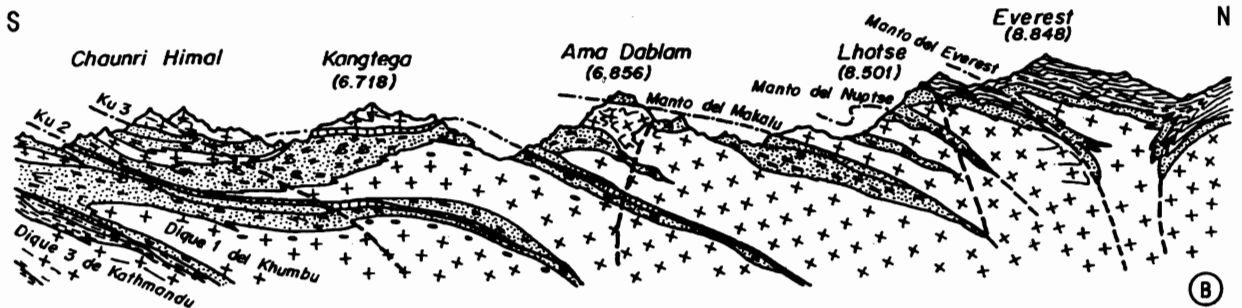
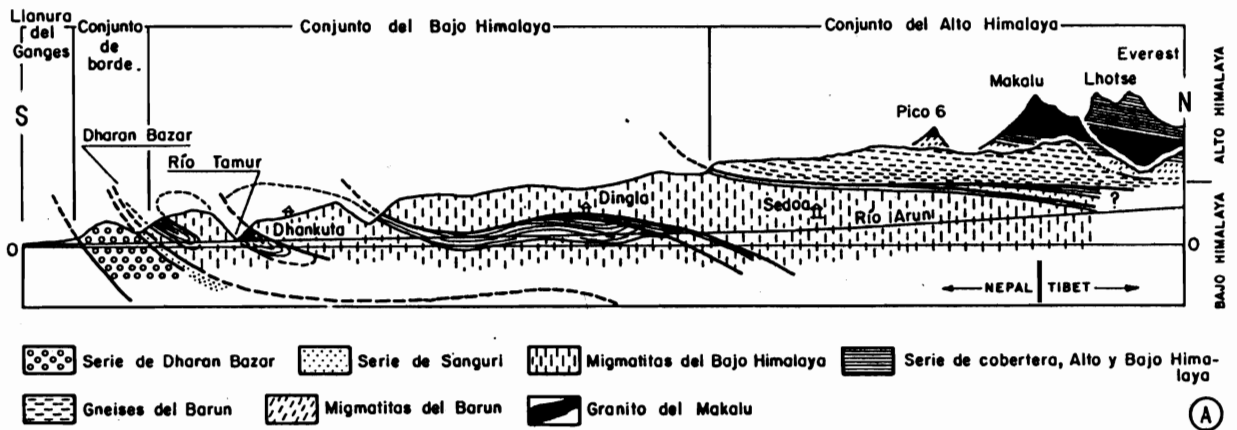


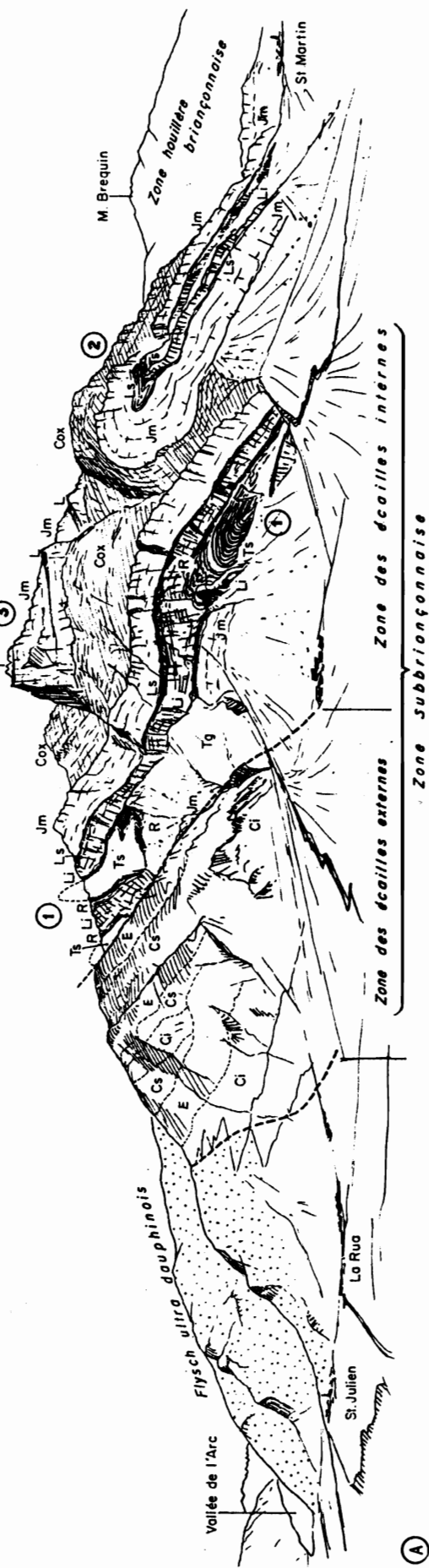
Fig. 1. Cortes del Himalaya en progresiva aproximación. A y B, sector del Everest; C, sector de Kumaon (Según Bordet, Hagen y Gansser).

clinal y eugeosinclinal), cuyas diversas posiciones —del continente hacia el océano— ocasionan diversa sedimentación, tectogénesis y, en suma, regiones geológicas en las cordilleras edificadas a partir de este modelo, especialmente por la formación de mantos de corrimiento procedentes del eugeosinclinal, cabalgantes hacia el miogeosinclinal.

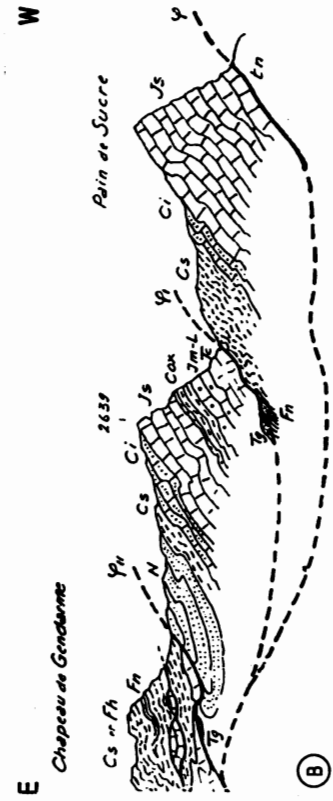
Las hipótesis generalistas que aplicaban la dinámica de Griggs al conjunto del globo terrestre, para explicar las posiciones geográficas de las cordilleras principales y el crecimiento de los continentes por cadenas periféricas adosadas, reforzaron sus concepciones globales, como es sabido, con las tesis de la Tectónica de Placas. Los trabajos, por ejemplo, de Dietz, con conceptos como los de *margen continental*, *prisma de acreción*, *subducción*, etc. replantean y reordenan los caracteres, estilos y desarrollo de la orogénesis, permitiendo una siste-

mática hasta entonces imposible. Estudios como los de Uyeda en el Mar del Japón establecen complementariamente los caracteres y dinámicas peculiares de los arcos de islas, con sus cadenas volcánicas y sus cuencas marginales activas. Sin embargo, la complejidad, por ejemplo, del trazado de las bandas de subducción del Oeste del Océano Pacífico o el acoplamiento detallado de la geología de cordilleras concretas al esquema, indicaron pronto la dificultad de aplicación de estos planteamientos.

Pero el reciente avance en el conocimiento concreto de las estructuras de las cordilleras del Globo, sobre todo las alejadas de los centros de investigación tradicionales y que constituyen las cadenas montañosas más importantes —como el Himalaya o los Andes—, ha permitido alcanzar resultados que ya han dado lugar a correlaciones y síntesis geológicas, especialmente tectónicas, que han de



(A)



(B)

Fig. 2. Cortes de los Alpes en Croix de Têtes (A) y Chapeau de Gendarme (B) (Según Barbier y Moret).

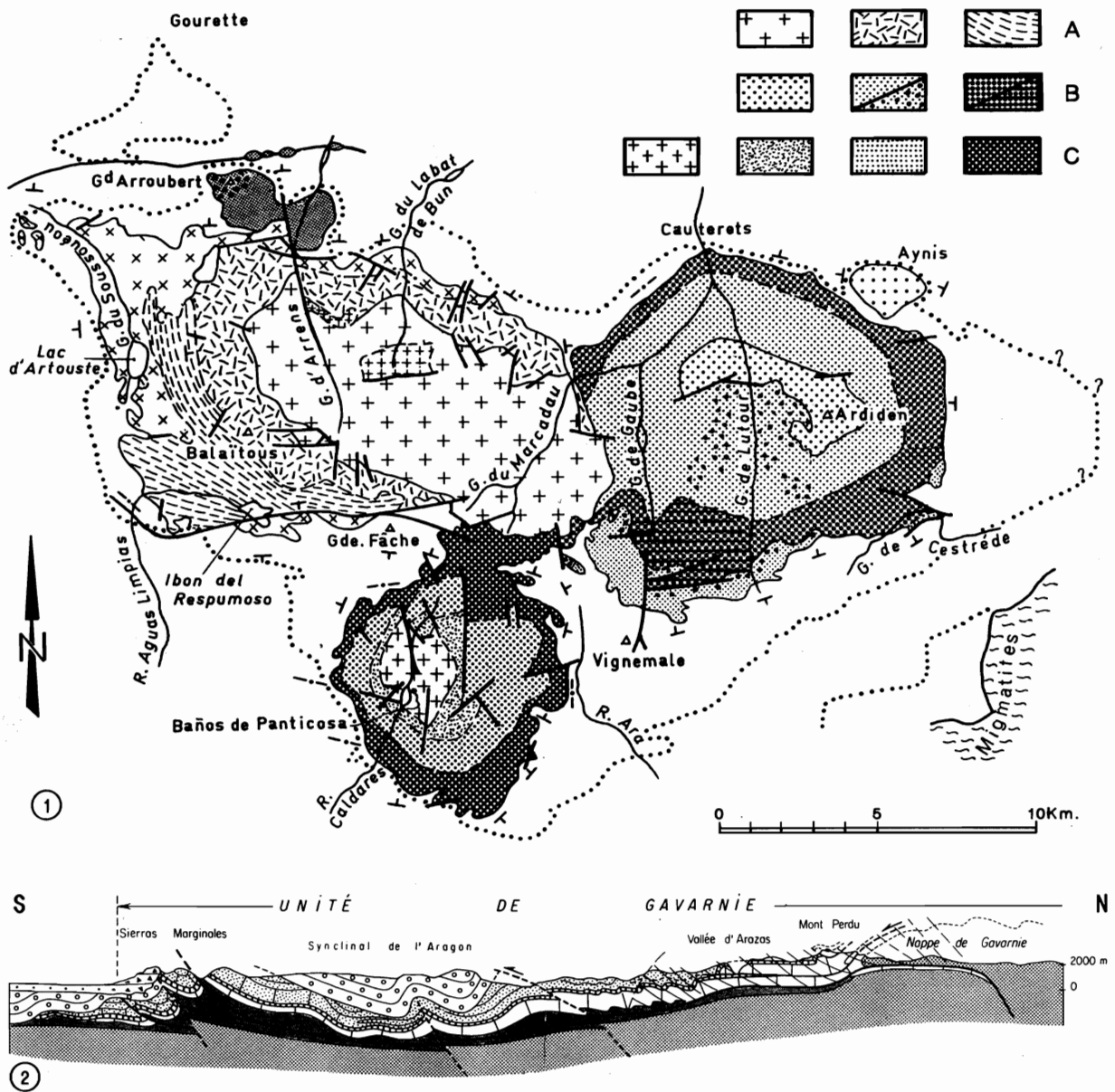


Fig. 3. 1. Macizos graníticos del Pirineo Axil, según Debon (Leyenda: A: transición gradual de granito porfiroide a granodiorita, granito y un dominio heterogéneo externo; B: contactos netos entre diversos tipos de granodiorita y otras rocas cristalinas; C: transición gradual entre granito, granodioritas y gabrodioritas). 2. Manto alóctono de la cobertera Sur en las Sierras Interiores y Exteriores pirenaicas, según Seguret.

servir de base a cualquier clasificación morfoestructural. No obstante, las tipologías morfológicas deben ser otras, pues han de basarse también, obviamente, en las formas.

