



IGME

38

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

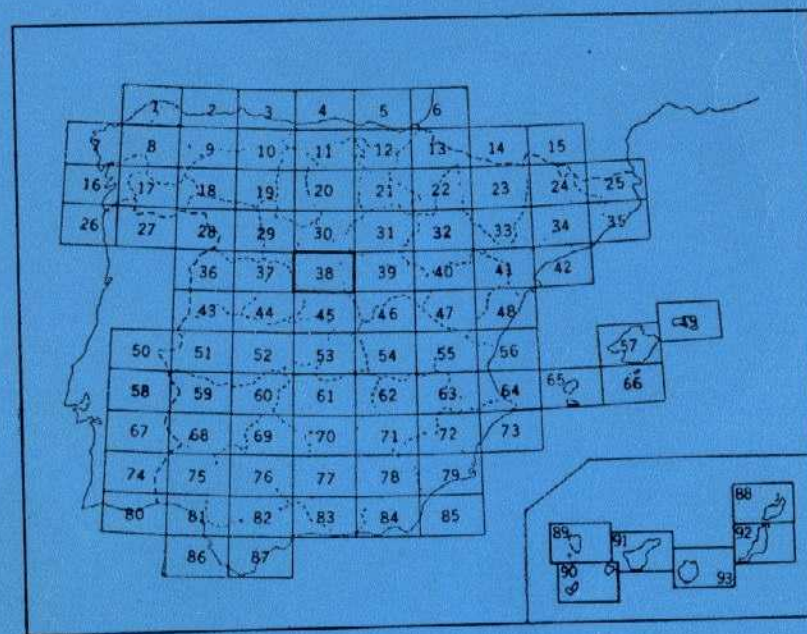
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

SEGOVIA

Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



22038

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

SEGOVIA

Primera edición

Las opiniones sustentadas en esta Memoria son de la responsabilidad de los autores citados en la bibliografía, habiendo sido formada y redactada por la división de Geología del IGME.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Editado
por el
Departamento de Publicaciones
del
Instituto Geológico y Minero
de España

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

7-1 703-1382

Depósito Legal: M-15.219 - 1971

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. INTRODUCCION

La Hoja n.º 38 incluye en su área la Cordillera Central, siendo ésta la divisoria de aguas de las cuencas del Duero y Tajo, encontrándose representados, además de los materiales de la Cordillera central, los terciarios continentales de ambas cuencas.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1 IGNEO Y METAMORFICO

El macizo granítico que constituye el Complejo Cristalino de España Central tiene sus últimas manifestaciones orientales en esta Hoja. La Cordillera Central se ha originado por fracturación, durante el Terciario Superior, y cuyos materiales se formaron, a su vez, por metamorfismo y granitización de sedimentos paleozoicos durante la orogenia herciniana.

Granitos, adamellitas y granodioritas son las rocas que integran las áreas graníticas, que metamorfizan materiales del Paleozoico Inferior extensamente transformados por metamorfismo regional, mientras que el Cretácico está plegado por orogenia posterior alpina, que es la que determinó el emplazamiento de estos granitos, que deben ser hercinianos.

Los granitos y granodioritas de grano grueso son rocas con estructura granuda. En ellos, la biotita, y aún más la plagioclasa, son idiomorfas o hipidiomorfas, mientras que el cuarzo y el feldespato alcalino, especialmente este último, son totalmente alotriomorfos y ocupan los espacios dejados por el resto de los minerales.

La proporción relativa entre los feldespatos es variable según el tipo de roca, pero siempre coexisten simultáneamente.

El cuarzo, siempre abundante en todas las rocas, aún en las de tipo granodiorítico, no presenta caracteres estructurales especiales, forma cristales alotriomorfos, a veces con extinción algo ondulante.

La biotita suele estar presente en todos los granitos y más raramente la moscovita.

Los minerales accesorios son el circón, el apatito, minerales metálicos opacos y rutilo.

En general, los granitos han experimentado fenómenos de alteración secundarios, que en parte pueden ser atribuidos a una alteración meteórica, pero que también deben su causa, teniendo en cuenta la naturaleza de los productos secundarios, a agentes más profundos. Estos procesos afectan en gran parte a los feldespatos, que aparecen más o menos sustituidos por agregados de sericita. La biotita experimenta una cloritización parcial o total.

2.1.1 Rocas metamórficas

Entre las rocas metamórficas de esta Hoja diferenciamos las cuarzo-feldespáticas, denominadas genéricamente gneis. Las micacitas, rocas pobres en feldespatos con foliación muy marcada. También se localizan rocas en las que abundan los carbonatos y silicatos cálcicos en manchas relativamente extensas.

