

TERESA BULLON MATA*

CLAVES MORFOESTRUCTURALES Y MORFOGENÉTICAS PARA LA INTERPRETACION DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE GUADARRAMA**

Situada entre las Sierras de Somosierra - Ayllón y Gredos, que forman parte del Sistema Central, la Sierra de Guadarrama es un territorio accidentado, que se alarga en una dirección preferente NE - SW, pero su anchura es escasa y sus laderas montañosas terminan rápidamente en superficies subhorizontales sobre las que se eleva. El medio físico que le caracteriza está fuertemente influenciado por las condiciones de continentalidad de la Meseta, a causa de su situación en el centro de la misma. Gredos, de localización más occidental, tiene una mayor afinidad atlántica, y Somosierra - Ayllón, por su proximidad al Sistema Ibérico, adquieren

ciertas modalidades climáticas y biogeográficas de éste.

El sector occidental de la Sierra de Guadarrama comprende todos los conjuntos de relieves elaborados sobre materiales cristalinos que afloran entre las cuencas terciarias del Duero y Tajo, desde los meridianos del Puerto de Navacerrada al este y el de la Cruz Verde al oeste. Consta de un sector montañoso, con alineaciones más o menos individualizadas entre valles interiores, y dos unidades más bajas que aquél, al que sirven de base, con una topografía fundamentalmente plana, a las que se ha denominado piedemontes¹.

¹ Con la palabra «piedemonte» se denomina aquí el conjunto de unidades de relieve labradas sobre materiales cristalinos, situadas en el contacto con las laderas montañosas, que tienen altitudes y pendientes sensiblemente inferiores a éstas. No se usa, por tanto, en el sentido restringido que se le suele dar en la geomorfología francesa, ni en el que es utilizado por los geólogos españoles, más difuso.

La razón de la elección para estas unidades de relieve de un término preciso es doble; por un lado es necesario expresar que existe entre las llanuras terciarias y las montañas propiamente dichas un territorio de transición, donde los caracteres de la morfogénesis, del medio natural y de la explotación antrópica cambian gradualmente de una a otra, dando lugar a unidades específicas de gran interés geográfico. Por otro lado, conviene dejar claro que el área de llanura más próxima al sector montañoso depende muy estrechamente de él, pues es lugar de origen de los arrastres torrenciales que la tapizan, de la mayor parte del agua superficial y subterránea que discurre por ella, y de los cambios climáticos apreciables, disminución de las temperaturas y aumento de las precipitaciones, debido a la proximidad de las elevaciones orográficas.

El sector de piedemonte, que comprende un conjunto de unidades de relieve y de medio natural perfectamente definido, ha tenido habitualmente una denominación heterogénea, pues los significados científicos se han mezclado más o menos confusamente con evocacio-

nes de origen literario. Birot y Solé, así como Vidal Box le llaman en ocasiones zócalo, lo que en la actualidad no es conveniente, pues la palabra tiene unos significados estructurales muy precisos. También Vidal Box las denomina a veces aceras, peanas, rampas; Vaudour pedestal y piedemonte cristalino; Lázaro Ochaíta - Asensio pie de monte, plataforma de pie de sierra, planicies en gradería, planicies cristalinas, o llanadas San Miguel de la Cámara, etc. También a menudo se ha tomado el todo por la parte y se ha hecho coincidir el piedemonte con las unidades geomorfológicas principales que lo constituyen, es decir, con los arrasamientos erosivos, lo que en cierto modo significa una cierta reducción de los planteamientos geomorfológicos.

Era necesario, en definitiva, buscar un término específico, que indicara por sí mismo el tipo de unidad geográfica a la que se hacía referencia. Los nombres más adecuados de todos los indicados eran, a nuestro entender, el de piedemonte o el de rampa. Finalmente, hemos preferido elegir el primero, pues era el que menos se había empleado para denominar otras unidades específicas de la Sierra de Guadarrama, ya que, como es sabido, tanto Vaudour (1979) como Lázaro Ochaíta - Asensio (1977 - 1980) se refieren con el nombre de rampas a las superficies de erosión que enrasan en el borde septentrional de la cuenca del Tajo las arenas terciarias, los afloramientos mesozoicos y las rocas cristalinas, que se internan bastante extensamente en el interior de la cuenca.

* Departamento de Geografía Física, de la Facultad de Geografía e Historia, Universidad Complutense de Madrid.

** Este artículo se ha elaborado a partir de las conclusiones que aparecen en la tesis doctoral de la autora (*Es-*

tudio geográfico del sector oeste de la Sierra de Guadarrama, 890 pp. y seis mapas geomorfológicos a escala 1:50.000), leída el 26 de marzo de 1985 en la Facultad de Geografía e Historia de la Universidad Complutense de Madrid.

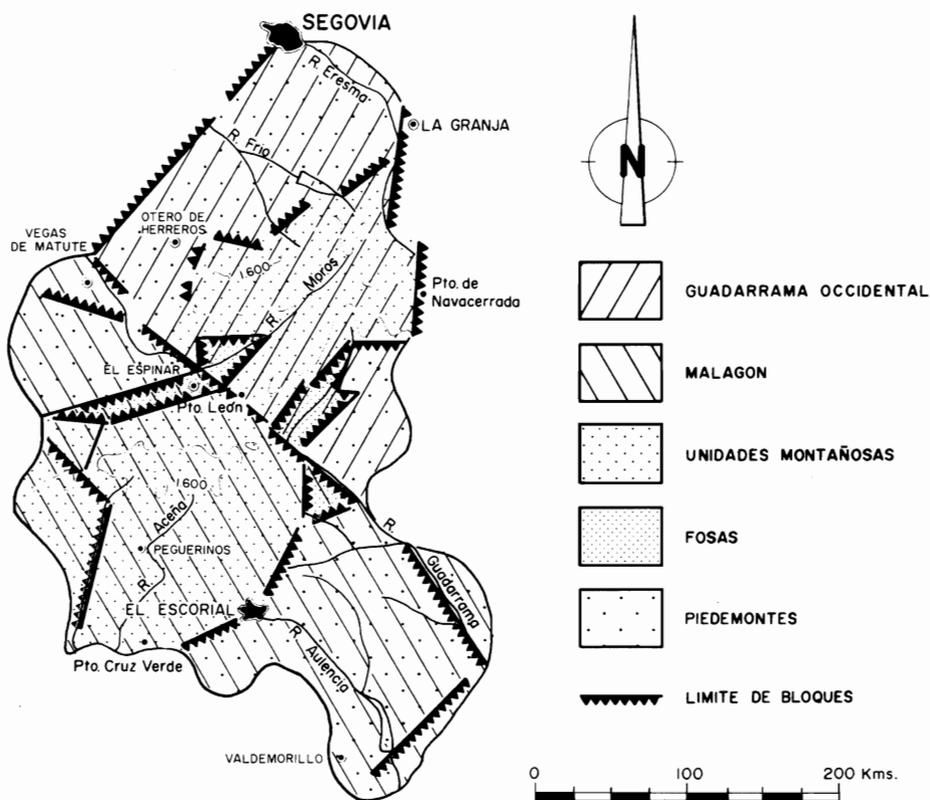


Fig. 1. Situación y caracteres generales.

El sector montañoso tiene un tramo más elevado en torno al Puerto de Navacerrada, con cotas próximas a los 2.200 m. en Peña del Oso, Montón de Trigo y Siete Picos, pero la altitud decrece considerablemente hacia el oeste, donde las cimas bajan desde los 1.902 m. de Cueva Valiente a los 1.757 de Cabeza Renales. Por su parte los piedemontes tienen altitud similar tanto al norte como al sur de las unidades montañosas en el área más próxima a ellas, sobre los 1.100 m., y descienden suavemente a partir de allí hasta su extremo inferior.

En este territorio tienen su cabecera gran número de corrientes fluviales que se organizan en varias cuencas. Destacan las de Moros y Valsain, que drenan hacia el Duero, y las del Guadarrama, Aulencia y Cofio que son tributarias del Tajo. La mayoría de sus ríos corren en los tramos altos por gargantas profundas, que constituyen ámbitos umbrosos y húmedos cubiertos de pinar de pino silvestre, de gran importancia natural, mientras que en los piedemontes las aguas discurren por cauces levemente encajados, o por llanuras aluviales más o menos extensas.