Así, algunos autores han establecido dos grandes tipos tectónicos de cordilleras: las de *subducción* y las de *colisión*. En las primeras distinguen las *cadena de subducción océano-océano*, con formación de escamas de corteza oceánica; las *cadena de subducción océano-continente*, con cordilleras de geosinclinal de borde continental; y las de *océano-continente con mar marginal*. En las segundas se diferencian las *cadena de colisión océano-océano*, con obducción de corteza oceánica; las de *colisión continente-continente*, con orogenia de estilo himaláyico; y las de *colisión continente-arco insular* (entre otros, sintéticamente, ALLEGRE, 1983). De este modo, las principales cadenas geo-

gráficas pertenecen al tipo de *cordilleras de subducción océano-continente* (Andes) y al de *cordilleras de colisión continente-continente* (Himalaya). La tipificación de los Alpes es más compleja, pues participa en su evolución de ambos modelos, al poseer una génesis geosinclinal afectada por obducción y por colisión, aunque ésta pudiera considerarse atenuada o incompleta.

Es evidente, además, que lo dicho encierra una gran simplificación evolutiva: en el caso del Himalaya y de las cadenas asiáticas centrales, por ejemplo, hemos señalado también su complejidad de detalle en otras ocasiones (MARTINEZ DE PISON, LOPEZ Y NICOLAS, 1989 y M. DE PISON, 1991). La configuración particular de los segmentos de la cordillera, los distintos materiales y dispositivos de los mantos de corrimiento, escamas, pliegues de gravedad, aparición de niveles estructura-

les, fases tectónicas, etc., da lugar a múltiples variantes geológicas y, aun más, morfológicas. Recordemos sólo, aparte de la morfotectónica, el papel de las variables típicas introducidas por el roquedo en el relieve, como las derivadas de su composición (tipo y carácter), posición (emplazamiento), disposición (tectostática) y exposición (meteorización, erosión).

2. TIPOS GEOMORFOLOGICOS

Las diferenciaciones geológicas clásicas permiten mostrar en algunos esquemas y cortes significativos ciertos tipos morfo-tectónicos de las cordilleras que acabamos de mencionar.

En la figura nº 1, los tres cortes señalan, con detalle progresivo, la disposición de los mantos *himaláicos* y su resultado morfoestructural: en **A**, los conjuntos cabalgantes de grandes mantos del Alto Himalaya, Bajo Himalaya y Borde del Himalaya, hacia el Sur, con sus sucesivos frentes escalonados, que regionalizan transversalmente el Nepal (BORDET, 1961). En **B**, las escamas que conforman los frentes y dorsos concretos y que configuran los dibujos de los picos de alta montaña entre el Chaunri Himal y el Everest (HAGEN, 1963). Y en **C**, la disposición y el papel morfológico de distintos estratos y pliegues de ese sistema de escamas cabalgantes de pizarras, cuarcitas y calizas en las paredes, aristas y cumbres de un solo pico del Himalaya de Kumaon, Kailas Baba (GANSSER, 1939).

En la figura nº 2 se asocian también los caracteres morfotectónicos típicamente *alpinos* de mantos y escamas con las formas resultantes. En **A** se muestra la disposición de las escamas internas y externas de la zona sub-briansonesa; las primeras presentan tres anticlinales tumbados y cabalgantes, cuyos materiales y estructuras, especialmente los escarpes del Jurásico medio (Jm), arman el vigoroso relieve (BARBIER, 1963). En **B** se establece la conexión entre las formas de l'Ubaye y su estructura en manto, correspondiendo al Jurásico superior (Js) las formas más escarpadas (MORET, 1967).

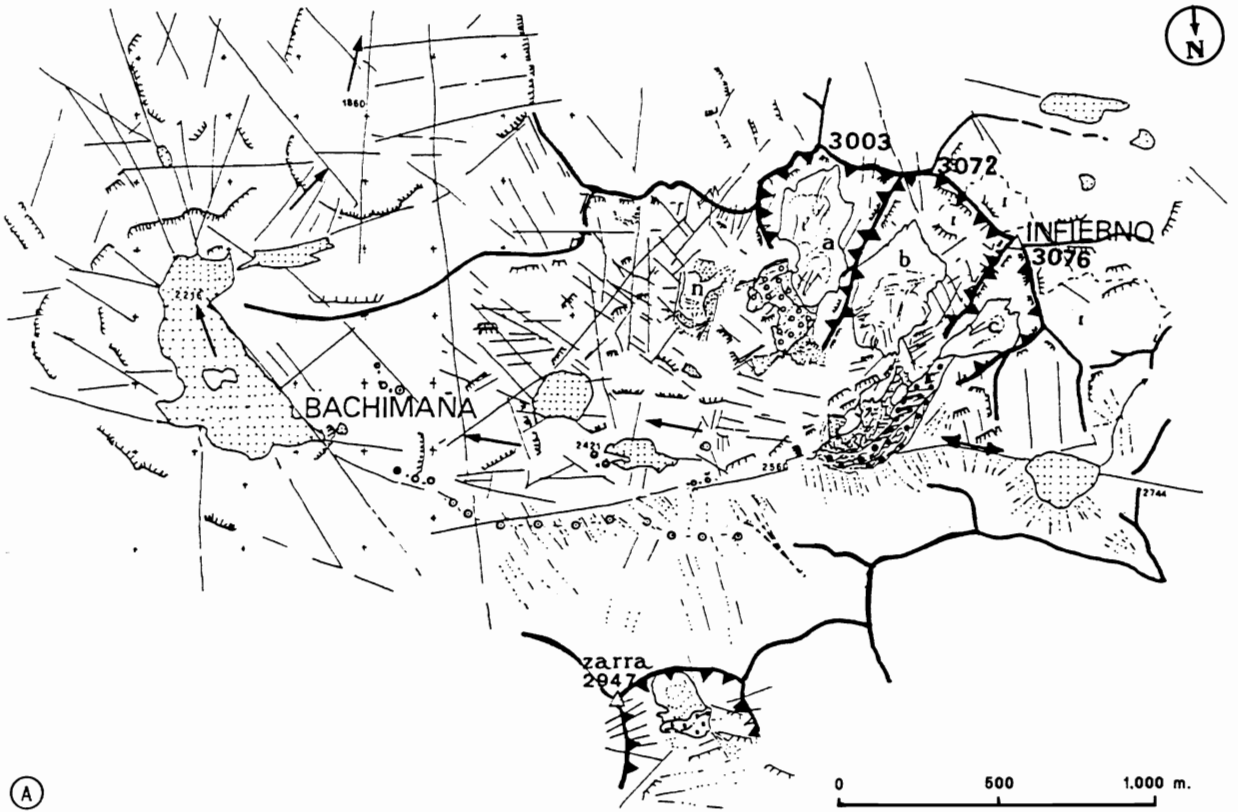
En el *Pirineo*, la figura nº 3 diferencia los dos ámbitos característicos de la cordillera. Por un lado (**1**), el área granítica tardihercínica, en el zócalo del sector axil, de los macizos de Panticosa, Balaitus y Caunterets, cada uno formando un conjunto litológico anular concéntrico, fuertemente deformado por la tectónica alpina y con morfología característica. Por otra parte (**2**), el manto de Gavarnie constituye un buen ejemplo de la otra morfoestructura clásica pirenaica: un conjunto sedimentario meso-cenozoico de cobertera alóctona, que conforma las Sierras Interiores y Exteriores de este sector del Pirineo, con intensas deformaciones que dan lugar a vigorosas formas, especialmente en los pliegues cabalgantes de su banda de alta montaña (SEGURET, 1972).

La incidencia de la fracturación en la intensidad del modelado glacial pleistoceno sobre los granitos de Panticosa y su encajante metasedentario, realza el papel morfológico de esas estructuras, como se expresa en la figura nº 4, **A**. En cambio, en la cobertera de la banda meridional, una capa morfológicamente directriz en el conjunto sedimentario —las calizas dano-montienses—, espectacularmente plegada y apilada, es quien define un brusco relieve en contrafuerte, como en este caso de Gabardito (**B**).

De este modo, la morfotectónica de la cobertera surpirenaica fundamenta el relieve de las Sierras Interiores. En la figura nº 5-**B** se muestra la superposición en cascada de escamas cabalgantes de cuatro pliegues vergentes al Sur en las calizas dano-montienses —con sus marcadas charnelas escalonadas—, por deslizamiento por gravedad de la potente cobertera, con despegues a partir de los favorables materiales maestrichtenses, formando el edificio de Bernera y dando lugar los pliegues inferiores a umbrales glaciares adaptados a la estructura; el punto (**A**) indica el papel del pliegue intermedio (3) en el conjunto del macizo -**A**- y como subunidad morfológica -**C**-. En la figura nº 6 se completa la imagen, desde el Sureste, del mismo sector y de la función similar ejercida por los tres pliegues apilados (sinclinal alto y anticlinales cabalgantes) en las morfoestructuras y el modelado glacial, definiendo netamente típicos relieves pirenaicos. También los materiales axiles plegados dan estructuras alpinas cabalgantes por falla, con directa influencia en la morfología estructural, por ejemplo, en el Valle de Benasque, como hemos expuesto en otra ocasión (M. DE PISON, 1990).

Del amplio mundo *andino* veamos solamente dos ejemplos. En el primero de ellos, figura nº 7, es muy evidente la estructura cabalgante (**C**) en los Andes de Mendoza, cerca del Aconcagua, que sitúa el Jurásico (**J**) por encima del Cretácico (**K**) (atravesado por un sill de andesitas miocenas, **SA**), conformando un edificio definido por bruscos peldaños derivados de estos bloques y por fosas intercaladas y externas, en bandas de cordillera, tras una evolución con abundante volcanismo (AUBOUIN et al., 1973). En el corte de la figura nº 8, la Cordillera Blanca peruana destaca como un horst granítico sobre la fosa intramontañosa del río Santa, en un conjunto definido por la fracturación subvertical en un sistema de bloques. La presencia de mantos en el flanco oriental de esta cordillera y de pliegues en los materiales de la fosa indica una pluralidad de fases orogénicas y, por tanto, la combinación de elementos estructurales. Pero el imperio morfotectónico de las fallas que disponen los volúmenes de la cadena y dirigen sus líneas de erosión preferente, así como la importancia de las rocas ígneas, son claves en el relieve (AUDEBAUD et al., 1973).