El extenso desarrollo de los gneis y rocas asociadas a ellos indican unas condiciones de metamorfismo regional profundo. La abundancia de minerales muy aluminosos (especialmente biotita, moscovita, silimanita y granates) y la presencia de las rocas

de carbonatos y silicatos cálcicos indican que las rocas antecesoras fueron sedimentarias; los primeros deben ser el resultado del metamorfismo de antiguos sedimentos arcillosos; las rocas cálcicas procederían de intercalaciones calcáreas en las series fundamentalmente detríticas.

Los tipos de gneis más frecuentes son las variedades glandulares; en una matriz rica en minerales micáceos, destacan grandes fenoblastos feldespáticos. Los fenoblastos son de un solo cristal, casi siempre maclado según la Ley de Carlsbad.

En la matriz en la que han crecido estos feldespatos se concentran con preferencia los minerales micáceos, el cuarzo y la plagioclasa, mas feldespato alcalino y otros minerales que los acompañan.

Biotita y moscovita suelen existir casi siempre simultáneamente, con un dominio de la primera.

La biotita se transforma, total o parcialmente, en clorita verde.

Entre los accesorios más frecuentes en los gneis hemos encontrado rutilo, apatito, magnetita, circón, grafito, turmalina, estauroilita y algunas veces sulfuros de hierro.

Además de los gneis glandulares, y muchas veces entremezclados con ellos, aparecen variedades migmatíticas.

Las migmatitas tienen la misma composición mineralógica que los gneis glandulares, con alternancia de capas ricas en material cuarzo-feldespático y otras rocas en material micáceo. Muchas veces están replegadas y con frecuentes pliegues ptigmáticos.

Incluidas en la formación metamórfica se encuentran las rocas de silicatos cálcicos. Su modo de yacer prueba sin dejar lugar a dudas el origen sedimentario de estos lechos calcáreos, con abundantes intercalaciones arcillosas que originaron por metamorfismo regional las rocas de silicatos cálcicos. Es impropia la denominación de calizas cristalinas porque la proporción de silicatos cálcicos es muy superior a la de carbonatos.

Finalmente, consideramos las rocas filonianas, que son comunes a las formaciones granito-granodiorítica y metamórfica. Son frecuentes los diques de pórfidos.

Los diques son en general de poca potencia (de 1 a 3 m. por

término medio) estas rocas tienen estructura microdiabásica, con un entrelazado de microlitos de plagioclasa, entre los que quedan los minerales ferromagnesianos.

Los diques porfídicos son muy frecuentes. Estos diques tienen, en general, potencias considerables, a veces superiores a los 50 metros, y pueden seguirse sobre el terreno a lo largo de varios kilómetros. Las relaciones de contacto con el granito o granodiorita son bastante netas. Son frecuentes los enclaves de granito o gneis en el pórfido.

Diques de pegmatitas y apilitas. Forman diques, vetas, apófisis y lentejones y sus estructuras y texturas sugieren en los distintos casos diferentes procesos de formación.

Los diques de cuarzo. Aparecen de preferencia en las zonas de metamorfismo regional y siguen direcciones concordantes con la tectónica póstuma de todo el conjunto cristalino; la turmalina, moscovita y clorita son sus únicos minerales accesorios.

2.2 PALEOZOICO

2.2.1 Cámbrico-Tremadoc

Está compuesto por una serie metamórfica de micacitas de colores oscuros con contenido, a veces, de feldespatos.

Proviene de un metamorfismo regional, cuya mayor intensidad se encuentra al O. de la zona de estudio. Estas micacitas pasan hacia el techo de la serie a unas filitas y posteriormente a unas pizarras arcillosas, satinadas con intercalaciones de bancos de cuarcita que hacia arriba se van haciendo más numerosos.

2.2.2 Ordovícico

Está formado por cuarcitas y pizarras. Comienzan por un tramo de 300-500 m. de cuarcitas con intercalaciones esquistosas; en el techo, la cuarcita se presenta en bancos y masiva. Es una serie de transición del Cámbrico al Ordovícico.

Encima hay un tramo de 200-300 metros de cuarcitas blancas y rosadas en gruesos bancos a masivas. En estas cuarcitas se han encontrado pistas de Crucianas y pertenecen con toda seguridad al Arenig.

El tramo superior está formado por una serie de pizarras satinadas algo micáceas, junto a éstas se encuentran pizarras cuarcíticas de tonalidades más claras. Hacia el techo de la formación se hacen ampelíticas. La potencia de este tramo es de 800 a 1.200 metros y se le puede atribuir al Llandeilo.

2.2.3 Silúrico

Se repite la misma serie que en el Ordovícico. La parte inferior está formada por bancos de cuarcitas de tonos claros, con una potencia de 200 metros.