La morfología del sector occidental de la Sierra de Guadarrama no es demasiado bien conocida. Se han hecho sobre ella estudios que, salvo la obra de Birot - Solé, de 1954, muy general y basada en supuestos teóricos algo anticuados, son más bien de carácter fragmentario y local. En ellos se soslayan la mayor parte de los factores morfoestructurales y la extracción de datos se efectúa con preferencia en el contacto entre los piedemontes y las cuencas terciarias, quedando el sector montañoso prácticamente ignorado, salvo en lo que se refiere a algunos aspectos del modelado cuaternario. En el análisis que sirve de base a este trabajo se han tomado en consideración tanto los bloques montañosos como los de

piedemonte y se ha atendido igualmente a los factores estructurales y a los de modelado, intentando dar para cada lugar concreto el valor que cada uno de ellos tiene en la organización del relieve y el modo de combinación de los elementos que lo constituyen.

I.- LOS CARACTERES DE LA FRACTURACION

La Sierra de Guadarrama se ha formado durante el Terciario a consecuencia del movimiento de bloques del zócalo granítico - gneístico, de edad hercínica, arrasado por la erosión y fracturado desde el tardihercínico preferentemente según un sistema de fallas conjugadas de dirección NE - SW y NW - SE. El levantamiento de sus cumbres hasta altitudes que sobrepasan los 2.000 m. es el fenómeno contrario al del hundimiento de las fosas del Duero y Tajo, con las que se relacionan genéticamente.

El desplazamiento de los bloques a lo largo de las fallas ha sido variado, pero la erosión ha borrado la mayor parte de las estructuras del plano de falla, por lo que en algunos casos el movimiento resulta más claro deduciéndolo de los efectos morfológicos que provocan, combinados con ciertos criterios geológicos, como la modificación de las estructuras preexistentes o la aparición de fracturas secundarias significativas.

Según su importancia geológica y papel morfoestructural pueden distinguirse varios grupos de fallas:

a) Aquéllas a lo largo de las cuales se han producido movimientos verticales importantes, que actúan por este motivo como límite de los principales

bloques tectónicos que se definen. Suelen estar intruidas por diques de diversa composición y anchura, de ubicación anterior a su desnivelamiento terciario; son poco numerosas y frecuentemente se hallan asociadas a depresiones longitudinales.

b) Fracturaciones, bandas de trituración, etc., cuya importancia morfológica es bastante mayor que su evidencia estructural y nitidez de su recorrido longitudinal. Aunque también suelen funcionar como límite de bloque, quizás no sean fallas individualizadas en todo su recorrido, sino retazos de otras diversas que en conjunto se alinean en una dirección y adquieren un comportamiento unitario en la tectónica terciaria.

c) Fallas netas y de gran longitud, que tienen un valor destacado en época tardihercínica, pero de reactivación posterior menos intensa, que provocan desnivelamientos altitudinales de carácter secundario y a veces son aprovechadas por la morfogénesis para labrar gargantas encajadas o collados hendidos. El hecho de que su importancia tardihercínica sea grande se aprecia por los cambios litoestructurales que se producen a un lado y otro de las mismas, y por estar jalonadas en algunos de sus tramos por pequeñas intrusiones graníticas.

Las fallas del cuadrante NE son las de mayor longitud, de espaciamiento regular, las mejor conocidas geológicamente y las más evidentes de todas; imponen la dirección general de la Sierra de Guadarrama y delimitan las morfoestructuras más importantes. Las fallas del cuadrante NW son transversales a la cadena, y su papel morfoestructural es menos evidente que el de las del NE. La longitud de las mismas no suele ser muy grande, dada la escasa anchura del afloramiento de todo el conjunto cristalino, pero es muy posible que algunas de ellas se prolonguen por debajo de los rellenos terciarios de las cuencas. Pocas veces se ha hablado de la importancia alpina de las fallas de esta dirección; no obstante, después de la observación detallada en el campo y a través de fotos aéreas de diversas escalas, se ha podido comprobar que tienen un importante papel en la distribución de los relieves y en la configuración de ciertas morfologías. A escala general del sector occidental de esta Sierra se aprecia un grupo de ellas, regularmente espaciadas, que producen desplazamientos de los bloques montañosos de valor desigual pero de sentido idéntico; el bloque occidental tiene siempre una situación más meridional que el oriental, de manera que en un sentido W - E los bloques están cada vez más lanzados al norte, pues los efectos parciales de cada una de las fallas se van sumando. En conjunto dan como consecuencia que la situación de Guadarrama sea bastante más septentrional que la de Gredos. Además se produce paralelamente una modificación de las direcciones estructurales, que van girando hacia el NW, de manera que Gredos, con respecto a Guadarrama, presenta fallas más marcadamente ENE y las NW se inclinan más hacia el W. Donde mejor se aprecia este efecto es en las fallas comunes a ambos conjuntos, como en la meridional del Sistema Central y en la comparación de las direcciones de los ejes mayores de las grandes fosas tectónicas de Gredos, como Amblés y Tiétar, con las guadarrameñas de Lozoya y Guadalix.

Las fallas E - W son más frecuentes e importantes en los tramos occidentales que en los orienta-

les de Guadarrama y a veces también tienen saltos en la vertical notables. Las N - S, NNE y NNW son más secundarias; no suelen generar morfoestructuras destacadas, aunque sí modifican las existentes. A veces desgarran las fosas y alineaciones y son aprovechadas por los ríos para labrar encajamientos. Lo mismo que ocurría en el caso anterior, estos grupos de fallas son más frecuentes en el sector occidental que en el oriental.

II.- LA INFLUENCIA DE LA LITOLOGIA

La litología interviene en el modelado a partir de las escalas de resistencia de las rocas, pues según su dureza se forman relieves alomados o con crestas agudas, bien patentes en las cumbres. También influye la estructura que ha adquirido a consecuencia de los procesos de deformación tectónica o de intrusión a los que ha estado sometida.

La evidencia de ciertas desigualdades de relieve que forzosamente tienen que estar condicionadas por la litología, una vez descartadas las demás posibles causas, ha dado pie para confirmar que ciertas variedades de roca dan tipos de modelados específicos, según varían ciertos parámetros, que en las rocas geísicas son el contenido en mica y su distribución dentro de la roca, cantidad y color del cuarzo, contenido en glándulas y grados de migmatización o tectonización.

Pueden distinguirse básicamente dos tipos de gneises. El primero de gneises glandulares y bandeados, en ocasiones masivos, con mayor cantidad de feldespato que cuarzo, abundante mica y fuerte migmatización, que ocupa las partes más bajas de las laderas y gargantas y tiene un gran espesor. El otro es de textura más variable, grano fino, mejor orientación metamórfica y mayor contenido en cuarzo. El primero es más alterable que el segundo, que, por el contrario, es muy sensible a la fracturación por cambios de temperatura. Hay un gneis que se desagrega y otro que se fractura. De la morfología de cada uno depende en gran medida la de las laderas y cumbres. Uno tiende a dar formas macizas, cumbres aplanadas y abundantes recubrimientos arcillo - arenosos que favorecen el tapizado de las laderas y la colonización vegetal. El segundo cresterías agudas en las cimas y acumulaciones considerables de fragmentos detríticos de gran tamaño.

Los condicionamientos estructurales se aprecian sobre todo en el grado de resistencia de la roca y en la influencia de la foliación. Como norma general se ha observado que los gneises bandeados finos muestran una mayor influencia de la foliación principal en la morfología, mientras que los gneises oclares pierden este control a medida que aumenta la cantidad y el tamaño de las glándulas. Los resaltes rocosos, tanto a escalas medias como de detalle, muestran dos caras principales, una conforme al plano de la foliación principal, que es como un dorso estructural de buzamiento igual al de aquél, de forma subesférica y muy masivo, apenas afectado por fracturas, y otra opuesta, vertical y muy diaclada, que da abundante material clástico. En ocasiones estas disimetrías son capaces de condicionar la evolución, altitud e importancia de las pedreras de gelifractos, pues aparecen mejor o peor definidas no sólo según las condiciones climáticas o de pen-

diente, sino también en función de la orientación del relieve respecto a los planos de la foliación principal.

De la observación de las rocas graníticas se ha deducido que los criterios para su clasificación son el tamaño y homogeneidad del grano dentro de la roca, el contenido en biotita y feldespatos, así como el grado de tectonización.

Hay tres tipos de tamaño del grano, grueso, medio y fino, con variedades intermedias. El granito de grano grueso porfíroide tiene una gran cantidad de feldespato y escasa de mica. Es una roca muy resistente a la alteración que suele dar abundantes resaltes exentos, pero está frecuentemente sometida a procesos de tectonización. Es casi habitual la presencia de fracturas en los cristales que dan una lineación secundaria que rompe la cohesión de la roca y favorece su rotura o desagregación. En él se desarrollan más que en ningún otro tipo las formas domáticas y sus morfologías derivadas, como las disyunciones en lajas arqueadas y las llambrias. Al mismo tiempo las formas redondeadas o semiesféricas dominan a todos los niveles, desde los bolos que tapizan el suelo a las tolmeras domáticas. También es más frecuente que en ningún otro tipo la descamación paralela a la superficie, el diaclasado de descompresión subhorizontal en cumbres y las formas de detalle, como los pilancones o las pieles de elefante.

