



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

I.S.S.N. 0211-4860



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA



IGME

44

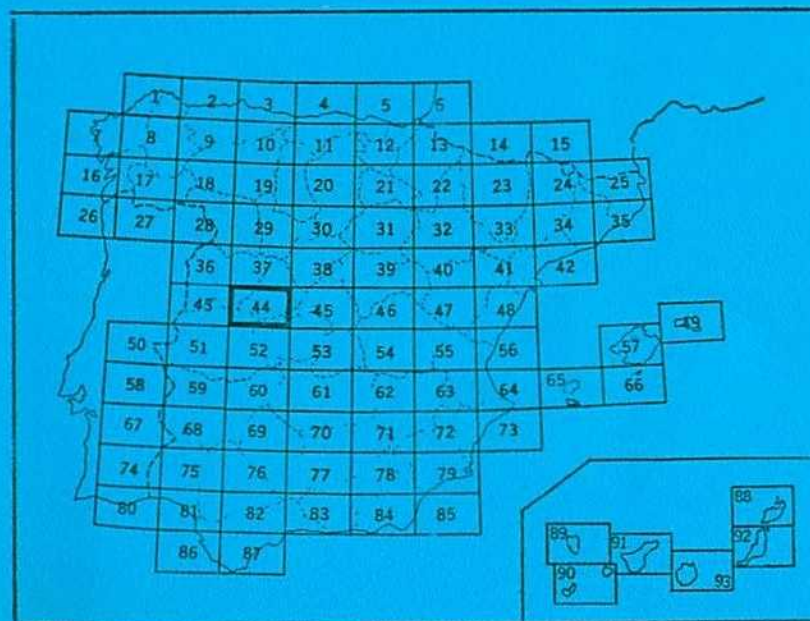
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

AVILA

Segunda edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

AVILA

Segunda edición

*Esta Memoria explicativa ha sido redactada
por ANTONIO ARRIBAS y EMILIANO JI-
MENEZ, de la Universidad de Salamanca.*

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-38.054-1982

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

Las formaciones geológicas de esta Hoja forman parte del Sistema Central, siendo los materiales dominantes rocas ígneas y metamórficas pertenecientes a los grandes bloques tectónicos en que quedó dividido el macizo herciniano durante los plegamientos alpinos. Unicamente en los bordes septentrional y meridional y en las depresiones internas aparecen materiales más modernos cubriendo en discordancia el zócalo paleozoico.

2. MORFOLOGIA

Desde el punto de vista morfológico es ésta una de las zonas más interesantes de la Península Ibérica. En ella, la tectónica ha desempeñado un importante papel y condicionado por medio de un extenso y profundo sistema de fracturas las características principales del relieve.

El zócalo paleozoico de la Meseta, cuyas partes más internas afloran en casi toda la Hoja, está constituido aquí por rocas

plutónicas y metamórficas, especialmente las primeras, cuyo tránsito suele ser gradual, pasándose de los granitos a las pizarras cristalinas por medio de aureolas de contacto o por lo que es aún más frecuente, de gneis glandulares y micáceos, y de micacitas. Intercaladas en estos materiales aparecen, entre otras rocas, cuarcitas, mármoles y grauwackas, lo que indica el origen sedimentario de la mayor parte de las formaciones estratocristalinas.

Independientemente de cuál sea la edad de los terrenos de la Cordillera —cámbrica o precámbrica, siendo aquélla la más admitida— sus direcciones tectónicas van generalmente al noroeste, al igual que en la mayor parte de la Meseta, y están cortadas casi perpendicularmente por las fracturas E. o ENE. de edad alpina. Estas dislocaciones señalan claramente de un borde a otro de la cordillera los netos contactos entre las formaciones paleozoicas y los depósitos terciarios de las depresiones castellanas, lo que permite apreciar fácilmente cómo el Sistema Central se resuelve, de N. a S., en una serie de bloques paralelos, unos hundidos, tales como las fosas de Amblés y Corneja, Tormes, Alberche, Tiétar y Tajo, y otros levantados, como los que constituyen la Sierra, Serrota y Paramera de Avila, y los bloques de Gredos y Piélagos.

Al oeste de Gredos, otro sistema de fallas dirigidas al NE. dio lugar a una serie de valles más o menos paralelos que facilitan extraordinariamente las comunicaciones entre las dos Mesetas; por ejemplo, el valle del Jerte, entre Gredos y la Sierra de Béjar, y la depresión del Alagón, que separa aquélla del bloque tectónico formado por las Sierras de Gata y de la Peña de Francia.

Estos dos sistemas de fractura, junto con otros menos importantes dirigidos al noroeste, dividieron el Sistema Central en un conjunto de bloques que actuaron independientemente durante su evolución morfológica y que condicionaron el desarrollo de la red hidrográfica cuyo trazado en bayoneta denota inmediatamente su origen tectónico.