Encima de estas cuarcitas se encuentra una potente formación de pizarras negras de grano fino, que a veces se hacen algo arenosas. La potencia de esta serie es difícil calcularla, ya que se halla muy replegada.

2.2.4 Carbonífero

El carbonífero está representado por unos retazos situados al O. de Valdesotos y al O. y N. de Retiendas.

Se encuentra discordante con el Ordovícico y en aparente concordancia con el Cretácico. Por la flora encontrada por CARTEL, PEREZ COSSIO y otros se le clasifica como Carbonífero Superior o Estefaniense.

Los sedimentos que forman el Carbonífero son:

- 1) Al O. de Valdesotos y discordante con el Ordovícico se encuentra una capita de carbón de un centímetro de potencia entre arcosas, pizarras arcillosas micáceas y conglomerados de pizarra angulosa.
- 2) Al O. de Retiendas aparece otra mancha de Carbonífero de unos 4,5 Km². Empieza con una brecha de unos 20 me-

tros de potencia, formada por trozos angulosos de pizarra, seguida de otros 20 metros de conglomerados con grandes bolos de cuarzo y cuarcitas y en el que los elementos van haciéndose gradualmente más pequeños y sobre éstos aparecen areniscas micáceas, color ceniza, en lechos delgados. Siguen hacia arriba alternancias de areniscas con o sin trozos de pizarra incluidos y pizarras carbonosas.

2.3 MESOZOICO

2.3.1 Triásico

Se localiza en la esquina noreste de la Hoja, teniendo en ésta escasa representación. Tiene facies germánica.

2.3.1.1 *Buntsandstein*

Aparece en discordancia con los materiales paleozoicos. Comienza con un conglomerado poco cementado con cantos de cuarcita paleozoica, generalmente de color vinoso acentuado y de estratificación poco marcada. Este tramo es visible en pocos puntos, bien porque no se haya depositado o se haya erosionado posteriormente. Continúa con unas areniscas micáceas de color violáceo-rojizo y hacia arriba alternan con lechos margosos y algunos dolomíticos. La potencia aumenta desde el oeste con unos 50-100 metros, hacia el este con 300 metros en la zona de Maranchón (al este de la Hoja).

2.3.1.2 *Keuper*

Aparece en su facies típica de margas abigarradas más o menos arcillosas, con yesos; encontrándose en varios lugares los yesos rojos, jacintos de Compostela y cristales de aragonito. La potencia es variable, llegando incluso a desaparecer debido a laminaciones por influencias tectónicas.

2.3.2 Cretácico

Sobre el límite septentrional de la Sierra de Guadarrama se apoya de una manera continua un conjunto de materiales en los que se aprecia de abajo a arriba la siguiente litología: un tramo de arenas silíceas, arcillas y margas abigarradas con espesor de hasta 60 metros, y que por correlación con las zonas situadas al norte puede considerarse Albense. Sobre él yace una potente serie de calizas y margas, en la que puede distinguirse: un tramo inferior de calizas arenosas, del gris al ocre, cavernosas, cuyo espesor oscila entre 40 a 150 metros, al que se superpone un tramo de calizas y calizas margosas y margas blancas, en conjunto hasta 120 metros. A este conjunto litológico, calizo margoso, se le atribuye al Cretácico Superior. Según el criterio de M. SAN MIGUEL se atribuyen al Cenomanense-Turonense-Senonense.

En el límite meridional de la Sierra de Guadarrama aparece el Albense en franca discordancia sobre las rocas cristalinas alteradas. En la base aparecen bancos de arenisca cuarzosa basta. No puede hablarse en conjunto de un conglomerado de base. A estas areniscas bastas, que adquieren espesores de hasta 10 metros, sucede un nivel de arenas más finas, que presenta coloraciones blancas, violáceas y rojizas. En general, no sobrepasa los 5 metros de potencia. Localmente aparecen entre las arenas niveles poco constantes de Lutitas grisáceas o de color pardo rojizo.

Continuamente sobre este nivel, considerado como Albense, se localizan molasas y calizas arenosas compactas de colores ocre y amarillentas en bancos de hasta un metro de potencia.

A medida que se asciende en la formación, desaparece la arena y siguen alternancias de bancos de calizas, unas de grano fino y otras brechoides y oquerosas. En conjunto esta serie suele tener colores ocre. En esta zona el espesor del Cretácico Superior oscila entre 50 y 150 metros, aproximadamente.

La búsqueda de fauna en estas calizas ha resultado poco

fructífera. Los restos más abundantes aparecen en los niveles de tránsito entre las molasas y las calizas y están representados por moldes poco clasificables de rudistidos, que quizá son Cenomanenses, y algunas púas de equinidos o fragmentos de moldes de bivalvos.