Los granitos de grano medio pueden ser porfíroides o de grano homogéneo con abundante mica y plagioclasa o tener un predominio del feldespato potásico. Según la regularidad de su grano y abun-

dancia de la mica, la morfología característica se aproxima más o menos a la variedad anterior. La combinación más frecuente es la de diaclasas ortogonales de bordes muy separados, que provocan la fracturación en bloques cuadrangulares, de bordes romos pero no redondeados. Son frecuentes los resaltes limitados por caras rectangulares que tienen el aspecto de torretas subdivididas en pisos por el diaclasado horizontal.

Los granitos orientados de grano fino suelen marcar la transición de granito a gneis, por lo que aparecen con frecuencia en los bordes de las intrusiones. Se fracturan en bloques pequeños y angulosos, que pueden dar lugar a formaciones de pedreras de tipo periglaciario en exposiciones adecuadas.

Las observaciones de campo revelan que los términos más ácidos, de grano grueso y con poca mica se sitúan en el centro de los afloramientos graníticos, rodeados por rocas de tamaño de grano menor y más elevado contenido en mica. En el centro de alguna de estas intrusiones se interrumpen ciertas fallas tardihercínicas que afectan al gneis y a los granitos próximos a su contacto, con lo que se aprecia que hay una cierta coetaneidad del fenómeno intrusivo con relación al de fracturación, puesto ya de manifiesto por otros autores. Las diferencias en el grado de fracturación crean respuestas morfológicas distintas que se añaden a las motivadas por la composición mineral y textura. Las rocas graníticas más antiguas y de grano medio están más intensamente fracturadas, tienen procesos de alteración *in situ* importantes y apenas dan afloramientos exentos. Las del centro de las intrusiones son más masi-

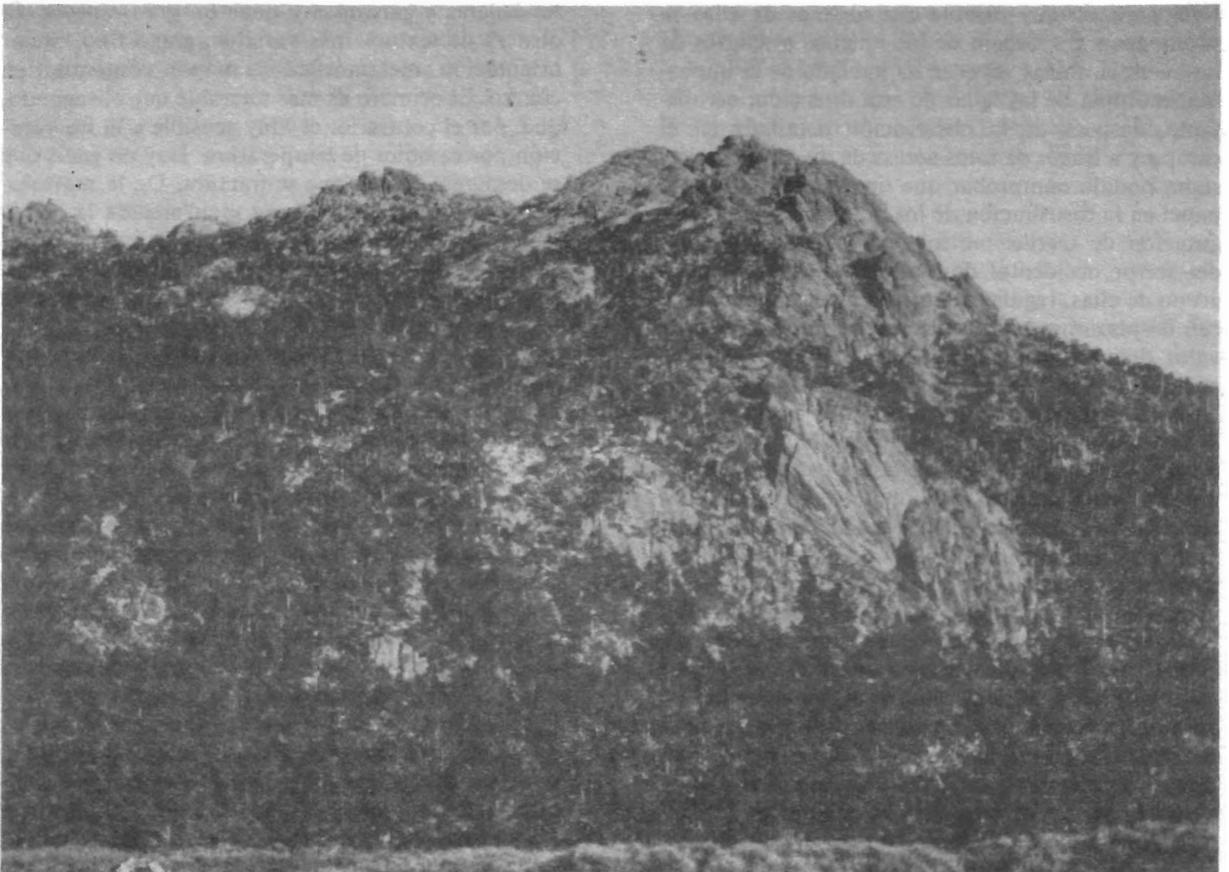


Fig. 2. Formas domáticas, diaclasas curvas y llambrias fuertemente inclinadas sobre los granitos de grano grueso muy resistentes, de Siete Picos.

vas, tienen gran resistencia a la alteración y la roca aflora in situ por todas partes, componiendo conjuntos muy berroqueños.

En los resaltes de granito existe una estrecha relación entre el tipo de litología y el diaclasado. En los que tienen formas domáticas adquiere bastante importancia el diaclasado curvo, especialmente si el domo no está abierto y el volumen exento no es muy fuerte. Las diaclasas rectilíneas empiezan a adquirir importancia si las curvas no son muy abundantes y la forma domática está desdibujada. La dispersión en las direcciones de este tipo de diaclasas disminuye asimismo desde los resaltes semicurvos a los constituidos por espinas o cresterías agudas, muy dominados por fracturas y diaclasas paralelas, que con frecuencia son de origen tectónico.

En algunos conjuntos graníticos, especialmente en los de menor tamaño, se manifiesta una disimetría general del conjunto y de los resaltes de roca, que una vez descartadas las posibles influencias climáticas o de basculamiento del bloque tectónico en el que están ubicados parece que podrían deberse a la relación existente entre la modalidad de la intrusión y la disección a que han estado sometidos.

III.- LA ORGANIZACION MORFOESTRUCTURAL

Las unidades fundamentales de la Sierra de Guadarrama se agrupan en tres bloques principales, uno central, más elevado, y dos adyacentes, a los que se les ha venido denominando piedemontes. Las fallas de dirección NE a partir de las que se diferencian estos últimos de la cuenca terciaria son de gran importancia geoestructural, cortando la corteza hasta una gran profundidad, según afirman Rosales Calvo y otros (1977); aun a pesar de que los análisis gravimétricos no lo digan expresamente, las fallas de contacto de los piedemontes con los bloques montañosos deben ser también profundas y quedan señaladas como fallas o zonas de adelgazamiento cortical en el mapa presentado por Cadavid (1977). Morfoestructuralmente se presentan como escarpes de falla rectilíneos y de gran longitud o sinuosos, a causa de la combinación con fracturas y fallas cortas de direcciones diversas. A veces más que un escarpe simple hay un cierto número de pequeños bloques tectónicos intermedios, que desde las cimas pierden altura de una manera escalonada. De todos ellos sólo los primeros de tales escarpes son reconocidos como de origen tectónico en la literatura geomorfológica clásica; los demás son ignorados o se considera que están causados por el retroceso de los escarpes de falla originales en función de la erosión diferencial.

El contacto de los piedemontes con las cuencas terciarias da la clave de numerosos problemas morfoestructurales, principalmente a causa de la conservación en su borde de la cobertera cretácica, que debió cubrir antes del comienzo de las desnivelaciones de bloques la totalidad del actual conjunto de la Sierra de Guadarrama. El cretácico se muestra deformado con mayor o menor intensidad y según modalidades distintas a lo largo de sus afloramientos, lo que necesariamente viene a indicar que el movimiento de bloques sufrió importantes variaciones transversales. Sobre el terreno se aprecia que es-

tos cambios no son progresivos, sino que están delimitados por fallas, generalmente de dirección NW, que sin ningún efecto morfoestructural visible se prolongan por el piedemonte cristalino y continúan más o menos desplazadas, por los bloques montañosos, determinando cambios en la elevación de éstos. Así pues, parece claro que la fracturación transversal actúa coetáneamente al movimiento de las fallas longitudinales, dando lugar a bloques individualizados con respecto a los demás.