Si recogemos, finalmente, la tipología tectónica de las cadenas montañosas de Aubouin (AUBOUIN et al., 1980), adaptándola a los relieves que



(A)

S

F



(B)

Fig. 4. Formas controladas por la fracturación en el Pirineo Axil (A) y relieve energético constituido por pliegues superpuestos en las Sierras Interiores (B).

acabamos de repasar, podríamos alcanzar una clasificación morfoestructural de las cordilleras bastante general, pero que diferenciara los estilos morfológicos fundamentales: intracratónicas, o de tipo pirenaico; pericratónicas, o de tipo andino y alpino; e intercratónicas, o de tipo himaláyico. Si acentuamos el énfasis en los caracteres geográficos, tal clasificación podría basarse mejor en unos tipos de montaña expresivos y objetivos, aunque ello pueda hacerla parecer descriptiva y separativa. Propone-

mos, así, de modo provisional, los siguientes tipos morfoestructurales básicos de cordilleras:

- 1.- Tipo **pirenaico**: Cordillera intracontinental con zócalo y cobertera.
- 2.- Tipo **himaláyico**: Cordillera intercontinental de hipercolisión y cizallamiento.
- 3.- Tipo **alpino**: Cordillera pericontinental de geosinclinal de colisión y mantos.

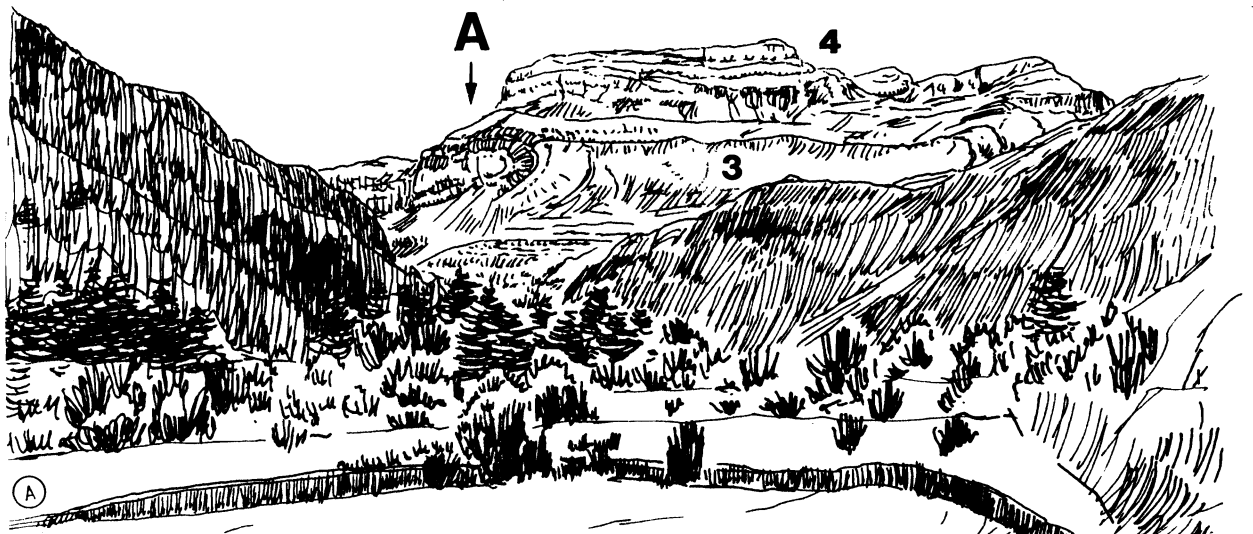
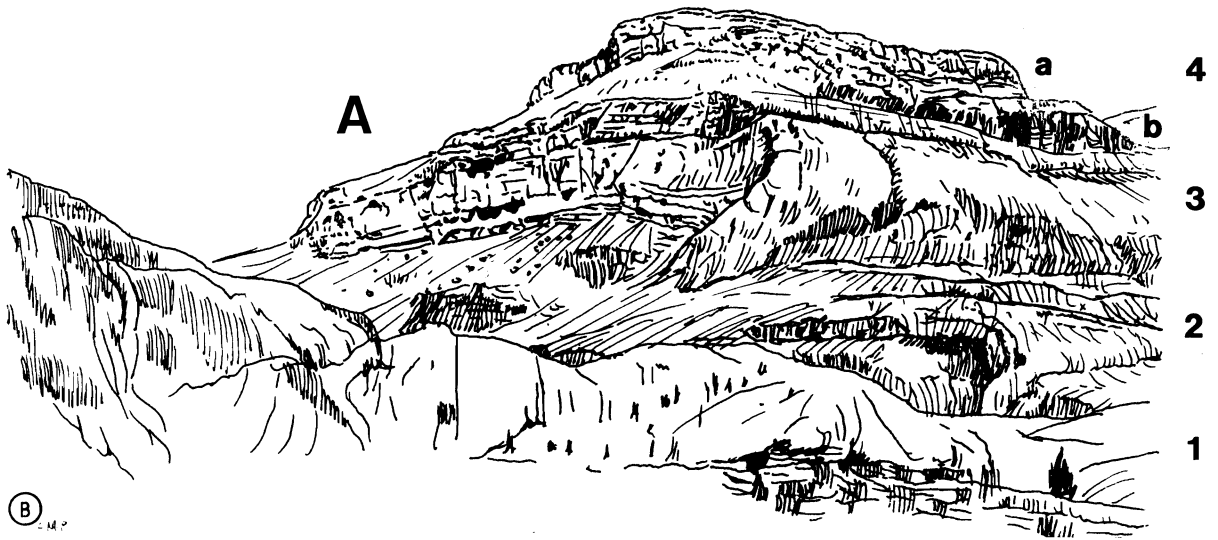
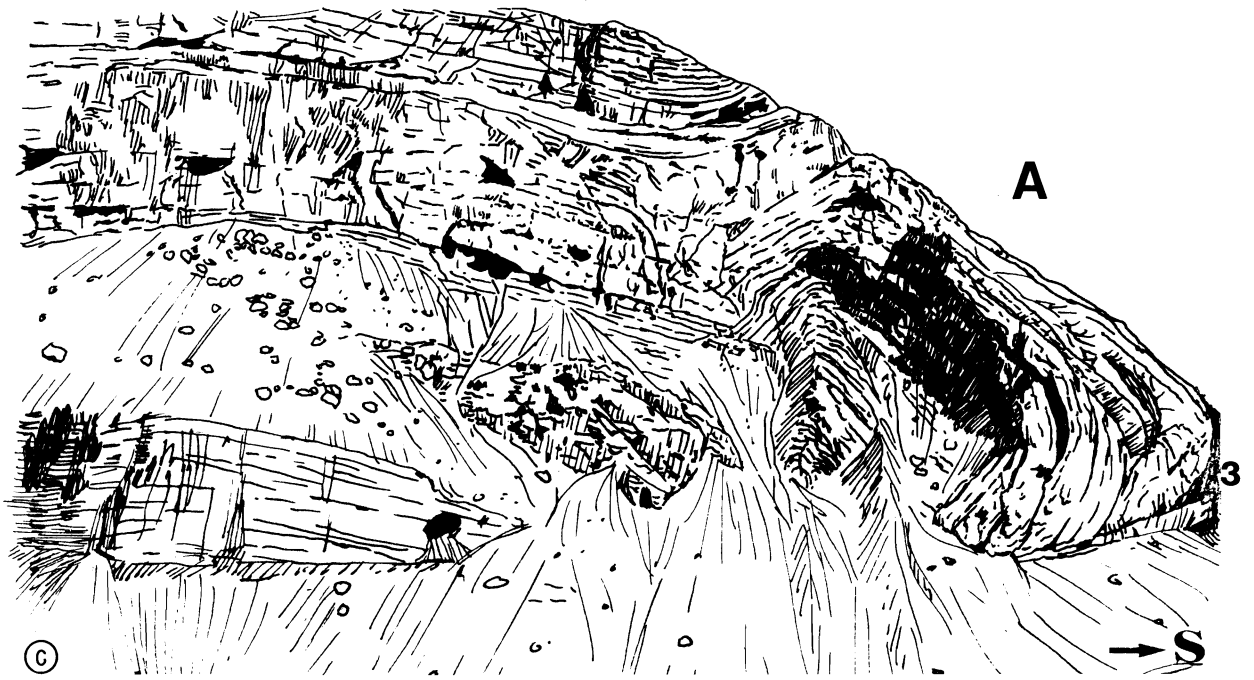


Fig. 5. Formas de los pliegues cabalgantes de Bernera, Sierras Interiores pirenaicas, en aproximación sucesiva.

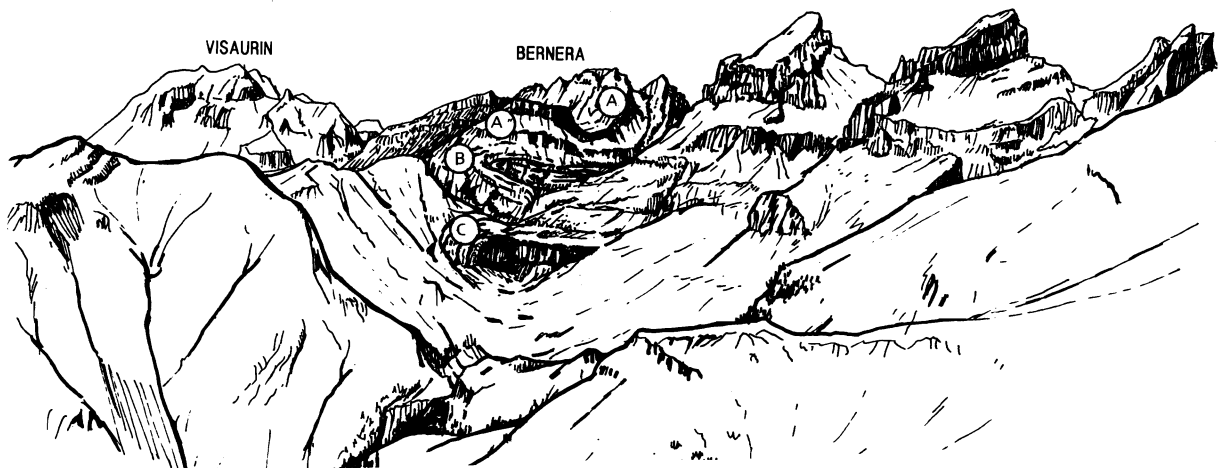
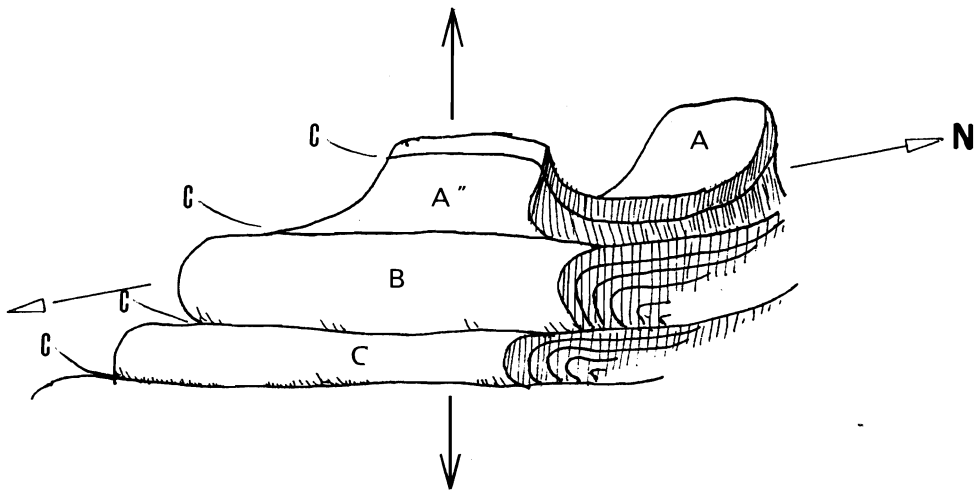
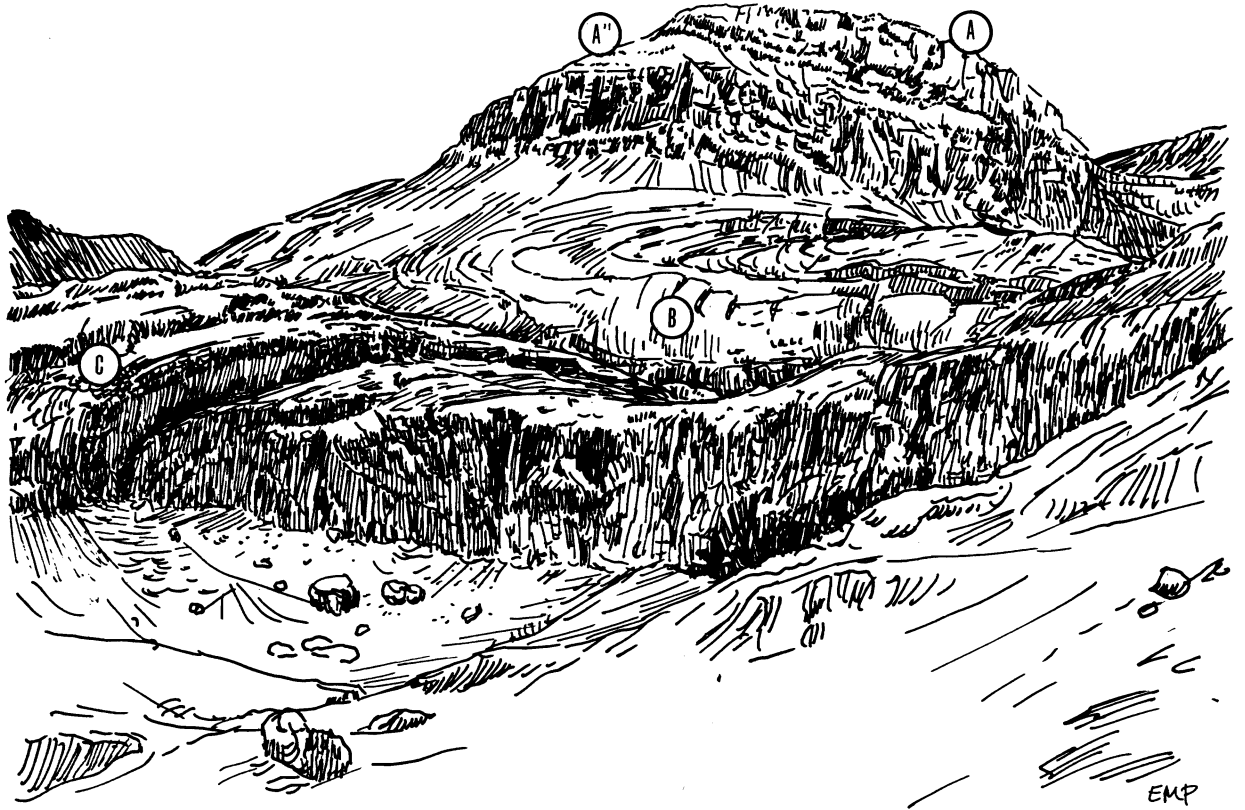