2.4. Terciario

2.4.1 Terciario de la Cuenca del Tajo

2.4.1.1 *Paleógeno*

En la vertiente sur de la Sierra de Guadarrama consideramos como de edad Paleógena la serie de sedimentos de facies lacustre, detrítica, superpuestos en concordancia con el Cretáceo. Su límite superior está marcado por los sedimentos detríticos del Terciario Superior, apoyados sobre ellos en discordancia angular.

Se pueden diferenciar dentro del Paleógeno dos niveles, uno inferior, de margas y arcillas, y otro superior, de arenas y conglomerados.

El nivel inferior está formado por arcillas y margas bien estratificadas, de colores verdosos grises y rojizos. Entre las capas margosas y arcillosas pueden aparecer nivelillos de conglomerados con cantos medianos y reducidos, bien rodados, procedentes de las calizas cretácicas.

Dentro de esta formación, esencialmente arcillosa, aparecen localmente margas yesíferas y yesos formando lentejones de considerable tamaño.

El nivel superior comienza por la intercalación entre los niveles margosos y arcillosos de bancos de conglomerados.

En la base, los conglomerados son exclusivamente de cantos de caliza cretácica y están cementados por calizas y margas arenosas.

Los conglomerados calcáreos, a medida que se asciende en la formación, evolucionan lentamente hacia conglomerados poli-

génicos; entre los cantos de caliza empiezan a aparecer algunos de cuarzo, o de granitos, aplitas y gneises profundamente alterados, también rodados.

2.4.1.2 Neógeno

Desde el punto de vista litológico los sedimentos del Terciario Superior integran una serie detrítica depositada en ambiente continental árido, bajo un régimen torrencial de gran capacidad de erosión y transporte. Los elementos de que están formados son los procedentes de las rocas inmediatas de la Sierra, en parte seleccionadas según su resistencia de erosión; cantos de granito, gneis, aplitas, pórfidos, cuarzo y arenas cuarzo feldespatícas poco seleccionadas.

Existe una transición gradual de esta facies detrítica tanto en profundidad como lateralmente. Los materiales que están más cercanos a los sedimentos paleógenos o los inmediatos al borde del país cristalino están formados de grandes bloques de granito y gneis a veces de varias toneladas de peso, poco rodados, mezclados con arenas bastas y cantos procedentes de los mismos materiales; apenas se percibe su estratificación. Esta facies gruesa alcanza mayor desarrollo en las zonas en las que el Terciario Superior es transgresivo sobre el país cristalino.

A medida que nos alejamos del país cristalino los bloques van siendo cada vez de menor tamaño, están más rodados y alterados y en ellos se produce una selección por la que persisten con más frecuencia los cantos de rocas más duras (aplitas, cuarzo, granitos de grano fino, algún pórfido). Las arenas arcóscas están algo más seleccionadas y tienen mayor proporción de cuarzo. En el régimen torrencial durante el que se depositaron debieron existir cambios rítmicos frecuentes, tanto en la fuerza del transporte como de la climatología, pues son extraordinariamente frecuentes las alternancias entre conglomerados con poca matriz arenosa; en estas mismas arenas y en las capas de arena arcillosa o margas también se pueden observar cambios frecuentes en la coloración debida a la oxidación del hierro.

La separación neta de este conjunto detrítico de las capas más altas del Paleógeno, también detrítico, no es fácil en muchos puntos, pues entre uno y otro existen en ocasiones tránsitos graduales tanto en la litología como en su disposición tectónica.

El Neógeno carece en general de cantos procedentes de las calizas cretácicas, mientras que el Paleógeno presenta cantos bien rodados de material calcáreo; las dimensiones de los cantos en los conglomerados paleógenos son reducidas, mientras que los cantos de la base del Neógeno pueden alcanzar varios metros cúbicos; la inclinación del Terciario Inferior es, en general, relativamente elevada, mientras que el Neógeno se presenta horizontal o débilmente inclinado, aunque en el mismo sentido que el primero; la coloración rojiza suele ser mucho más intensa en las partes más altas del Paleógeno que en la base del Neógeno.

No existen pruebas de la existencia del Ponticense, al no encontrarse ni la facies de «calizas de los Páramos», típica en toda la depresión del Tajo, ni tampoco resto fósil alguno.

2.4.1.3. *Plioceno*

Pertencen al Plioceno unos depósitos de gravas cuarcíticas, poco rodadas, con matriz arenosa, más o menos arcillosa y potencias de unos 3 ó 4 metros como máximo. Se encuentran sobre los altos replanos que coronan el Mioceno y aumentan su altura topográfica progresivamente hacia el norte.