El contacto cuenca - zócalo en el piedemonte norte es diferente a un lado y otro de una falla que desde el Puerto de León se dirige al noroeste, hacia Vegas de Matute. Mientras que hacia el oeste el citado contacto aparece bien delimitado por una falla de dirección ENE, con un plano de falla fuertemente inclinado, hacia el este aparece un conjunto de bloques en disposición monoclinas, que se hundieron progresivamente al NW, hasta quedar sepultados bajo los materiales miocenos que los fosilizan. Al tramo con plano de falla fuertemente inclinado corresponden afloramientos cretácicos de elevado buzamiento, verticales, o incluso volcados, cobijados bajo un zócalo cabalgante que en ocasiones también solapa al terciario. Donde se dan los basculamientos monoclinas aparecen afloramientos extensos del cretácico, generalmente con buzamiento inferior a los 10° al NW, que han evolucionado hacia un modelado en cuestas, a cuyo análisis ya se ha dedicado un trabajo con anterioridad (T. Bullón, 1986 a).

Por su parte, en el piedemonte meridional el contacto con la cuenca terciaria del Tajo, que se efectúa a través de la denominada falla meridional del Sistema Central, también aparecen modificaciones transversales en la dirección e inclinación del plano de falla que permiten, por ejemplo, que la cobertera cretácica quede conservada en aquellos lugares en donde aquél tiene una disposición normal, inclinado hacia la cuenca (Valdemorillo), y desaparezca cuando es vertical o a la inversa (Galapagar).

Todas las fallas con diversas direcciones que se mueven coetáneamente producen modificaciones diversas en las que encuentran a su paso, sean perpendiculares u oblicuas, y deforman de un modo equivalente las morfoestructuras de claro origen terciario, como las que aparecen en los materiales cretácicos. Si se observan las cuestas constituidas por estos materiales que están situados al este de Vegas de Matute, se ve que los buzamientos de los estratos aumentan de este a oeste a partir de ciertas fallas transversales a su dirección y que a medida que están más inclinados mayor ha sido el cepillado erosivo de los tramos litoestratigráficos superiores de la serie cretácica; como además la superficie de la rama que enlaza esta superficie de erosión está más inclinada en idéntico sentido y de una manera proporcional, se deduce que la fracturación transversal que modifica el buzamiento de los monoclinas cretácicos afecta también al piedemonte cristalino, de modo que la superficie de arrasamiento se adapta a esta disposición estructural previa.

La más importante de las rupturas transversales al eje de la cadena es la del Puerto del León, que divide el sector occidental de la Sierra de Guadarrama en dos tramos netamente diferenciados entre sí y provoca la interrupción o notable desvío de las fracturas longitudinales que aparecen a un lado y



Realizado por T. Bullón - Año 1985

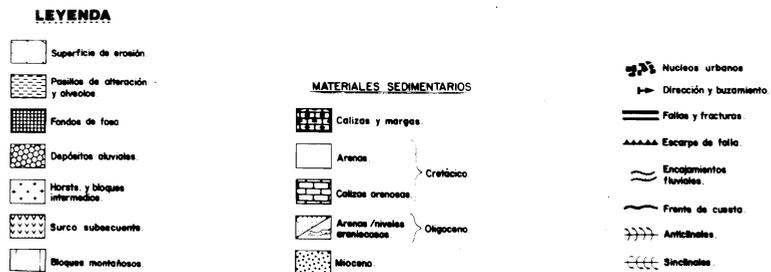


Fig. 3. Unidades morfoestructurales del piedemonte Norte.



-  Hortos y bloques montañosos.
-  Superficie de erosión.
-  2ª Superficie.
-  Alveolos y pasillos de alteración.
-  Recubrimientos cuaternarios.
-  Fondos de fosas semiendorreicos.
-  Pendientes más fuertes y encajamientos.
-  Superficie de erosión muy degradada.

-  Núcleos urbanos
-  Sentido de inclinación de las pendientes.
-  Escarpe de la falla meridional.
-  Fallas y fracturas.

Realizado por T. Bullón - Año 1985.

Fig. 4. Unidades morfoestructurales del piedemonte Sur.

otro de este accidente. El sector occidental o bloque de Malagón presenta un relieve compacto, de bastante anchura y poco elevado, que se levanta, no obstante, por medio de escarpes bruscos sobre los piedemontes meridional y septentrional. El bloque oriental o de Guadarrama está escindido en alineaciones montañosas individualizadas, tiene valles y fosas interiores, una mayor elevación topográfica y dirección NE. Presenta un basculamiento hacia el NW, que no sólo afecta a los bloques de piedemonte norte, sino que también se aprecia en las alineaciones montañosas, con laderas NW largas y tendidas, al contrario que las SE, cortas y abruptas (Fig. 5).

El piedemonte sur tiene también a un lado y otro de esta discontinuidad caracteres diferentes. El oriental está jalonado de fosas longitudinales, paralelas al eje de la montaña, como las de Cerceda y Guadalix, junto con elevaciones intermedias, siendo la Sierra del Hoyo de Manzanares la más destacada de ellas. En conjunto es un extenso y largo tramo, constituido por bloques de pequeña dimensión con gran capacidad para moverse diferencialmente entre sí, que dan lugar a contrastes topográficos más importantes que los existentes en el lado occidental, con un relieve aplanado, sin grandes desigualdades altitudinales, aunque también está bastante fragmentado, que ha llevado a algunos autores a considerarlo como uno de los restos más extensos y mejor conservados de un hipotético «pediment».

En el piedemonte norte la situación es inversa, pues es el bloque oriental el que tiene una mayor uniformidad topográfica y estructural, mientras que

las fosas y alineaciones secundarias se producen en el occidental. Asociado al paso de esta ruptura aparece un ensanchamiento, profundización y aumento de la complicación tectónica de las fosas de Villalba y El Espinar, la deformación del domo anticlinal de Vegas de Matute, así como una intensa fracturación y milonitización en las rocas graníticas y gneísicas que aparecen en una ancha franja en torno al Puerto del León, que coincide con un fuerte descenso altitudinal de la cadena, que se sitúa en los 1.500 m.

IV.- LA EVOLUCION MORFOLOGICA

Como ya se ha visto, las culminaciones de los relieves formados por materiales mesozoicos están afectados por una superficie de erosión que enlaza con el aplanamiento generalizado que aparece en los piedemontes cristalinos. Pero las huellas de este arrasamiento también se aprecian en el interior de las fosas de piedemontes más importantes, iniciándose en las laderas montañosas externas o en las del interior de los valles más profundos y largos. Por ello hay que interpretar que esta superficie de erosión terminó de formarse con posterioridad al levantamiento principal de la Sierra y a la definición de sus principales morfoestructuras.

Los movimientos de elevación de la Sierra de Guadarrama comienzan a hacerse notar al menos desde el Eoceno, cuando se produce la retirada del mar cretácico y un primer ataque erosivo a los relieves creados, cuya expresión sedimentaria son las facies detríticas oligocenas que bordean todo el Sistema Central y continúan hasta el fin del Oligoceno



Fig. 5. Principales conjuntos montañosos del Guadarrama Occidental; de derecha a izquierda, Siete Picos, Montón de Trigo y Sierra de la Mujer Muerta.

- Mioceno inferior, momento en que aparecen establecidos la mayoría de los volúmenes existentes en la actualidad; así pues el arrasamiento tuvo que terminar después, entre el Mioceno superior y el Plioceno.

No ha podido llegar a conocerse el valor exacto del arrasamiento erosivo. No hay constancia de que esté relacionado con montes isla ni con retroceso lento y paralelo asimismo de los escarpes de falla, como se ha puesto de manifiesto en otros lugares de la Sierra de Guadarrama (Sanz - Arenillas 1981). Los montes islas que se han citado repetidamente en este sector de la Sierra de Guadarrama son en realidad pequeños horst limitados por fallas, situados donde los esfuerzos tectónicos han actuado con mayor intensidad, pues forman parte de alineaciones o de conjuntos de cerros escalonados que bordean las fosas longitudinales, y han de considerarse relacionados genéticamente con éstas.