Fig. 6. Formas de los pliegues cabalgantes de Bernera y Aspe, en la alta garganta de Aisa.

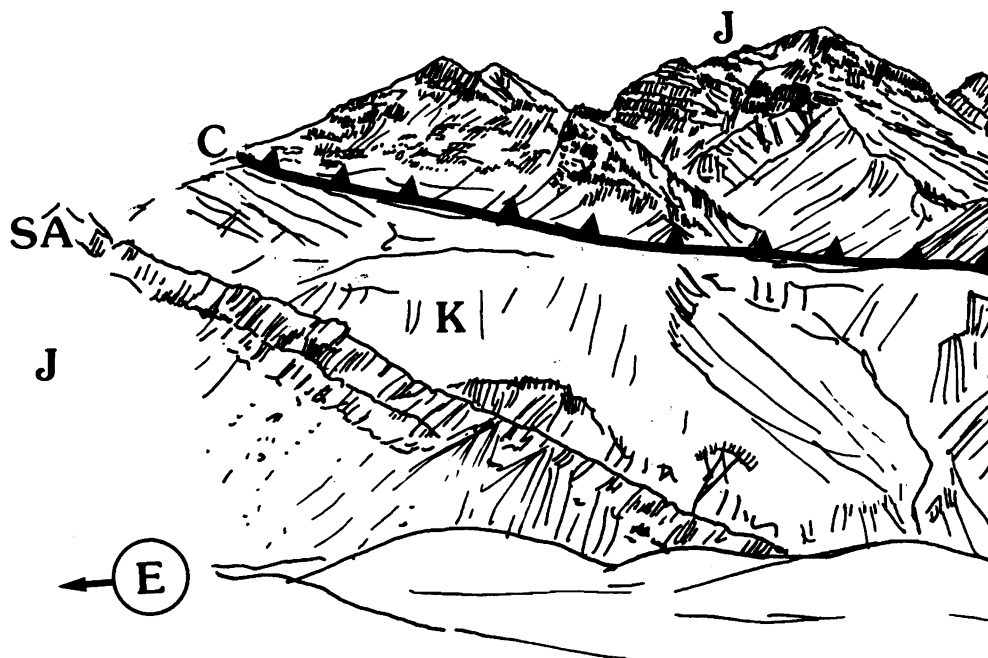


Fig. 7. Esquema del cabalgamiento de Puente del Inca, Andes de Mendoza, y su relieve derivado, según la interpretación de Aubouin.

4.- Tipo **andino**: Cordillera pericontinental marginal de subducción, con abundante magmatismo.

Los casos de zócalos levantados con morfotectónica de cordillera serían variantes dentro de esta clasificación.

IV. ARQUITECTURAS Y FRACTALES

1. OBSERVACIONES MORFOESTRUCTURALES

Si reunimos las observaciones morfoestructurales de diversos macizos de distintas cordilleras se constata, sin embargo, la existencia de pautas homogéneas en las formas de relieve concretas de los individuos montañosos, hasta el punto de que son estos rasgos los que dibujan primordialmente numerosos perfiles, paredes y circos. Esta pauta morfológica repetitiva responde a una estructura geométrica intrínseca, que hemos explicado en diversos macizos según su fracturación, en el plano — por ejemplo en Gredos y en el Aneto— (M. DE PISON y MUÑOZ, 1972; M. DE PISON, 1986; etc.)

y en el alzado —por ejemplo en el Everest y en el Nanga Parbat— (M. DE PISON et al., 1989 y M. DE PISON, 1991).

Sin insistir en estos casos, hemos seleccionado casi cincuenta ejemplos de morfoestructuras concretas de cordillera, cuyos esquemas reproducimos aquí, con el fin de probar sus caracteres generales.

En el Himalaya, como hemos visto, las morfoestructuras son escalonadas desde el Nepal (Fig. 9-3), en función de los frentes y dorsos morfotectónicos, disponiéndose éstos en bloques, cuya fracturación dibuja e individualiza los elementos del relieve (Fig. 9-4). Las formas asociadas a pliegues (Fig. 9-1), escamas, etc., intervienen también más localmente en la morfología, así como las estructuras toreadas son propias de los pilares graníticos (Fig. 9-2). No obstante, la incidencia de la red de fracturación, con marcada tendencia a estructuras en V y en rombo, impone pautas dominantes, que guían la erosión y, por tanto, las formas de picos, paredes y canales, es decir, de las montañas (Fig. 10-5, -6 y -7) y sus más señalados rasgos interiores.

Aunque el sector entre el Sur del Everest y el Lhotse está afectado por un marcado cabalgamiento hacia el Sur, fracturas normales parecen afectar a

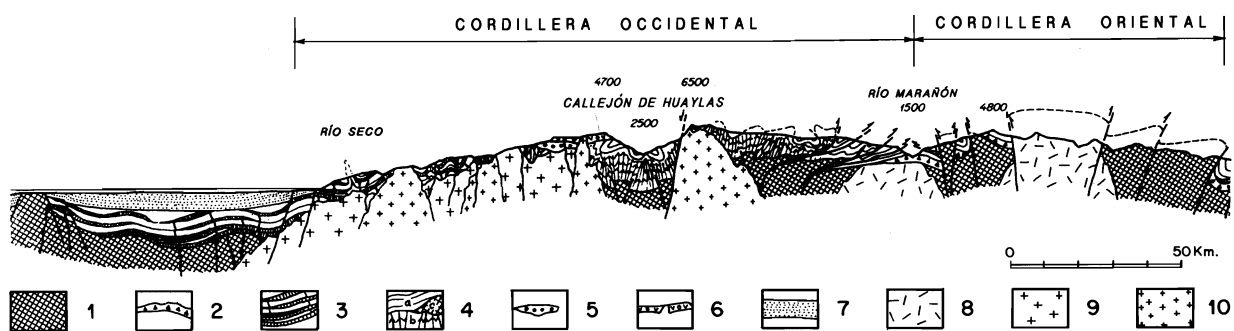
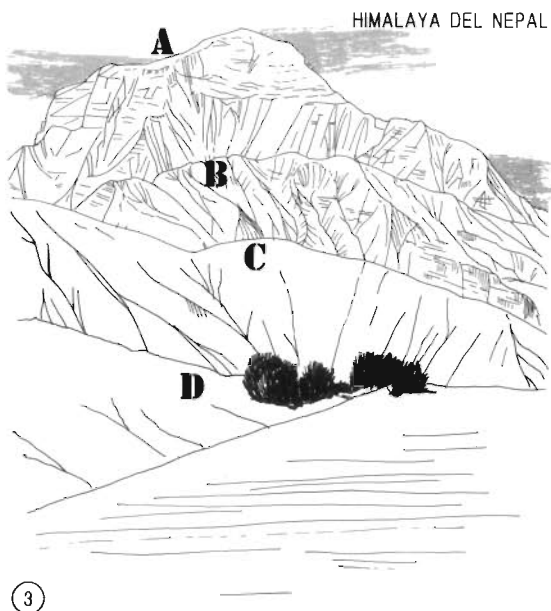


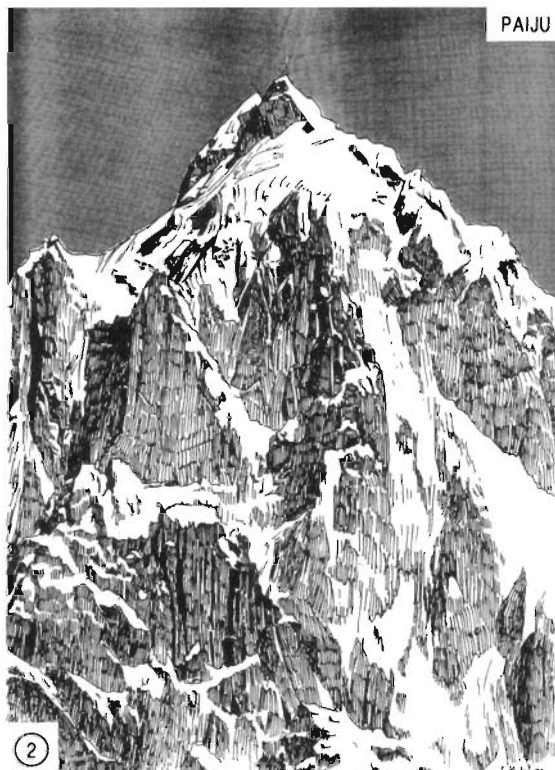
Fig. 8. Corte de las Cordilleras Negra, Blanca y Oriental en los Andes del Perú, según Audebaud et al. Leyenda: 1 a 5: zócalo y cobertera; 6 y 7: series terciarias, volcánicas y detríticas; 8 a 10: materiales intrusivos.