Aunque son totalmente azoicos, se han atribuido al Plioceno por encontrarse sobre el Mioceno y por encima de la terraza cuaternaria más alta sin relación ninguna con la red hidrográfica actual.

2.4.2 Terciario de la Cuenca del Duero (Submeseta Norte)

2.4.2.1 *Paleógeno*

Apoyada indistintamente sobre el Cretácico y sobre el metamórfico del borde NO. de la Sierra de Guadarrama se extiende

una facies terciaria considerada como Oligoceno. Se trata de un conjunto de sedimentos detríticos, constituido por conglomerados, variando la naturaleza de los cantos según su proximidad a los materiales cretácicos o metamórficos. Se apoyan discordantemente sobre estos materiales, con buzamiento suave hacia el interior de la cuenca.

2.4.2.2. Neógeno

De carácter esencialmente arcilloso arenoso, con intercalaciones de bancos de arenas. Las arcillas, de tonos rojizos a ocre claro. Las intercalaciones de arena pueden reconocerse a poca profundidad, constituyendo un nivel acuífero. Son arenas poco o nada consolidadas, blancas, de espesor variable entre 0,5 y 6 metros. También se encuentran margas grises, aptas para cerámica.

2.5 CUATERNARIO

La mayor extensión la adquieren los depósitos de terraza del río Jarama. Son gravas cuarcíticas con matriz arenosa, que alternan con arcillas y arenas más o menos arcósicas.

3. TECTONICA Y GEOLOGIA HISTORICA

De SO. a NE. de la Hoja se localiza la Cordillera Central, que recibe los nombres en este sector de Sierra de Guadarrama y de Somosierra. En la constitución de la Cordillera Central dominan sobre todo los materiales más profundos del zócalo: el granito y las aureolas cristalinas que le rodean, formadas en gran parte por gneis. Gneis y granitos se localizan principalmente en la Sierra de Guadarrama y los materiales paleozoicos menos metamorizados en su sector oriental, en Somosierra. El tránsito entre las pizarras cristalinas y el granito se hace casi siempre insensiblemente a través de un potente espesor de varios miles de metros

de gneis granitoides, luego glandulares y finalmente micáceos, que dan paso a las pizarras cristalinas (micacitas, cuarcitas, etc.).

Los gneis se formaron a consecuencia de las inyecciones magmáticas de edad herciniana. Por otra parte, dentro de los gneis existen intercalaciones de mármoles, cuarcitas, grauwackas *, etc., que demuestran claramente que el conjunto de los materiales ha sido intensamente metamorfoseado para dar lugar al llamado estrato cristalino.

Más al este de Somosierra, el zócalo herciniano desaparece debajo de la cobertera de materiales mesozoicos.

Las alineaciones de la Cordillera Central quedan cortadas, casi perpendicularmente, por las dislocaciones de edad alpina, que siguen aproximadamente el rumbo este-oeste más o menos desviado hacia el norte.

Estas fracturas delimitan perfectamente, de un extremo a otro de la Cordillera, el brusco contacto entre las formaciones antiguas de la Sierra y los depósitos terciarios modernos de las depresiones castellanas.

Las mediciones geofísicas han demostrado que el zócalo antiguo está hundido entre 1.200 y 1.800 metros por debajo del nivel del mar, lo que da al desnivel provocado por la falla, o mejor, sistema de fallas, un valor total entre 3.500 y 4.000 metros como mínimo.

En el contacto, el Mioceno está formado por grandes bloques cuyo tamaño disminuye rápidamente hacia el interior de la depresión. Es evidente, pues, que el escarpe de falla existía al sedimentarse el Mioceno. Pero como en Monsalupe (Avila) el propio Mioceno está cabalgado por el Paleozoico, es indudable que esta gran línea de fractura, que delimita el bloque Paleozoico de la Cordillera Central y que se formó al empezar la sedimentación miocénica, continuó actuando durante la colmatación de las depresiones castellanas. En Somosierra, en el contacto entre el Terciario y el Paleozoico se intercala un delgado paquete de calizas

* El término «grauwacka» resulta poco significativo y se presta a confusión; debería ser sustituido por el más apropiado de «litarenita». No obstante, se conserva aquí en atención a los autores consultados.

y areniscas cretácicas verticales o muy inclinadas. Hechos parecidos se repiten en el extremo oriental de la vertiente norte.

En el interior de la Cordillera hay fallas longitudinales, dirigidas de E. a O. o de ENE. a OSO. que han hundido dovelas importantes. Uno de los ejemplos mejor conocidos es el del alto valle del Lozoya, en Guadarrama.