Tampoco se ha podido comprobar la existencia de retrocesos de escarpes de falla, sino que más bien los sitios donde éstos aparecen en la actualidad están muy próximos o coinciden con las bandas de trituración, milonitización o intrusión filoniana que las fallas desnivelantes han producido. No es válido bajo nuestro punto de vista, el criterio del frescor de los escarpes para deducir la existencia de un movimiento tectónico reciente. Más bien estos escarpes de falla son más o menos nítidos según las características de las fracturas, la naturaleza del roquedo, la existencia de intrusiones filonianas o la posibilidad de que la erosión pueda barrer con más o menos eficiencia la roca triturada que aparece próxima al plano de falla. Por la misma razón tampoco nos parece adecuada la interpretación que se hace del sector del Escorial (Vaudour y otros, 1979), según

la cual el dorso aplanado de la Sierra de Malagón y la superficie de piedemonte del Escorial estaban niveladas durante el terciario medio - superior, y posteriormente se separan al moverse la falla que da el escarpe de Abantos. Efectivamente en el dorso de la Sierra de Malagón existe un arrasamiento erosivo que es contemporáneo del que aparece en el piedemonte del Escorial, pero nunca estas superficies han llegado a estar unidas ni a ser una misma cosa, pues cada una de ellas tiene una cabecera y una orientación propia. La de Malagón arranca de las cumbres de esta Sierra sobre los 1.600 - 1.700 m. y se inclina hacia el WSW. La del Escorial parte del escarpe de Abantos sobre los 1.100 m. y se inclina hacia el SSW.

Con posterioridad existen reajustes tectónicos que modifican ligeramente el relieve ya establecido. En los piedemontes ciertos bloques se deprimen ligeramente al pie de los escarpes montañosos y las fosas se rehúnden, dejando en ambos casos colgada la raíz del arrasamiento finimioceno y provocando también desnivelamientos ligeros en los paneles de la superficie de erosión situados a un lado y otro de determinadas fallas. No obstante, pensamos que estas reactivaciones póstumas tienen escasa importancia y no afectan a la totalidad de este conjunto cristalino. Es posible que no se deban a la incidencia de nuevos empujes tectónicos, sino que se trate solamente de un movimiento de reorganización de los bloques desnivelados con anterioridad, ya que este reajuste parece producirse exclusivamente a lo largo de algunas fallas importantes. Quizás sólo se trate en algunos casos de la reacción de ciertas fallas secundarias a las principales, que producen el rehundimiento de las fosas y la formación de algunos blo-

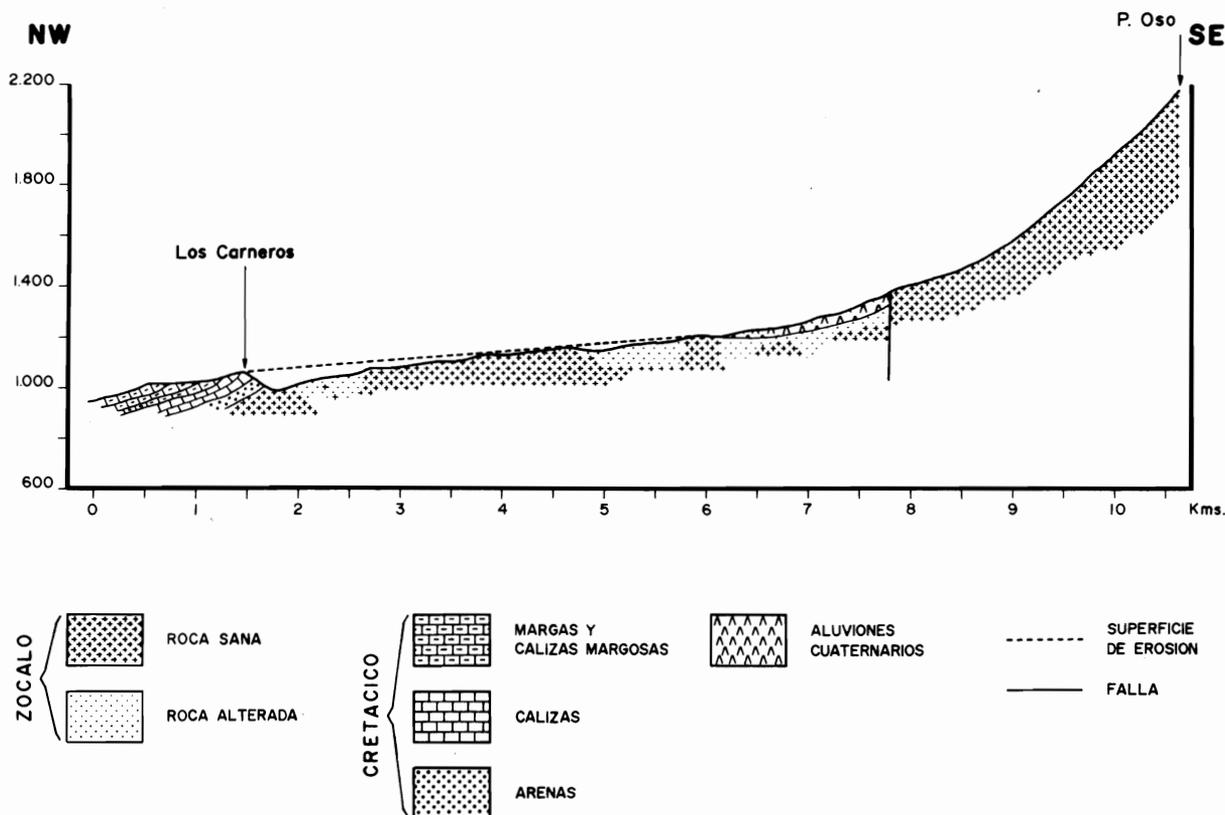


Fig. 6. Corte geomorfológico del piedemonte Norte.

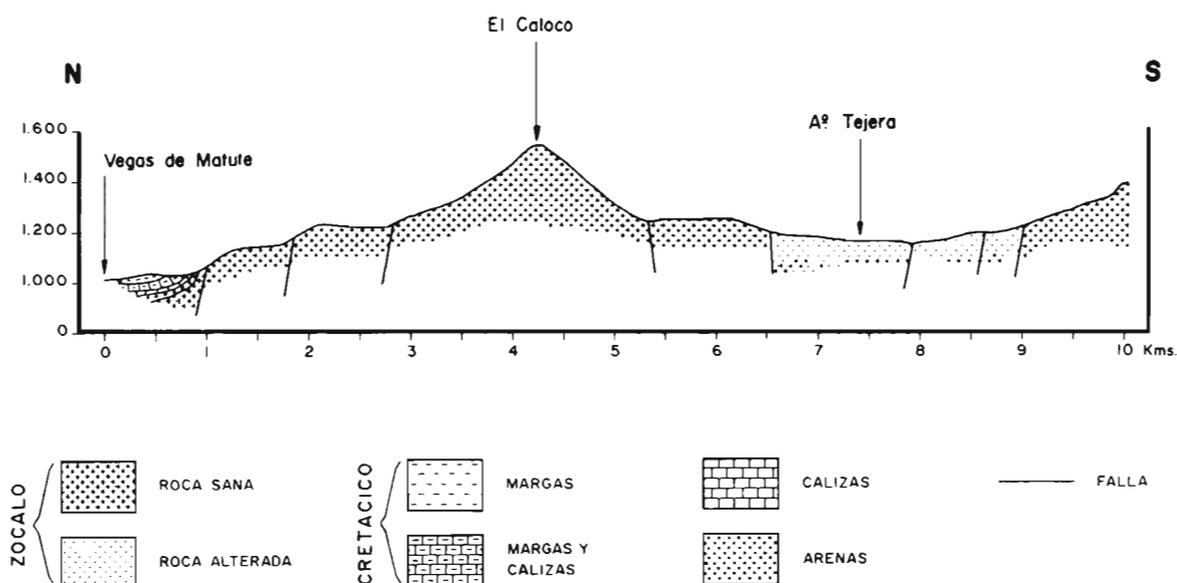


Fig. 7. Corte morfoestructural de la fosa de El Espinar.

ques deprimidos ligeramente, que no existían con anterioridad.

En el sector montañoso oriental son casi inapreciables estos reajustes, mientras que son más constatables en los piedemontes, especialmente en el meridional. En la Sierra de Malagón el arrasamiento finimioceno está más claramente desnivelado, sobre todo en las proximidades de la falla NNW que aprovecha el río Cofío, cerca de las Navas del

Marqués. Las fallas de contacto de las cuencas terciarias también sufren alguna movilización, pues alguno de sus tramos está en disposición cabalgante sobre el Mioceno o la propia Formación de Grandes Bloques, cuya cronología pliocena no está suficientemente aclarada.