De todas formas, como indican BIROT y SOLE SABARIS

(1954), aunque las estructuras hercinianas hayan tenido un relativo valor morfológico al condicionar la distribución de los afloramientos rocosos, los principales rasgos fisiográficos que caracterizan a cada uno de los segmentos en que se dividió la Cordillera Central han sido consecuencia de la diferente evolución seguida por éstos durante el Terciario y el Cuaternario. Es decir, de la dirección e intensidad de las líneas de fractura y de la duración de los periodos de estabilidad durante los cuales se formaron las extensas superficies de erosión que les caracterizan.

Así, desde lo alto del Almanzor (2.592 m.), que es el pico más alto de Gredos, el aspecto aplanado de la Cordillera es tan perfecto que ni los propios retoques glaciares han conseguido borrarlo. Este es el origen de las largas cuerdas subhorizontales que a 2.200 metros de altitud forman la línea de cumbres, como por ejemplo, en la Sierra Llana, donde la erosión ha atacado intensamente las laderas y convertido éstas en un conjunto de agudos relieves, dientes y riscos, enrasados por el nivel de erosión de la penillanura fundamental de la Meseta, cuya edad, atribuida al Tortoniense o Ponticense, es en cualquier caso intramiocénica.

Por otra parte, tan espectacular como pueda ser el arrasamiento de las cumbres, lo es aún más el de las plataformas de erosión que aparecen adosadas al pie de las sierras. Esto es muy evidente en el ángulo NO. de la Hoja, en la zona de la Vera cacereña, donde la penillanurización del bloque tectónico ha estado favorecida por la acción combinada de dos grandes fracturas: la que sigue el valle del Tiétar y la de Jarandilla-Candeleda. Y todavía lo es más en la zona salmantina, donde la Cordillera ha quedado reducida a una serie de cuerdas estrechas bordeadas por una enorme superficie de erosión que afecta indistintamente al Paleozoico y Paleógeno de la fosa de Ciudad Rodrigo (Hoja 43) o, como ocurre en la plataforma de Guijuelo, del borde de la Meseta, y en la que sólo destacan algunos conjuntos de montes islas tales como los que aparecen alineados al NO. de Béjar.

Esta última penillanura, a la que se ha atribuido una edad post-miocénica, sería un pedimento formado durante el Plioceno como consecuencia de las deformaciones introducidas por la fase rodánica. Posteriormente, la erosión diferencial ha venido exhumando los frentes de falla y ello ha dado lugar a la aparición de escalones morfotectónicos (VIDAL BOX, 1937) que separan los pedimentos paleozoicos de los sedimentos terciarios de la Meseta.

Con todo, para comprender mejor la complicada morfología del Sistema Central, es necesario tener en cuenta otro importante factor: la diferente altitud del nivel de base en sus vertientes septentrional y meridional. Debido a ello, las formas poco escarpadas de la vertiente norte, a la que se asciende suavemente desde la altiplanicie de Guijuelo o de Avila, son sustituidas bruscamente, una vez vencida la divisoria hidrográfica, por el intenso abarrancamiento de la red fluvial que se precipita violentamente hacia la cuenca del Tajo. Así, por ejemplo, en el ángulo NO. de la Hoja se observa cómo el río Alagón, que casi llega hasta Frades, y el Sangusín, que a punto está de capturar al Tormes, penetran profundamente en el dominio de la submeseta Norte, y como en el puerto del Pico se pasa de los suaves y amplios valles del N. de Gredos a las pronunciadas escarpas del frente meridional que descienden, casi verticales, hasta Mombeltrán.

De todas formas, para explicar el aspecto tan evolucionado que a pesar de su considerable altitud presentan las cumbres de la Cordillera Central, se ha de tener en cuenta la avanzada posición meridional de las Sierras castellanas, gracias a la cual, apenas si sufrieron éstas los efectos del modelado glaciar (HERNANDEZ PACHECO, 1934). Y, ello, a pesar de que en esta Hoja se encuentran los núcleos glaciares más importantes de todo el Sistema: los de la Serrota, Pico de la Mira, valles de los Conventos, Casas y Pozos, los del propio Gredos, y los de las Sierras del Barco, Caballero y Risco Moreno; así como, en la Sierra de Béjar, los del macizo del Trampal-Calvitero.

Por último, se debe destacar que el borde meridional de la

Hoja presenta una morfología diferente, ya que se encuentra en el dominio de las depresiones tectónicas del Tiétar y Tajo, separadas aquí por el umbral de Parrillas-Navalcán. Y mientras la primera, que está separada del escalón tectónico de la Vera por el valle del Tiétar, constituye el límite septentrional del Campo Arañuelo (HERNANDEZ PACHECO, 1950), la segunda, separada del bloque de Piélagos por el valle del Alberche, corresponde ya al borde septentrional de la fosa del Tajo. En ambos casos, la superficie del terreno está prácticamente horizontal, ya que se trata de una llanura estructural formada por los sedimentos terciarios y cuaternarios que rellenaron aquellas depresiones.

Entre las dos cuencas, el umbral de Parrillas-Navalcán constituye el límite suroccidental del bloque de Piélagos, en el que, sin llegar a las grandes alturas de Gredos, se conservan todavía relieves residuales, tales como la Sierra de San Vicente, que sobrepasan los 1.300 metros de altitud.