Al este de la cumbre de Peñalara, el relieve de la Sierra se resuelve en dos largas cuerdas aplanadas alrededor de los 2.200 metros y dirigidas de este a oeste; la septentrional ha sido designada por Montes Carpetanos y la meridional es conocida en el país por Cuerda Larga; entre ambas existe una amplia fosa por donde corre el alto Lozoya. En el fondo de la dovela hundida se ha conservado una banda de margas y calizas cretácicas y de materiales detríticos pertenecientes probablemente al Paleógeno. El estudio tectónico y morfológico ha revelado claramente que los contactos de estos depósitos y de los bloques elevados se hace mediante fallas, y que, por consiguiente, se trata de una cubeta tectónica originada con posterioridad a la sedimentación de los depósitos cretácicos y paleógenos. Ver figura 3-1.

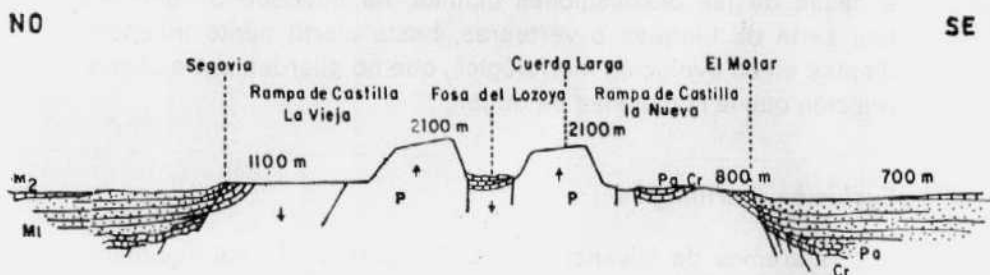


Fig. 3-1

Estructura en bloques fallados y arrasados. Varios bloques arrasados por el nivel de cumbres y una fosa central en la que se ha conservado el cretáceo. Las depresiones terciarias de ambas Castillas están limitadas por fallas importantes. Abreviaturas: P., Paleozoico; Cr., Cretácico en general; Pa., Paleógeno Continental; M₁, Mioceno detrítico grosero de los bordes de la Cordillera; M₂, Calizas Pontienenses. Las flechas indican el sentido de desplazamiento de los bloques. (Geografía de España y Portugal. Tomo I, p. 181.)

En este sector, la Sierra de Guadarrama se resuelve por lo menos en cinco bloques: dos dovelas hundidas, correspondientes a las rampas de ambas Castillas; dos horst elevados, correspondientes a los Montes Carpetanos y Cuerda Larga, y la dovela hundida de la fosa tectónica del Lozoya. Es un ejemplo típico de montaña en bloques.

Además de estas grandes fracturas longitudinales existen otras menos importantes, de dirección normal o casi normal a las primeras, que, a veces, a pesar de su edad reciente, siguen las mismas orientaciones hercinianas del zócalo. Estas fracturas han originado las depresiones transversas que dividen la Cordillera en fragmentos separados por amplios corredores de paso entre ambas Castillas. Así, el puerto de Somosierra está instalado sobre una línea de fractura, que acredita el contraste brusco entre las pizarras paleozoicas de Somosierra y el gneis del Guadarrama, Gredos, etc.

Esta red de fracturas orienta totalmente la red hidrográfica, cuyo frecuente trazado en bayoneta señala claramente su origen.

Así, pues, aun cuando sobre el mapa parece dibujarse en el centro de la Meseta la arista única de la Cordillera Central, ésta, a causa de las dislocaciones alpinas, ha quedado dividida en una serie de bloques o vértebras, hasta cierto punto independientes en su evolución morfológica, que no guardan entre sí más relación que la comunidad de origen.

Evolución morfológica

Trataremos de hilvanar la sucesión seriada de los episodios que han contribuido a modelar el relieve. Ver figura 3-2.

Partimos del momento en que el paroxismo sávico, ocurrido inmediatamente antes del Mioceno, pliega los bordes orientales de la Meseta y forma la Cordillera Ibérica. Ya en este momento se inicia suavemente la arruga de la Cordillera Central en esta zona, pues, de otra forma, no podría explicarse la dirección de los pliegues del Cretácico, como, por ejemplo, en el Molar, cuyo