La inversión local de algunos planos de estas fallas no debe interpretarse como indicativo del carácter compresivo de las reactivaciones póstumas

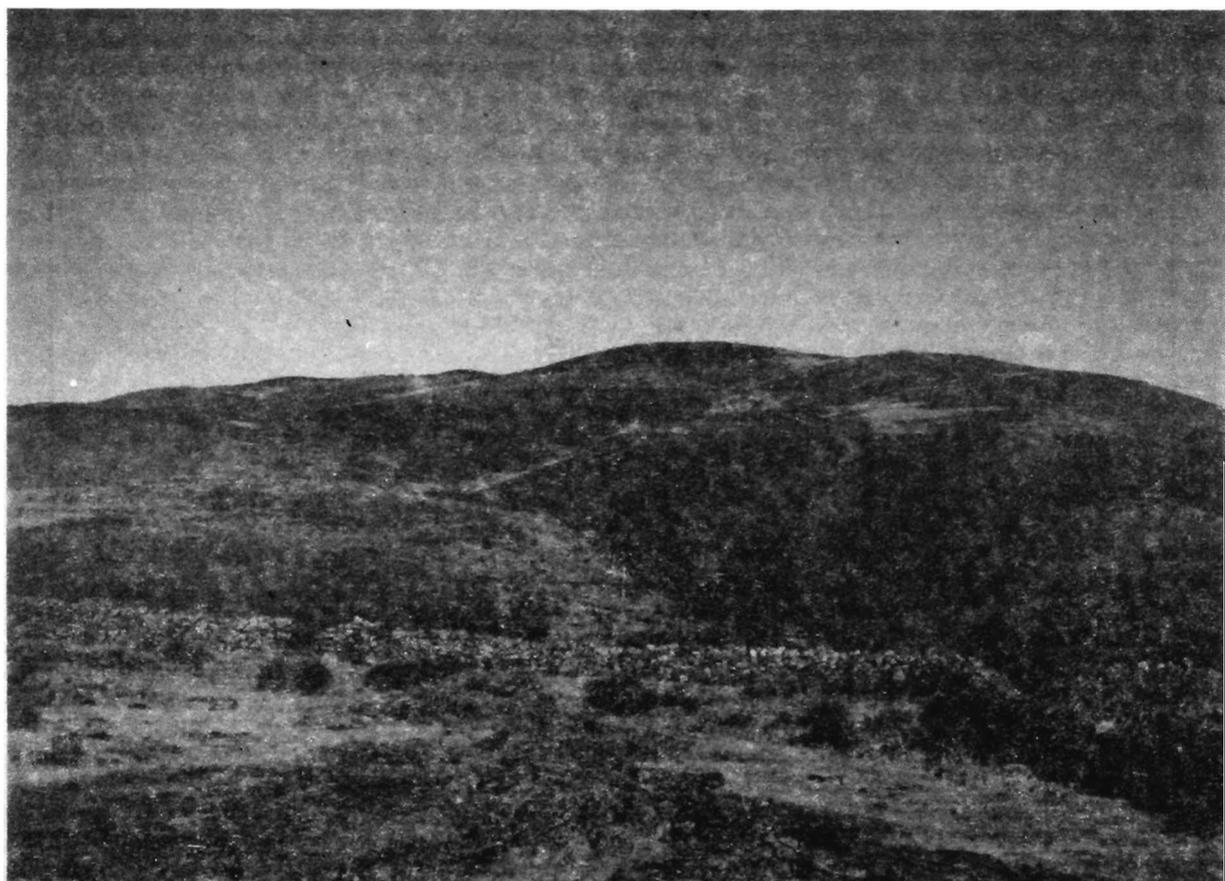


Fig. 8. Superficie de arrasamiento en el dorso de la Sierra de Malagón, que arranca de las culminaciones situadas más a la derecha y está desnivelada; a uno y otro lado, las gargantas fluviales a las que corresponden las vertientes más inclinadas y cubiertas de pedreras.

(Sudriès, 1984), sino que más bien parece tratarse de reajustes locales en función de los movimientos concretos de los diversos tramos en que están compartimentadas, pudiendo determinar en alguno de ellos un enderazamiento sensible de un plano de falla normal hasta llegar a tomar la apariencia de plano inverso, aunque quizás en estos casos, como apunta González Ubanell (1983), en el escarpe de falla aparezcan preferentemente las fallas antitéticas a la principal.

Así pues, nos parece que la tectónica que determina la desnivelación de los bloques en su fase principal y reajustes posteriores es de tipo distensivo y se efectúa a partir de fallas normales.

Aunque no se puede precisar la rapidez con la que se produjo el levantamiento de bloques principal, el hecho es que una vez que los movimientos tectónicos cesaron, gran parte del conjunto cristalino de la Sierra de Guadarrama quedó arrasado por una superficie de erosión, que desniveló las desigualdades topográficas menores que se habían producido, pero no anuló por completo las que tenían mayor importancia, como las correspondientes a las alineaciones o cerros tectónicos intermedios. Estos arrasamientos afectaron por completo a materiales litológicos diferentes y a áreas con diversos grados de trituración tectónica. A continuación se produce un cambio, posiblemente en el Plioceno, pues las condiciones morfoestructurales y morfodinámicas cambian; el clima es más húmedo y algunas fallas vuelven a funcionar. Ciertos bloques se hunden al pie de los escarpes montañosos y la superficie de arrasamiento finimiocena se desnivela ligeramente. Tiene lugar una intensa alteración que se localiza con preferencia donde el roquedo es más débil al ataque químico, o mayor su fragmentación. A lo largo de las fallas importantes se labran corredores longitudinales que nacen en los bloques deprimidos. La superficie anterior queda colgada y muy degradada. Después aparecen otros niveles morfológicos de menor altitud, de escasa importancia en los piedemontes, que se localizan con preferencia en el escarpe de la falla meridional o en áreas próximas a las gargantas fluviales como las del Aulencia y Guadarrama. Es posible que estos niveles coincidan con nuevos reajustes tectónicos, que estuvieron cada vez más localizados en el interior de los bloques deprimidos anteriormente.

La influencia de la litología tiene valores diferentes, según los casos. Introduce la distinción fundamental entre Sierra de Guadarrama, caracterizada por litologías cristalinas, del resto de los materiales sedimentarios de la Meseta, pero habitualmente interviene en escalas de mayor detalle en la delimitación de las unidades espaciales. En los piedemontes se distinguen los relieves formados por sedimentos calcáreos mesozoicos de los que existen sobre rocas cristalinas, pero dentro de ellos apenas es importante la distinción entre granito y gneis. En los bloques montañosos, por el contrario, los contrastes que crea la litología son muy destacados, seguramente a causa de una mayor explotación por la erosión de las irregularidades y cambios de resistencia de cada uno de los tipos diferentes.

Tanto en Malagón como en Guadarrama son muy diferentes los relieves formados por rocas graníticas de los que aparecen en los gneises, y a su vez

también pueden hacerse distinciones interesantes según las variedades de cada uno de estos grupos litológicos, tanto por el cambio de la morfología de detalle y grados de resistencia como por la tasa de acidez de los productos de descomposición procedentes de ellos. Así, los granitos de Siete Picos introducen modificaciones específicas en la clase y modos de colonización vegetal o en el topoclima, que no se dan en La Peñota o Cerro de la Sevillana. Lo mismo ocurre con los gneises, pues las variedades leucocráticas con abundante cuarzo dan lugar a medios en los que el elemento fundamental es el roquedo, con gran cantidad de afloramientos in situ y fragmentos desprendidos de todos los tamaños en torno a ellos. En el sector occidental de la Sierra de Guadarrama se da la coincidencia entre los lugares compuestos por estas litologías resistentes y los de mayor altitud, por lo que los procesos periglaciares y los derivados del modelado de este tipo de rocas se acentúan y potencian entre sí, llegando a ser dominantes sobre los demás y los más perceptibles a simple vista.

La idea de cumbre plana no debe generalizarse, por este motivo, a todo el conjunto de la Sierra de Guadarrama, como pudiera parecer en una observación desde la lejanía, pues al lado de las subhorizontales existen otras estrechas y agudas, modeladas a veces en cresterías recortadas. Se ha comprobado que la existencia de uno u otro tipo de culminación está muy relacionada con la naturaleza litológica, de manera que donde afloran las rocas muy resistentes el relieve culminante es intrincado, y de superficies regulares donde éstas son más alterables.