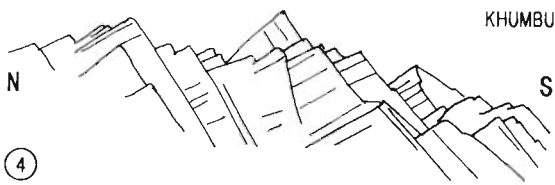
NANDA DEVI



HIMALAYA DEL NEPAL



PAIJU



KHUMBU

Fig. 9. Esquemas morfoestructurales del Nanda Devi (Himalaya) (1), Paija (Karakorum) (2), escalones del Himalaya del Nepal (3) y Khumbu (Himalaya) (4). Hasta la figura 19, ver explicación en el texto.

las inversas y de ello resultan también pautas morfoestructurales en ángulo, que son visibles en el circo de Khumbu (Fig. 10-8). El examen de los planos de disyunción visibles en la pirámide del Everest, muestra que sus principales elementos guían el modelado. La influencia directa de los cruces de fracturas y planos de estratificación en los perfiles y facetado de la pirámide es clara en cualquier perspectiva (Fig. 11-9, 10 y 11) y hemos explicado tal red como consecuencia del levantamiento, basculamiento, compresión y distensión del macizo. Estas redes se manifiestan con intensidades, densidades y de modos diversos, como es visible en los gráficos siguientes, pero las claves son constantes y descomponen la montaña en elementos fraccionarios que siguen esa geometría a diversas escalas. Los procesos morfogenéticos se adaptan, según sus caracteres (nivación, glaciario, gelifracción, aludes, etc.) a los rasgos mayores, medios o menores, pero así las macro, meso y microformas siguen, con evidente armonía y hasta simetría formal, la norma geométrica estructural.

Las pautas en V se manifiestan de un modo muy marcado, por ejemplo, en el Nanga Parbat, en razón de su peculiar modo de surrección y de la distensión de su bloque sobre-levantado, así como en

el Kangchenjunga; más enlazadas con una red en rombo, están también en el Chobutse, cuya forma en *horn* está inscrita en su estructura, y en la rigidez de formas del Pasu Peak (Fig. 12). Igualmente definen la forma del Paiju o del K-2, en el Karakorum (Fig. 13-20 y -21).

Estas constantes morfoestructurales actúan igualmente en los relieves alpinos, como es en el caso de las Dolomitas (Fig. 13-22 y -23) —aunque pueden quedar atenuadas por una presencia señalada de planos de disyunción verticales y horizontales (Fig. 13-24 y 25)—, en la pared Norte del Eiger o en el Grepon, en forma de gran rombo abierto, con otros internos, y en el Cervino, cuya forma está preestablecida en su propia red (Fig. 14-26, -27 y 28).

En el Pirineo se reconocen sin dificultad estas normas geométricas, como en el caso del sector septentrional calcáreo del Viñemal (Fig. 14-29) y, con independencia del roquedo, en los granitos del Pallas o en las dacitas del Midi d'Ossau (Fig. 14-30 y -31). La estructura en rombos surca toda la pared del Mulhacén —Sierra Nevada— y abre en ella sus canales.

En los Andes reaparecen, aunque en casos, como en el Taulliraju y en el Chacaraju, subordina-

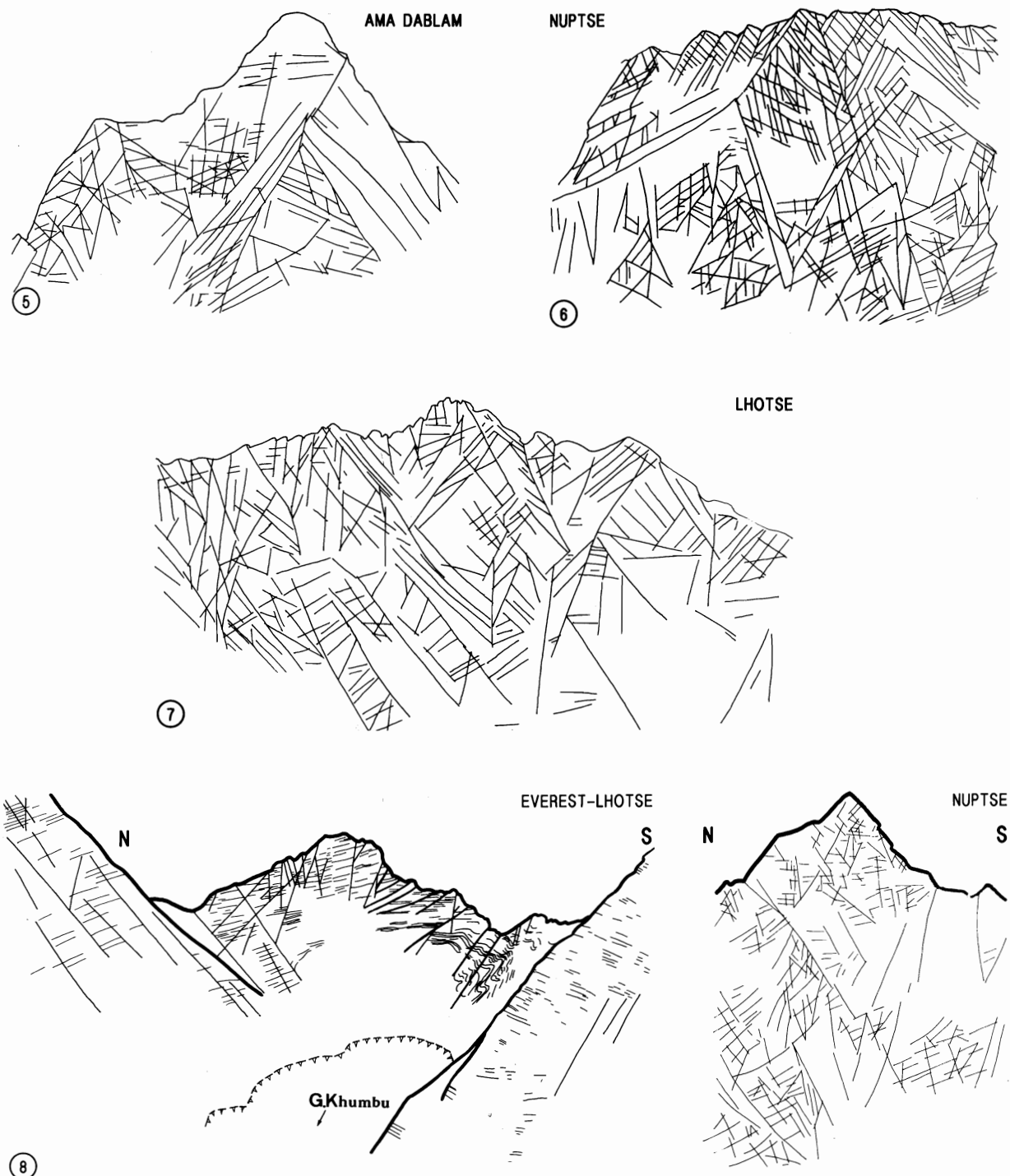


Fig. 10. Esquemas morfoestructurales del Ama Dablam (5), Nuptse (6), Lhotse (7) y Everest-Nuptse (8), en el Himalaya.

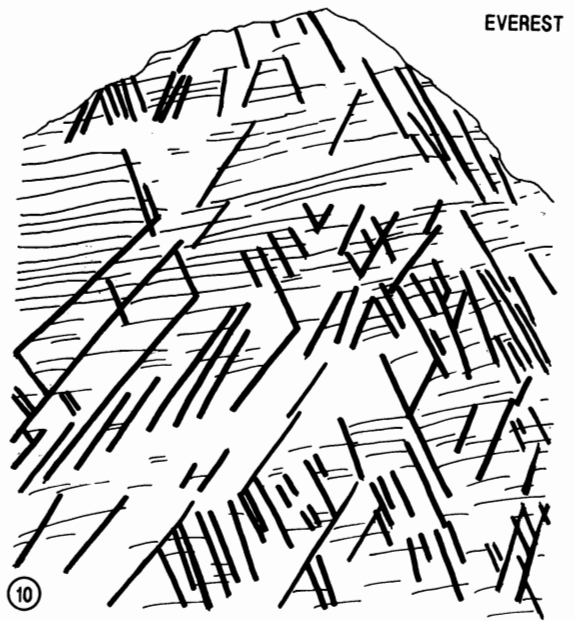
das a un mayor papel morfológico de las fracturas verticales, o del bandeo en el Chopicalqui y el Huascarán. Sin embargo, en éste la adaptación de las siluetas de los picos y del collado a su estructura es estricta e internamente se reproduce la pauta de la que derivaron; al mismo tiempo, la estructura en V es más evidente en el corte del pico contrario a la dirección general de la cordillera (Fig. 15-36 y -37). Las redes de rombos, aunque imperfectamente configuradas, se observan en el Aconcagua (Fig. 16-38) y formas en V en los Andes patagónicos. Pero la pauta de la fracturación vertical dominante determina los volúmenes de los relieves graníticos del

Fitz-Roy, del Cerro Torre o de las Torres del Paine (Fig. 16-40 y -41).

El seguimiento del modelado de alta montaña de esta trama estructural generalizable tiene, en ocasiones, resultados especialmente claros, pero no insólitos. Uno de ellos es el que permite el labrado relacionado de formas angulares positivas, como un *horn*, y negativas, como un circo, a favor de la explotación por distintos mecanismos morfogenéticos de montaña del mismo sistema de fracturas en rombo, como es visible en los ejemplos de la figura 16-42. De este modo, otras formas de montaña, aunque no sean estrictamente cordilleranas, pueden



EVEREST

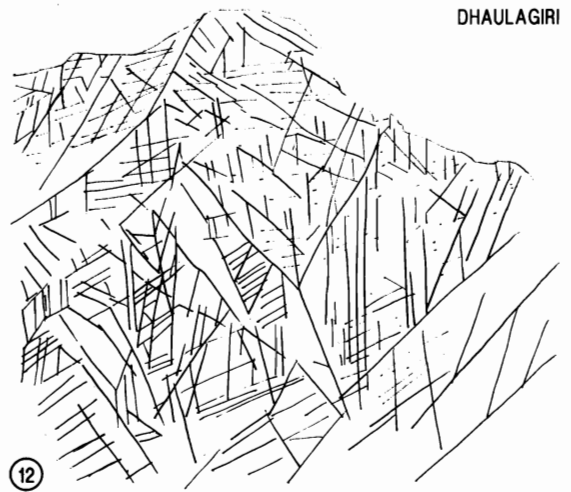


EVEREST



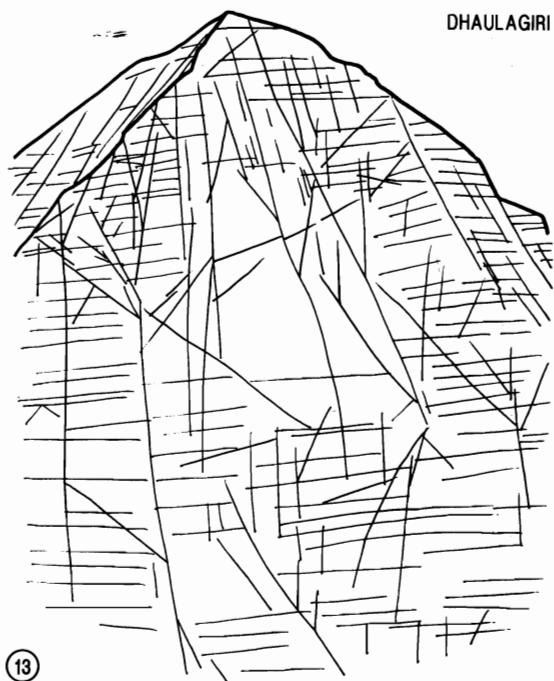
EVEREST

11



DHAULAGIRI

12



DHAULAGIRI

13



ANNAPURNA

14

Annapurna I (8.094) (Cap. Sur)

Fig. 11. Esquemas morfoestructurales del Everest desde el Sur (9), Oeste (10) y Norte (11), del Dhaulagiri (12, 13) y del Annapurna (14) (Himalaya).