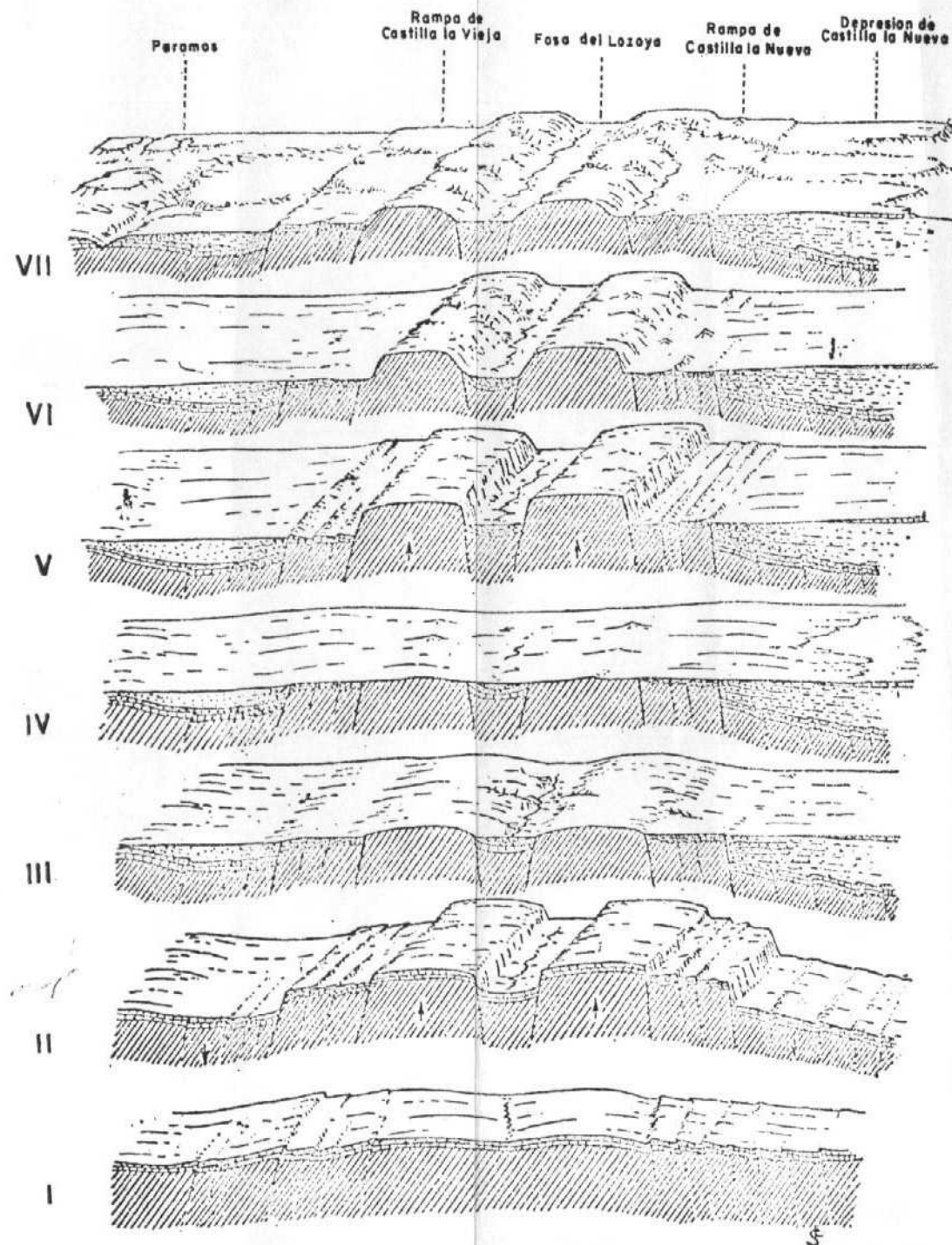
Fig. 3 - 2

Evolución morfológica de la Cordillera Central.

I, Al final del Oligoceno, inmediatamente después del paroxismo. Se pliega la cobertera y se esboza la ondulación de la Cordillera Central y de las cuencas castellanas.—II, Fracturas posteriores al plegamiento, a mediados del Mioceno. Se individualiza sobre todo la gran falla que separa las depresiones castellanas y el bloque de la Cordillera Central, más o menos fracturado.—III, Empieza la colmatación de las depresiones castellanas con los materiales arrancados a los bloques emergidos, cuyo relieve pierde vigor.—IV, La penillanura pontiense, como final del ciclo sedimentario. En las lagunas se sedimentan las calizas de los páramos.—V, Rejuvenecimiento del relieve a consecuencia de la elevación provocada por el plegamiento rodánico. Deformación de la penillanura y plegamiento del Mioceno de los bordes de la depresión.—VI, Formación de la penillanura pliocénica, con pedimento y relieve de montes islas.—VII, Rejuvenecimiento postpliocénico y encajamiento de la red hidrográfica actual; excavación de los páramos.

El zócalo paleozoico, en rayado. La cobertera, formada por Cretáceo y Paleógeno, plegados. Encima y discordante, el Mioceno, coronado por la caliza de los páramos.

(Geografía de España y Portugal, Tomo I.)



rumbo este-oeste responde a la resistencia ofrecida por el abombamiento del núcleo paleozoico de Somosierra.