A veces se ha interpretado que los niveles aplanados de las cumbres constituían restos de los aplanamientos erosivos que debieron de existir previamente al levantamiento de los bloques, pero dada la clara influencia de los grados de resistencia de las rocas en los modelados de cumbre, parece más indicado pensar que los restos de este aplanamiento, de haber existido, apenas se han conservado, y que los niveles planos de cumbres, lo mismo que las cresterías, se deben a evoluciones morfológicas posteriores al levantamiento de los bloques.

En los piedemontes tampoco hay rastros claros de la superficie precretácica, pues incluso en el zócalo que aflora bajo los surcos subsecuentes de las cuevas del cretácico está algo retocado por morfogénesis precuaternarias, posteriores al arrasamiento tectónico principal. No obstante, es posible que dada la escasa importancia en ellos del modelado de erosión diferencial, la superficie de erosión finimiocena tenga un carácter poligénico y haya evolucionado a partir de relieves previamente aplanados, que adquirieron inclinación variable en función de la intensidad del basculamiento de los bloques.

V.— LAS FORMAS DEL MODELADO

La morfología de los retazos de la superficie de erosión coincide bastante en aquellos lugares en donde aparece, y es un criterio importante para determinar su origen. Se trata de lugares muy berroqueños, con gran número de afloramientos de roca relativamente sanos, cuya morfología muestra diaclasas muy ensanchadas rellenas de arena y muy espaciadas entre sí, con bordes irregulares debidos a

alteración diferencial, pilancones muy evolucionados, etc., formando resaltes muy poco destacados, rodeados de bloques sueltos semienterrados en altirritas, de formas subredondeadas.

Los desnivelamientos póstumos que afectaron a los piedemontes deben coincidir con un cambio climático. Es la razón por la cual los modelados que aparecen por debajo de la superficie de erosión finimiocena tienen una alteración muy profunda de las rocas y se localizan, además de en los bloques tectónicos deprimidos donde las rocas son más alterables o reciben mayores aportes de escorrentía, en áreas de intensa trituration, etc.

Estos relieves, que frecuentemente constituyen alveolos de alteración, suelen tener roca muy alterada que rara vez aflora *in situ*, y si lo hace nunca aparece con las características de la superficie superior. Está a ras de suelo, sin morfologías individualizadas características, rodeada de fragmentos desprendidos más bien pequeños. En la mayoría de los casos hay una cobertura coluvial de arena empastada con cantos pequeños, de composición similar a la de los afloramientos más próximos, con poco espesor.

Estos niveles alterados pueden llegar a formar por coalescencia una superficie más general, que a

diferencia de la finimiocena puede presentar varios sentidos de orientación y grados de inclinación diversos. Arranca en ocasiones de los restos que se conservan de la superficie de arrasamiento dispersos por los piedemontes; otras veces sale del interior de los bloques deprimidos, aunque no suele conectar directamente con las laderas montañosas, pues se interponen los retazos de la superficie superior, que quedan colgados y pegados a ellas.

Desde sus distintos puntos de origen los tramos pertenecientes a esta segunda superficie de modelado tienden a converger hacia ciertos lugares, formando corredores largos y amplios, que deben significar el comienzo de la canalización del drenaje en los piedemontes, pues divisorias son las mismas que las de las cuencas hidrográficas actuales. Es decir, que la escorrentía posterior se canaliza a través de los citados corredores, sin modificar básicamente sus direcciones de flujo ni la ordenación de las confluencias principales; tan sólo se han producido encajamientos lineales, de valor diferente según los casos.

Esta superficie tiene mayor importancia en el piedemonte sur que en el norte, quizás a causa de la menor anchura de éste y de un valor inferior de los reajustes tectónicos póstumos. En el bloque monta-

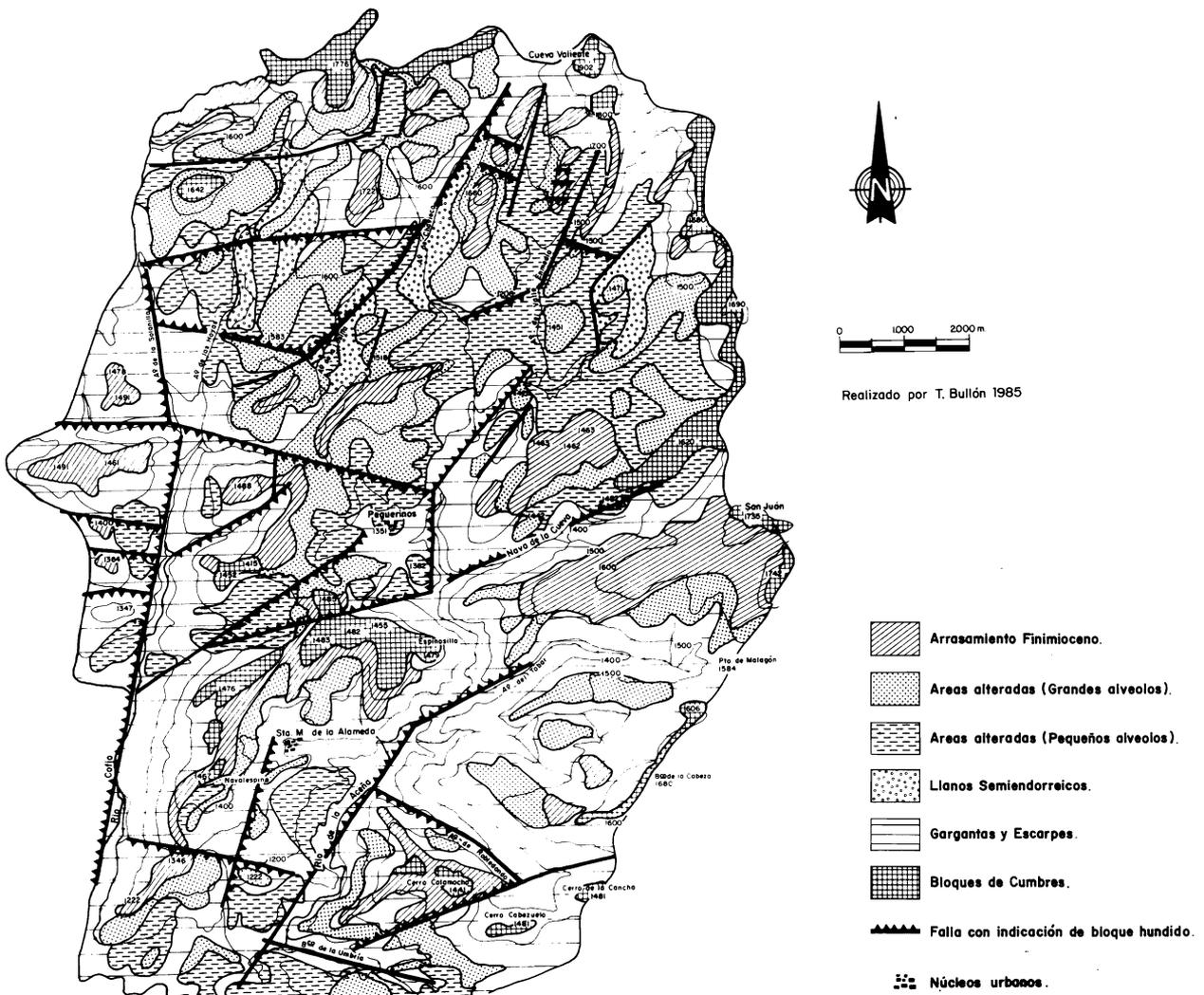


Fig. 9. Evolución morfoestructural del dorso de la Sierra de Malagón.

ñoso oriental se ha observado que la organización de las divisorias principales de los valles que discurren por él data también de periodos precuaternarios, y los recuencos en los que se instalan las cabecezas fluviales vienen a coincidir con los alveolos de alteración y quedan deprimidos entre laderas de modelado similar al de la superficie de erosión finimiocena, que enlazan con los restos de ésta que aparecen en los piedemontes, por lo que se ha interpretado que ambas unidades de relieve son coetáneas. En el bloque occidental o de Malagón la sucesión de niveles finiterciarios es aún más clara, apareciendo bajo la superficie de erosión desnivelada alveolos de grandes dimensiones, en los que se aprecian al menos dos niveles de alteración sucesivos, conectados en la actualidad por una red fluvial que labra gargantas profundas en los tramos situados entre alveolos.

La red fluvial que se define después de las fases de alteración se adapta a los modelados previos, formando valles estrechos y encajados cuando discurre por las superficies de erosión rocosas, donde aprovecha el entramado de fracturas, extendiéndose notablemente en los fondos de depresiones y alveolos, con recubrimiento de tipo plana aluvial.