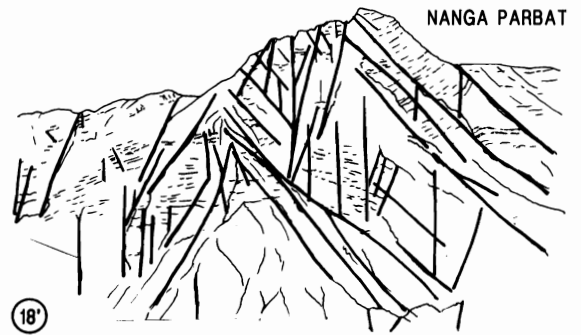
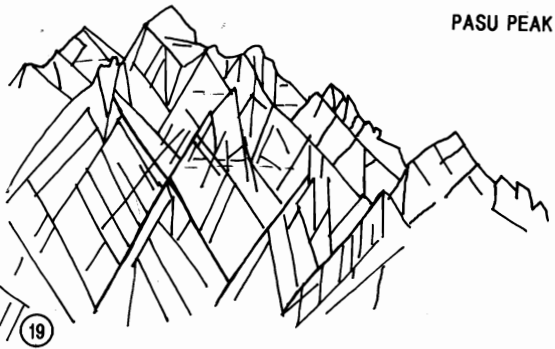
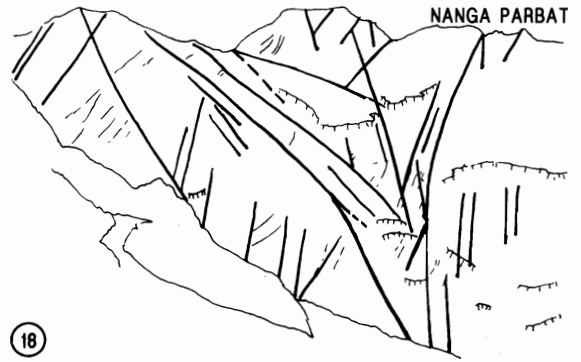
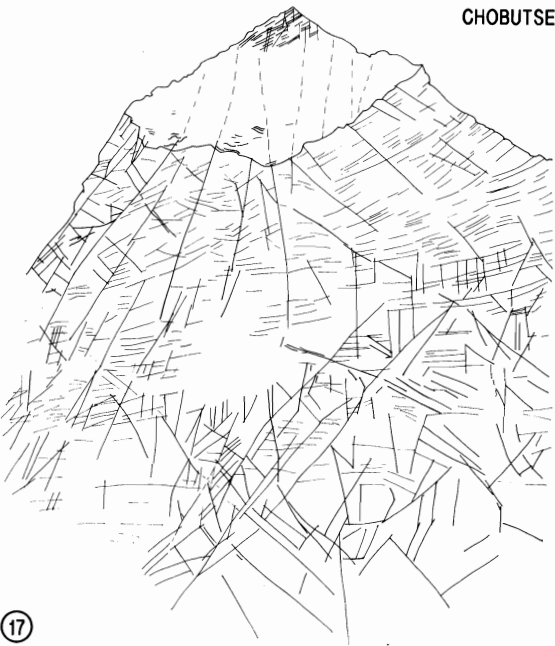
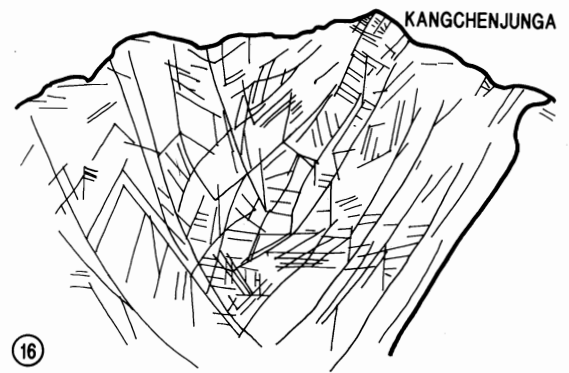
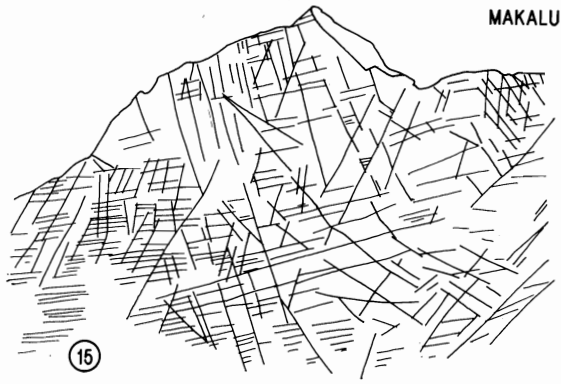
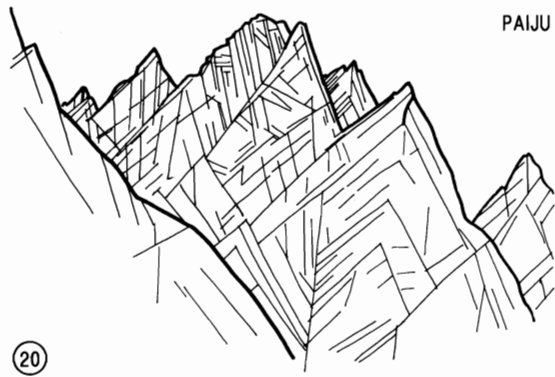


Fig. 12. Esquemas morfoestructurales del Makalu (15), Kangchenjunga (16), Chobutse (17) y Nanga Parbat (18), en el Himalaya, y Pasu Peak (19), en el Karakorum.

ser también explicadas de un modo similar y mediante parecidas pautas, si su morfotectónica y sus procesos de modelado lo permiten: así ocurre con el Pico Urriello, escindido según sus fracturas por la morfogénesis glaciara pleistocena y esculpido internamente según una trama estructural en parte asimilable a las que hemos reconocido (Fig. 16-43). Dos son, en suma, las pautas preferentes que hemos ido observando: la estructura en rombo y, en relación con ella, la angular en V, destacadas en la figura nº 17 en un relieve del Pirineo y en otro de los Alpes.

En cualquier caso, la comparación permite la

homologación. En la figura nº 18 puede verse, por ejemplo, la semejanza morfológica entre dos montañas de estructuras muy distintas y de dos tipos de cordilleras diferentes: la cara Norte del Monte Everest (1), en el Himalaya, y la Sur del Monte Perdido (2) en el Pirineo. El carácter sedimentario de ambas cumbres y el labrado del macizo según líneas de fracturación en parte similares conduce a una convergencia morfográfica justificable. Estos son los datos que permiten entender las similitudes de relieves en edificios de orígenes diversos, algunas de las analogías formales entre las cordilleras y, acaso, un aspecto de la armonía de las montañas.



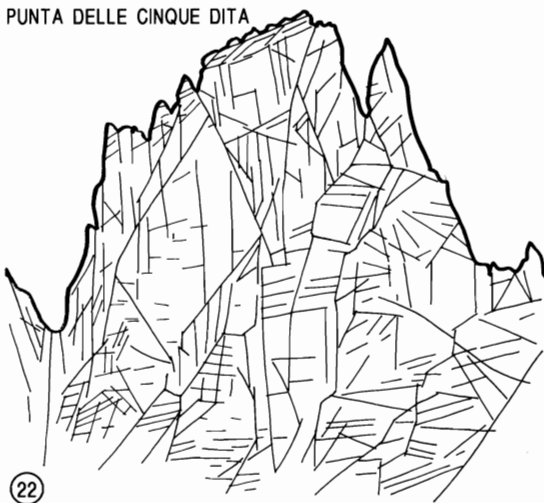
PAIJU

20



K-2

21



PUNTA DELLE CINQUE DITA

22



TRE SCARPI

23



CRISTALLO

24



SASSOLUNGO

25

Fig. 13. Esquemas morfoestructurales del Pajju (20) y K-2 (21), en el Karakorum, y de la Punta delle Cinque Dita (22), Tre Scarpi (23), Cristallo (24) y Sassolungo (25), en los Dolomites, Alpes.

2. JUSTIFICACIONES MORFOTECTONICAS

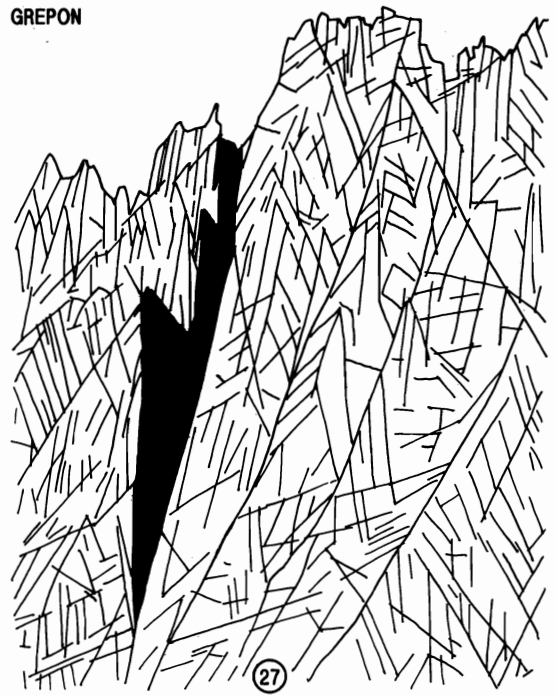
Una red de fracturas conjugadas permite entender la trama más habitual que guía el modelado de áreas tan fuertemente tectonizadas como son las cordilleras y tan intensamente labradas por sus fuertes pendientes e intensos procesos.

En primer lugar, la compresión puede producir fracturación cruzada en formas de rombos en bancos masivos, como también la ocasionan ciertos desgarres y las asociaciones de fracturas en los corredores de desenganche (VIALON et al., 1976). En segundo lugar, la extensión se traduce en sistemas de fallas conjugadas normales, con típicas formas en V, en fallas conjugadas por movimiento se-

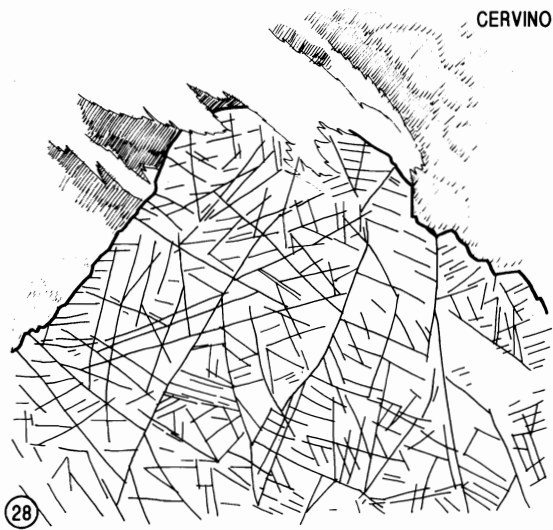
cuencial o sincrónico, tendentes a formas en W y en M (RAMSAY et al., 1987); las derivadas de reactivación de las partes inferior o superior de las fallas, quizás pueden explicarse en relación, las primeras, con la surrección general del bloque y las segundas, internamente, por efecto de la distensión del bloque levantado. De este modo preponderan las tramas en rombos, en M y en V. También es lógico un proceso combinado, que se inicia por compresión, es seguido por extensión y apertura del bloque y, finalmente, por la disociación mecánica de la estructura por los agentes erosivos de montaña. Todo ello lleva a las homogeneidades generalizables que hemos apuntado y que permiten calificar a estas formas de *sistema morfológico*.