Pero, sin duda, el plegamiento alpino que produce la amplia bóveda inicial de la cordillera es más tardío y debe corresponder a la fase estírica emplazada en el Mioceno Medio antes del Tortonense. Entonces se produce un intenso abombamiento y las fallas principales que delimitan exteriormente el bloque de la Cordillera Central, y aún, quizá, se iniciaron muchas de las interiores. La erosión ataca a continuación el relieve recién formado, con lo que los bloques elevados pierden buena parte de la cobertera mesozoica y paleógena, y empiezan a exhumarse las superficies de erosión antiguas. Con los materiales acarreados por los nuevos cursos fluviales se colmatan las depresiones castellanas, y al pie de los escarpes de falla se depositan materiales groseros que fosilizan el abrupto tectónico.

Antes de terminar el Mioceno, en el Pontiense, la erosión tuvo tiempo de terminar su cometido, y la Meseta entera quedó convertida en una gran penillanura, en la que sobresaldrían escasos relieves de poca importancia.

Después del Pontiense se registró la tercera crisis orogénica, la rodánica, que deforma la penillanura, la eleva a las alturas actuales, engendra las fosas tectónicas, bascula y remueve los bloques. El esfuerzo principal se centra en las fallas internas que elevan los bloques que actualmente forman las sierras propiamente dichas, las cuales son paralelas a las fallas exteriores o principales que ponen en contacto el bloque antiguo con el Terciario de las depresiones castellanas.

Con la acentuación del relieve, la erosión vuelve a reanimarse y se depositan los groseros sedimentos de las rañas al propio tiempo que se labra, a fines del Plioceno, la superficie de erosión que forma el pedimento que bordea la Sierra. Este nivel de erosión arrasa las fallas exteriores y hace retroceder el acantilado creado por las fallas internas. Posteriormente, se producen los retoques producidos por el modelado glacial del Cuaternario.

Elemento tectónico de interés dentro de esta Hoja es la alineación de Sta. María de Nieva-Fuentidueña.

Denominamos así a una alineación de afloramientos graníticos, paleozoicos y cretácicos, más o menos interrumpida, que corre paralelamente en dirección NE.-SO., al borde septentrional de la Sierra de Guadarrama, a una distancia de 15 y 25 Km. de él. Esta alineación tiene importancia desde el punto de vista tectónico, estando emergida, probablemente, desde antes del Mioceno y rejuvenecida posteriormente.

A lo largo de esta alineación pueden descubrirse diversos movimientos en el transcurso del tiempo, con momentos de intensidad interrumpidos por pausas. El primer movimiento importante de ascenso de la alineación Sta. María de Nieva-Fuentidueña es postcretácico, constituyéndose como un umbral que aísla una prefosa miocena de la gran fosa terciaria. El Cretácico queda adosado al borde SO. del zócalo, amoldándose al movimiento.

La sedimentación de facies arcillosas del Mioceno adquiere gran importancia y desarrollo, haciéndose transgresiva, tanto sobre los materiales precretácicos como sobre los mesozoicos y clásticos de borde.

Posteriormente a la sedimentación miocena, vuelve a rejuvenecerse el movimiento ascendente, localmente, con gran intensidad (Valles de Fuentidueña, zona de Armuña, Fuentes y Carbo-nero) produciéndose al mismo tiempo una fuerte denudación de los materiales, tanto miocenos como anteriores, y así todos los afloramientos forman, en general, la topografía suave uniforme de la Meseta.

4. BIBLIOGRAFIA

DE LA CONCHA Y BALLESTEROS, S.—Explicación de la Hoja 1:50.000 N.º 485. Valdepeñas de la Sierra. I.G.M.E. 1962.

CATEDRA DE GEODINAMICA INTERNA (Universidad de Madrid).—Explicación de la Hoja 1:50.000 N.º 510. Marchamalo. Inédito. P.N.I.M.

FUSTER, J. M., y FEBREL, T.—Explicación de la Hoja 1:50.000 N.º 509. Torrelaguna. I.G.M.E. 1959.

FEBREL, T.; FUSTER, J. M., y DE PEDRO F.—Explicación de la Hoja 1:50.000 N.º 484. Buitrago de Lozoya. I.G.M.E. 1958.

Geografía de España y Portugal, Tomo I. Montaner y Simón, S. A. Barcelona, págs. 175 a 194.

Informe de Aeroservice sobre la Cuenca del Duero para I.N.C. 1966.

SCHRÖEDER, E.—La zona limitrofe del Guadarrama y las Cadenas Hespéricas. 1930. Tomo IV de Publicaciones extranjeras sobre Geología de España. Consejo Superior de Investigaciones Científicas.