En todas las cuencas hidrográficas analizadas se han detectado tres niveles morfológicos diferentes de erosión o alteración previos a los de acumulación cuaternaria, lo que indica la homogeneidad de la evolución del modelado en todo el sector de la Sierra de Guadarrama que se analiza por las intensidades de los fenómenos, el grado de conservación de los niveles antiguos y el modo en que éstos se integran en el relieve actual. En la montaña es interesante diferenciar los resaltes rocosos que aparecen relacionados con niveles equivalentes a los de la superficie de erosión finimiocena, de los que dan lugar a relieves destacados, rotos a través de diaclasas netas, de bordes rectilíneos, con muy escasos recubrimientos de alteritas, que aparecen en lugares con fuertes pendientes de los tramos altos de las cabecezas fluviales, en culminaciones o en las pendientes escarpadas de algunas gargantas profundas, es decir, en sitios donde la roca ha estado sometida a un proceso de descalzamiento importante, tanto dentro del límite del periglaciario generalizado como fuera de él. Ello indica que son modelados de tipo dinámico que aparecen cuando las condiciones de pendiente o de relieve los favorecen en este sector de la Sierra de Guadarrama. Son además formas relativamente recientes, posteriores, bajo nuestro punto de vista, al periodo de alteración Plioceno, sometidas a un régimen morfológico en el que las acciones mecánicas o el barrido de alteritas dominan sobre las de alteración química.

Las crisis frías cuaternarias han producido una fuerte remodelación del ámbito de cumbres y cabecezas fluviales, con numerosos fenómenos de crioclastia, que han dado lugar a acumulaciones de pedreras importantes, recubrimientos gelifluidales en las laderas hasta altitudes relativamente bajas, y modelados de tipo glacio - nival escasos y muy localizados, indicando que el régimen periglaciario que afectó a este conjunto montañoso tenía cierta tendencia árida, que no facilitaba la acumulación de importantes espesores de nieve capaces de transformarse en hielo, y dejaba descubiertos durante los



Fig. 10. Pedreras periglaciares de grandes bloques, características de las áreas más elevadas con litologías gneisicas. Cumbre y valle de La Pinareja.

meses de mayor rigor invernal una gran cantidad de superficie en cumbres y laderas, cuyas rocas se veían afectadas por una crioclastia generalizada.

Existen dos etapas de modelado cuaternario, según se deduce de la observación de los depósitos aluviales presentes en el fondo de los valles (T. Bullón, 1981, 1986 b), pero las acumulaciones periglaciares enlazan con el más bajo de ellos, lo que viene a indicar que, aunque posiblemente el primer momento de actividad periglaciario fue más intenso, sus depósitos fueron erosionados y sus formas de modelado ocupadas o recubiertas por los nuevos dinamos o sedimentos.

En todos los tramos de cabecera la influencia periglaciario es importante. Destacan las vertientes NW en el sector oriental y las NNE en el occidental como más favorables a los fenómenos periglaciares. Asimismo se observan oscilaciones del límite del periglaciario generalizado condicionadas por la exposición general de la cuenca. Es más bajo en las externas orientadas al NW, que en los valles interiores, y dentro de ellos hay diferencias entre los abiertos al norte (Valsain y Acebeda) de los que se dirigen al sur (Fuenfría y Moros). Las cabecezas del frente externo meridional apenas tienen una influencia periglaciario. En los piedemontes, especialmente en las gargantas que cortan la superficie de erosión, no se conservan depósitos, si acaso los del último periodo de aluvionamiento y con poca cantidad, pero sí aparecen en las cuencas terciarias, formando dos niveles de terrazas con abundantes cantos y bloques de material cristalino, modelados bajo un régimen periglaciario.

Existe un límite inferior del periglaciario generalizado sobre los 1.700 - 1.800 m., pudiendo os-

cilar hacia arriba o hacia abajo en exposiciones significativas. No obstante, también hay que tener en cuenta que influye la altitud de la cumbre a la que pertenece la ladera; si es inferior a 1.900 m. es muy difícil que el periglaciario se manifieste de una manera continua más abajo de la propia cumbre. También hay un control litológico en la localización extrema de ciertos fenómenos periglaciares; los gneises son más gelivables que los granitos, por ello, las laderas graníticas de exposición sur y altitud media apenas tienen periglaciario, mientras que en las gneisicas de semejante altitud y exposición sí se manifiesta.

En la actualidad sólo existe una dinámica geomorfológica muy reducida, limitada a las mayores altitudes, relacionada con procesos de innivación invernal y con los ciclos de hielo - deshielo durante los meses fríos del año. A pesar de su insignificancia, son una muestra del modo en que los procesos geomorfológicos actuales están en muy estrecha dependencia con las condiciones climáticas, pendiente y tipo de vegetación, factores que, en grados de combinación distintos y con intensidades también más importantes, debieron también intervenir en la elaboración de los modelos anteriores.

VI.- CONCLUSION

Es interesante destacar el papel que las morfoestructuras tienen en la morfogénesis tanto de los tramos montañosos como de piedemonte, a los que hasta ahora se les solía dar exclusivamente un significado morfoclimático y también insistir sobre la influencia que sobre el relieve actual han tenido los distintos procesos y etapas morfodinámicas. Las morfoestructuras son las responsables de las subdi-

visiones básicas de las unidades espaciales, a las que se adaptan los demás elementos del medio. El modelado tiene un doble interés; por un lado contribuye, junto con las morfoestructuras, a la definición de las distintas unidades de paisajes, pero también juega un destacado papel dinámico, en el que entra en interferencia con factores de muy diverso origen. El modelado depende del clima actual o pasado, del sistema de pendientes, del tipo de escorrentía, de la litología; pero también es capaz de crear sus propias condiciones, acumulaciones detríticas o alteraciones, entalladuras de los valles, etc., que a su vez pueden provocar determinadas modificaciones en la dinámica del medio.

Por otra parte, se puede discutir la interpretación según la cual en las montañas sólo aparecen los modelados propios del último periodo morfogenético de importancia que ha existido, pues dado lo exiguo del espacio y la eficacia de los diversos dinamos no pueden mantenerse las formas heredadas, y hay que recurrir a las llanuras para completar la historia evolutiva de estos relieves. En un territorio como éste en donde en los piedemontes hay casi la misma ausencia de depósitos correlativos que en las montañas, las formas de relieve se han conservado en ambos conjuntos y es posible ver el modo de enlace entre ellos, con lo que se puede establecer desde las montañas a las llanuras un gran número de variaciones del modelado dentro de un mismo ambiente morfogenético.

El sector occidental de la Sierra de Guadarrama es, por todo ello, una montaña media de tipo mediterráneo, con una larga historia geomorfológica, que la actividad periglaciaria cuaternaria no ha logrado borrar, y cuyo armazón estructural domina y controla la evolución del modelado, desde las formas de menor tamaño a las de mayor dimensión.

BIBLIOGRAFIA

- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954): *Investigaciones sobre la morfología de la cordillera central española*. Madrid, C.S.I.C., Instituto Juan Sebastián Elcano, 79 pp.
- BULLON MATA, T. (1981): «Depósitos cuaternarios en las cuencas altas de los ríos Moro y Eresma. (Sierra de Guadarrama)». *VII coloquio de Geografía*, Pamplona, t. 1, pp. 195-202.
- BULLON MATA, T. (1986): «Los relieves en cuestas. El contacto segoviano entre la Cuenca y la Sierra». En Martínez de Pison et Alt. *Atlas de Geomorfología*. Madrid, Alianza Editorial, pp. 137-146.
- BULLON MATA, T. (1986 b): «El modelado torrencial. Los torrentes del Guadarrama occidental». En Martínez de Pison et Alt. *Atlas de Geomorfología*. Madrid. Alianza Editorial, pp. 147-158.
- CADAVID, S. (1977): «Avance del mapa de isopacas de una corteza normal para la península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical». *Boletín Geológico y Minero*, t. 88, nº 6, pp. 561-566.
- GONZALEZ UBANELL, A. (1982): *Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español*. Tesis doctoral. Servicio de reprografía de la Universidad Complutense de Madrid, 216 pp.
- ROSALES CALVO Y OTROS (1977): «Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales». *Boletín Geológico y Minero*, t. 88, nº 6, pp. 567-573.
- SANZ, C. y ARENILLAS, M. (1981): «Notas sobre la morfología de la Sierra de la Cabrera». *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, pp. 436-461.
- SUDRIES, J. (1982): «Neotectonique de bordure: l'exemple de la Sierra de Guadarrama centrale». *Rev. de Géographie des Pyrénées et du Sud - Ouest*, pp. 403-414.
- VAUDOUR Y OTROS (1979): «Etude comparée de la géomorphologie de la Sierra de Guadarrama et de la région de Tolède». *Méditerranée*, nº 3, pp. 71-83.