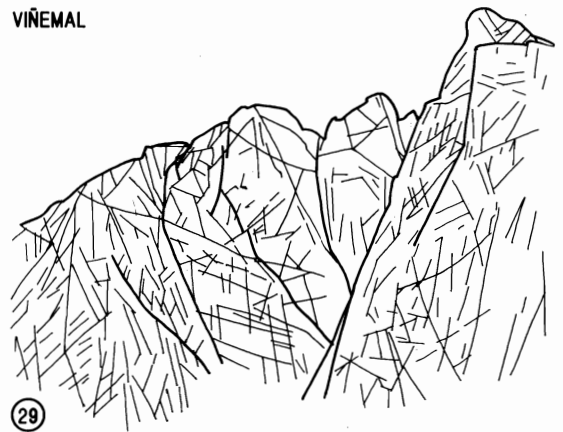
EIGER



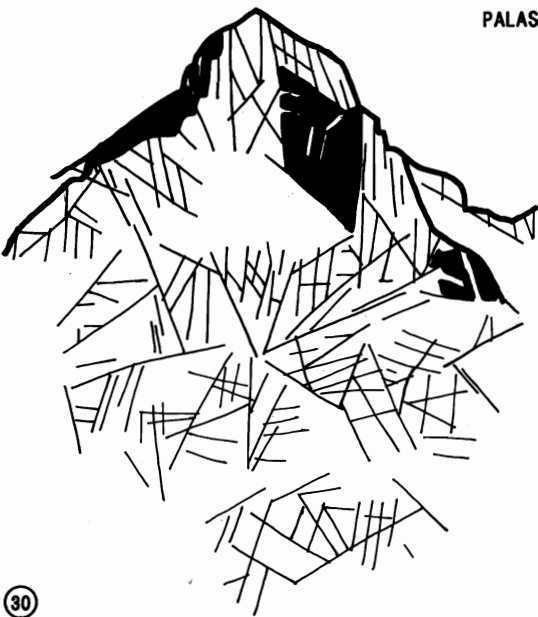
GREPON



CERVINO



VIÑEMAL



PALAS



MIDI D'OSSAU

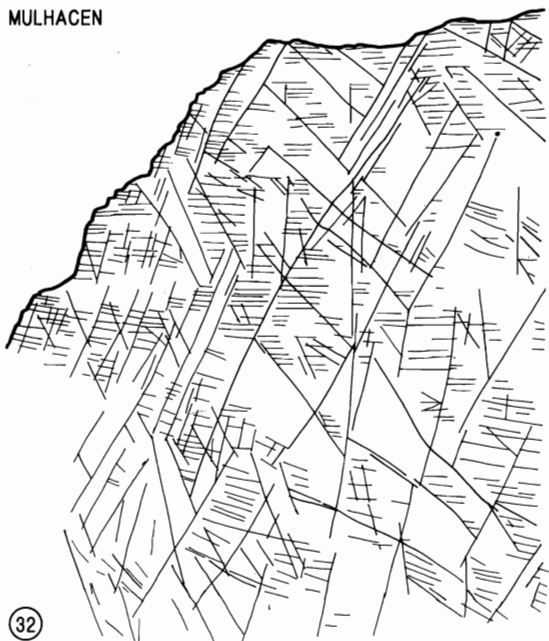
Fig. 14. Esquemas morfoestructurales del Eiger (26), Grepon (27) y Cervino (28), en los Alpes, y del Viñemal (29), Palas (30) y Midi d'Ossau (31), en el Pirineo Axil.

3. MONTAÑAS DE FRACTALES

Hemos señalado en otros trabajos cómo Viollet-Le-Duc definió ya en 1876 las morfoestructuras del Mont-Blanc como un sistema de romboedros,

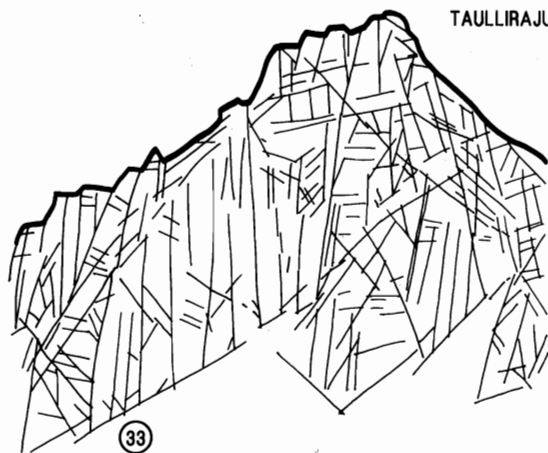
analizándolas gráficamente y estableciendo su evolución morfológica hasta mostrarlas como una ruina arquitectónica. No sin razón escribía Viollet una frase reveladora: *“Il est fort heureux que la géométrie ait été inventée avant l'origine des mondes, car*

MULHACEN



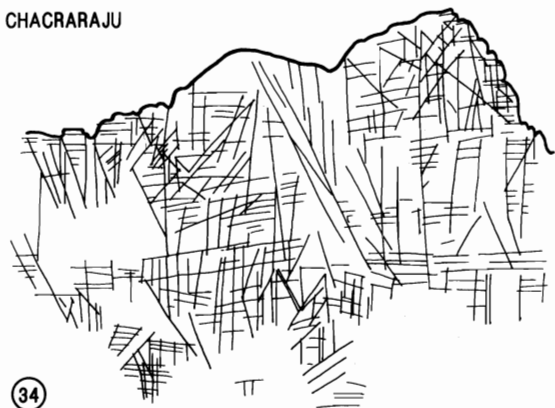
32

TAULLIRAJU



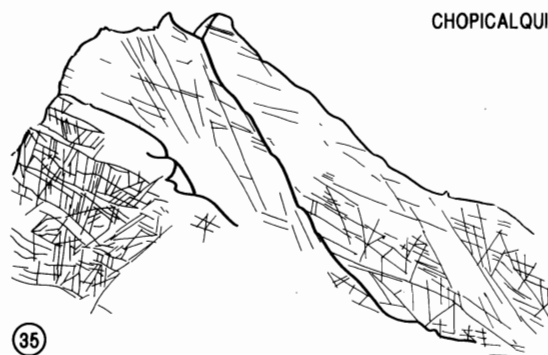
33

CHACRARAJU



34

CHOPICALQUI



35

HUASCARAN



37

HUASCARAN



36

HUASCARAN



37

Fig. 15. Esquemas morfoestructurales del Mulhacén (Sierra Nevada) (32) y del Taulliraju (33), Chacaraju (34), Chopicalqui (35) y Huascarán (36 y 37), en los Andes.

sans elle il eut été impossible de les former". Los prismas, pirámides y rombos de las montañas tienen, pues, un modelo desde el que se generan (M. DE PISON, 1993).

En 1977, en un trabajo en colaboración con M. Arenillas, la formación matemática de mi compañero nos condujo a plantear la posibilidad de establecer el modelo geométrico a partir del cual se habían labrado las gargantas meridionales de Gredos, si-

guiendo estrechamente la pauta estructural del macizo (ARENILLAS Y M. DE PISON, 1977). Más tarde hemos vuelto a ponderar hipótesis similares, en concreto a partir de la divulgación de la teoría de los fractales y de otras numerosas experiencias morfo-geométricas propias.

Las observaciones en el sistema morfoestructural que rige el relieve de las Islas Canarias proporcionan un buen ejemplo en este sentido. En

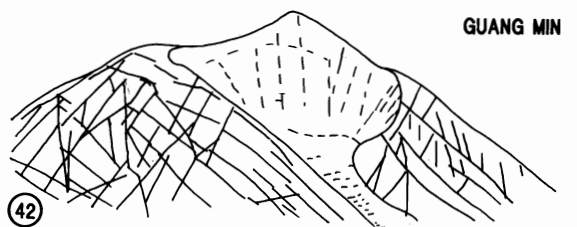
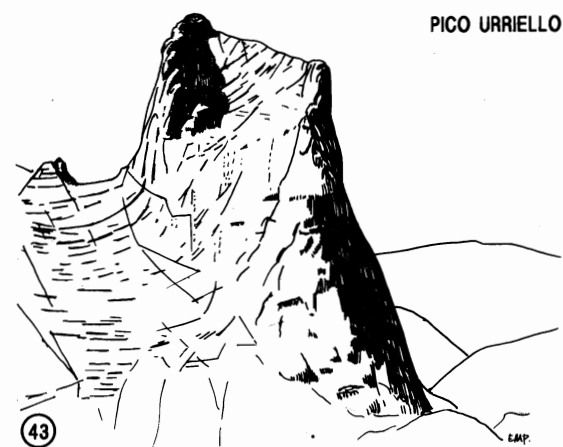
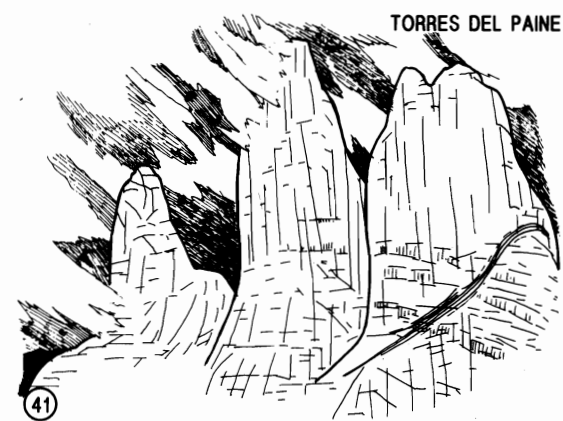
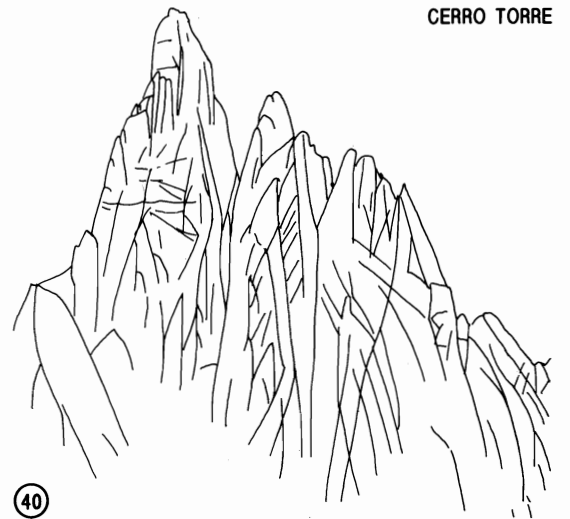
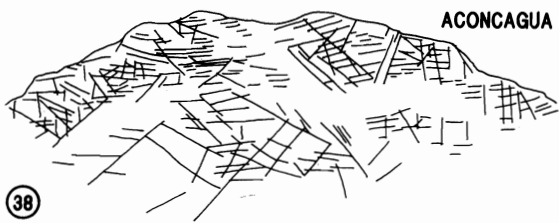


Fig. 16. Esquemas morfoestructurales del Aconcagua, cara Sur (38), Cerro Castillo (39), Cerro Torre (40) y Torres del Paine (41), en los Andes (Karakorum), Gauri Sankar y Guang Min (Himalaya) (42) y del Pico Urriello (Picos de Europa) (43).

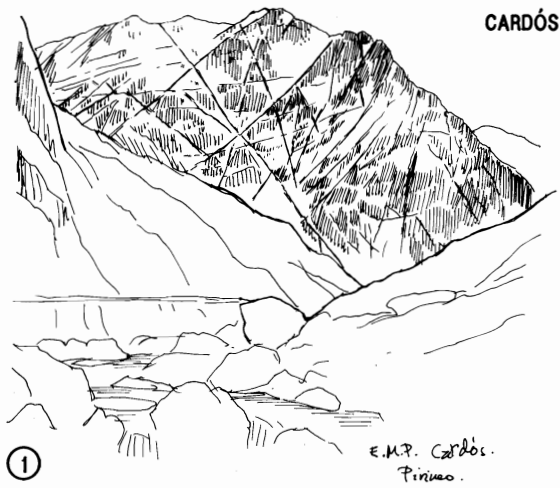


Fig. 17. Esquemas morfoestructurales sobre sistemas de fracturas en rombo y V en relieves del Pirineo (1) y de los Alpes (2).

principio, la disposición del Archipiélago está regida por dos directrices estructurales principales (NE y SW), que se cruzan en un campo conjugado y las islas se adaptan a este trazado y toman formas an-

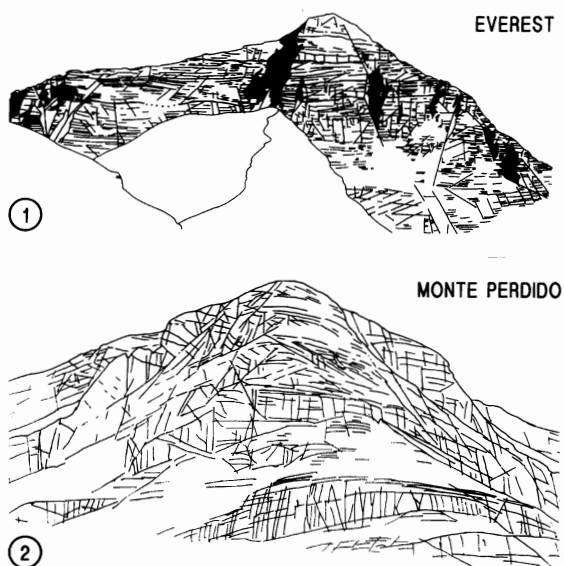


Fig. 18. Formas similares derivadas de morfoestructuras locales semejantes, en picos, sin embargo, de cordilleras diferentes, con características morfotectónicas generales distintas (1: Cara Norte del Everest, Himalaya. 2: Cara Sur de Monte Perdido, Pirineo).

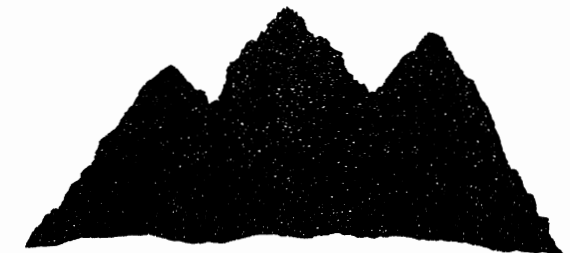
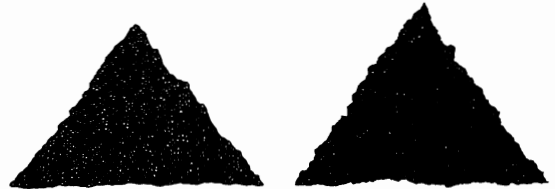
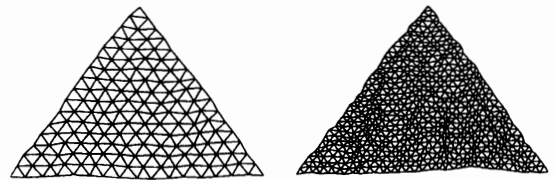
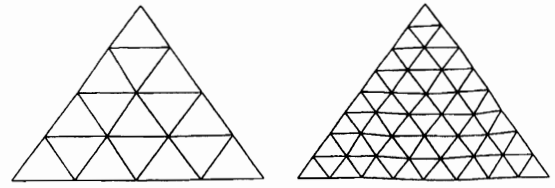
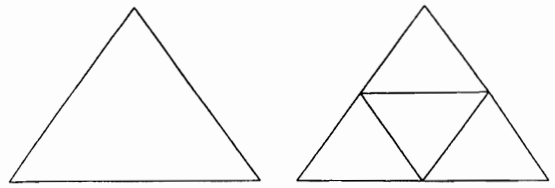


Fig. 19. Formación de "montañas de fractales" (Según BARRALLO, 1993).

gulares, lineales y redondeadas, cuando domina en ellas, respectivamente, un cruce principal de fracturas, una sola o una red densa. Las construcciones de los edificios volcánicos internos de cada isla siguen estas mismas pautas, como por ejemplo Las Cañadas o Timanfaya, y los procesos erosivos labran sus barrancos y cabeceras, adaptados rígidamente a esa red, como el Barranco de las Angustias y la Caldera de Taburiente; del mismo modo, un volcán monogénico sigue la misma trama. Es decir, el paisaje insular se arma sobre una red estricta y repetitiva, articulada a muy diversas escalas, sobre un sistema de fractales. La observación morfotectónica de un lugar muy lejano, el sector occidental de la Isla Livingston, en las Shetland de Sur, donde he tenido ocasión de realizar varios trabajos, lleva a una conclusión parecida: la organización de ese espacio insular en digitaciones sucesivas, de similar orden y distinta escala, depende de la trama

tectónica y remite a la idea de los fractales.

“Las leyes matemáticas que gobiernan la naturaleza son el origen de su simetría”, escribe H. Weyl. Dentro de esta norma, la disposición en red de rombos ha sido llamada *quincuncial* y no es nada infrecuente (WEYL, 1991). La red que hemos estudiado responde también a una geometría en piezas sistemáticas, es un sistema repetitivo y encajado de parámetros de fracturación, que es posible modelizar por ordenador, lo que permite su inserción en la teoría de los fractales. Efectivamente, “un fractal consta de fragmentos geométricos de orientación y tamaño variable, pero de aspecto similar. Si lo ampliamos, nos irá mostrando una serie repetitiva de niveles de detalle, de modo que a todas las

escalas que se examine, la estructura presentada será similar. Así un objeto fractal ofrecería el mismo aspecto observado a una escala de metros o milímetros” (BARRALLO, 1993). De este modo, a partir de una figura geométrica simple, un triángulo, se ha construido por agregación sistemática la figura de una montaña (figura nº 19). A la inversa, las estructuras fractaliformes tienden, por disminución —por erosión— a reproducir la forma, acoplada a esa estructura basada en la *autosimilitud*. Por procedimiento inverso, pues, se alcanza el mismo sistema de fractos. Ello explica bastantes cuestiones morfológicas, pero además permite modelizar y ello puede abrir una puerta mayor al entendimiento de las formas terrestres.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEGRE, C.: *L'écume de la Terre*. Paris, Fayard, 1983, 366 p.
- ARENILLAS, M. Y MARTINEZ DE PISON, E.: “Las gargantas meridionales de Gredos”. Granada, *V Coloquio de Geografía*, 1977, p.29-33.
- AUBOUIN, J. et al.: *Tectónica, Tectonofísica, Morfología*. Barcelona, Omega, 1980, XI + 642 p.
- AUBOUIN, J. et al.: “Esquisse paléogéographique et structurale des Andes meridionales”. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 1973, XV, p.11-72.
- AUDEBAUD, E. et al.: “Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Perú et Bolivia)”. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 1973, XV, p.73-114.
- BARBIER, R.: *La zone subbriançonnaise dans la région du Galibier*. Grenoble, Trab. Lab. Géol., 1963.
- BARRALLO, J.: *Geometría fractal. Algorítmica y representación*. Madrid, Anaya, 1993, 224 p.
- BORDET, P.: *Recherches géologiques dans l'Himalaya de Nepal. Région du Makalu*. Paris, CNRS, 1961, 275 p.
- DEBON, F.: *Massifs granitiques de Cauterets et Panticosa*. Orleans, CNRS, 1972, 37 p.
- *Diccionario de voces españolas geográficas*. Madrid, Acad. Historia, 1796, 85 p.
- FREY, P.A.: *E. Viollet-Le-Duc et le Mont-Blanc. 1868-1897*. Lausanne, Payot, 1988, 160 p.
- GANSSER, A.: *Geology of the Himalayas*. Londres, Interscience, 1964, XVI + 289 p.
- HAGEN, T. et al.: *Mount Everest. Formation...* Londres, Oxford. Un. Press, 1963, VII + 195 p.
- HSÜ, K.J.: *Mountain building processes*. Londres, Academic Press, 1982, X + 263 p.
- MARTINEZ DE PISON, E.: “Los conceptos y los paisajes de montaña”. En *Supervivencia de la montaña*, Madrid, S. Publ. Agrarias, 1981, p.21-34.
- MARTINEZ DE PISON, E.: *El relieve de la Tierra*. Madrid, Salvat, 1982, 64 p.
- MARTINEZ DE PISON, E.: “El macizo granítico del Aneto”. En *Atlas de Geomorfología*, Madrid, Alianza, 1986, p.17-26.
- MARTINEZ DE PISON, E.: “Morfoestructuras del Valle de Benasque”. *An. Geogr. Univ. Compl.*, 1990, 10, p.121-147.
- MARTINEZ DE PISON, E.: “Observaciones geomorfológicas en el Nanga Parbat”. *Ería*, 1991, 26, p.157-177.
- MARTINEZ DE PISON, E.: *La Antártida y las regiones glaciares del Globo*. Madrid, Univ. Autónoma, 1992, 96 p.
- MARTINEZ DE PISON, E.: “El geomorfólogo Viollet-Le-Duc”. *Ería*, 1992, 29, p. 267-270.
- MARTINEZ DE PISON, E., LOPEZ, J. y NICOLAS, P.: *Observaciones geomorfológicas en la vertiente tibetana del Everest*. Madrid, Universidad Autónoma, 1989, 159 p.
- MARTINEZ DE PISON, E. y MUÑOZ, J.: *Observaciones sobre la morfología del Alto Gredos*. Madrid, Inst. J. S. Elcano, 1972, 103 p.
- MORET, L.: *Précis de Géologie*. Paris, Masson, 1967, 681 p.
- NOVO, P. de: *Diccionario de voces usadas en Geografía Física*. Madrid, Real Soc. Geogr., 1949, 409 p.
- RAGAN, D.: *Geología estructural*. Barcelona, Omega, 1980, 207 p.

- RAMSAY, J. G. y HUBER, M.I.: *Modern Structural Geology*. Vol 2. Londres, Academic Press, 1987, 700 p.
- ROBERTS, A. M. et al.: *The Geometry of Normal Faults*. Londres, Geol.Soc., 1991, 264 p.
- SCHAEER, J.P. y RODGERS, J. (eds.): *The Anatomy of Mountain Ranges*. N. Jersey, Princeton Un. Press, 1987, 298 p.
- SEGURET, M.: *Etude tectonique des nappes et séries decollées de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées*. Montpellier, USTELA, 1972, 162 p.
- TERAN, M. de: *Las formas del relieve terrestre y su lenguaje*. Madrid, R. Acad. Esp., 1977, 66 p.
- TRICART, J.: *Géomorphologie structurale*. Paris, SEDES, 1968, 322 p.
- TURCOTTE, D. L.: *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press, 1992, X + 221 p.
- VIALON, P. et al.: *Elements de Tectonique analytique*. Paris, Masson, 1976, 118 p.
- WEYL, H.: *Simetría*. Madrid, McGraw-Hill, 1991, 130 p.
- WORRINGER, W.: *Abstracción y Naturaleza*. México, F.C.E., 1953, 139 p.