3. ESTRATIGRAFIA

La mayor parte de la Hoja está formada por rocas plutónicas y metamórficas pertenecientes al zócalo paleozoico de la Meseta. Sólo en la depresión central de Amblés y en las meridionales del Tiétar y Alberche se encuentran formaciones terciarias de cierta importancia, ya que las del ángulo NO. son muy reducidas y de escaso interés.

3.1. ROCAS IGNEAS

El único estudio de conjunto sobre la provincia de Avila es muy antiguo (MARTIN DONAYRE, 1879) y da muy pocos detalles sobre la naturaleza petrológica del Sistema Central. Lo mismo se puede decir, por lo que respecta a esta Hoja, del trabajo de MALLADA y DUPUY (1912) sobre la provincia de Tole-

do. Sin embargo, los estudios más o menos detallados realizados posteriormente, tales como los de VIDAL (1934), SCHMIDT-THOME (1950), GARCIA FIGUEROLA (1959 y 1968), ARRIBAS (1965), CAPOTE y VEGAS (1968), van poniendo de relieve la verdadera complejidad del Sistema Central, la cual no podrá conocerse en su verdadera amplitud en tanto no se efectúe un estudio más preciso del mismo.

Por ahora, prescindiendo de particularidades litológicas que por falta de cartografía detallada carecerían de interés, se puede decir que el Sistema Central está constituido por un gran batolito de composición mineralógica relativamente uniforme, pero con importantes diferencias texturales. Por ello, teniendo en cuenta la imprecisión de los contactos, con los límites indicados en el mapa adjunto sólo se han pretendido reflejar las zonas donde domina un determinado tipo de roca.

En términos generales, las formaciones plutónicas corresponden a un granito adamellítico de dos micas, normalmente biotítico, de grano medio a grueso, algunas veces porfídico —con feldespatos que pueden llegar a medir hasta siete centímetros de longitud—, otras veces orientado, con tránsitos graduales a los gneises biotíticos.

Los granitos porfídicos abundan especialmente en la Sierra de Béjar y en su prolongación nororiental, al oeste de la línea Piedrahíta-Barco de Avila-Tornavacas. También, en la zona de la Vera, entre Robledillo y Madrigal, y en numerosos puntos de la Paramera de Avila y de la Sierra de Gredos.

Los granitos orientados, que siempre terminan convirtiéndose en gneises graníticos glandulares, son especialmente abundantes en la zona de El Berrueco, en donde se juntan los valles del Adaja y Corneja, y al N. de Candeleda. También son frecuentes los granitos orientados dentro de los bloques de Gredos y Piélagos.

Al microscopio, la composición mineralógica varía entre la de una granodiorita y una cuarzomonzonita. El cuarzo aparece en placas xenomorfas con extinción en mosaico. Las plagioclasas, generalmente oligoclasa-andesina (27 a 33% an.), pueden

formar cristales de gran tamaño; en ocasiones tienen un núcleo de ortosa, pero conservando ambos feldespatos los mismos planos de asociación y de crucero, lo que parece indicar se trata de un reemplazamiento. Los feldespatos potásicos, ortosa o microclina, más abundante esta última, son generalmente xenomorfos y muestran frecuentemente textura pertítica. De las micas, la más abundante es la biotita; sin embargo, en ciertas zonas —relacionadas por lo general con estructuras mineralizadas o tectónicas— ocurre lo contrario, ya que en ellas la biotita, además de cloritizada, suele estar baueritizada.

Los más importantes minerales accesorios son el apatito y el circón, y la turmalina cerca de los contactos y en donde son abundantes las diferenciaciones aplíticas y pegmatíticas.

Las granodioritas moscovíticas son especialmente frecuentes entre la Sierra de Gredos y la de Villafranca, donde se encuentran zonas gneísicas y granitos de anatexia con cordierita, silimanita, granates e hiperstena (BARD, CAPDEVILA Y MATTE, 1970). En las Sierras de Candelario y Béjar los granitos también contienen cordierita, mientras que en las granodioritas de los alrededores de Avila es frecuente la hornblenda.

Otro factor a tener en cuenta son los importantes esfuerzos tectónicos a que han estado sometidas las rocas de la zona, los cuales se traducen por deformaciones, roturas y recrystalizaciones del cuarzo y los feldespatos, y por la sericitación y cloritización de la biotita.

Como ejemplo de las variaciones petrográficas que muestran las rocas plutónicas, se ha de destacar el estudio efectuado por SCHMIDT-THOME (1950) sobre los granitos de Cáceres y Salamanca, el cual se puede aplicar, en parte, para las rocas ígneas del borde occidental de la Hoja. Para él existen tres tipos diferentes, que clasificó de la siguiente forma:

Granito más viejo, apizarrado, de aspecto gneísico, en parte cataclástico y con textura paralela. Se trataría de un granito sinorogénico precoz que forma, fuera de la Hoja, la penillanura de Vitigudino (Hoja 36).

Granito viejo, sinorogénico de culminación, con texturas variables, de porfídicas a aplíticas. Generalmente de dos micas y con turmalina, tiene abundantes plagioclasas y estructuras paralelas cerca de los contactos. Es el más abundante y el que da lugar a los grandes relieves montañosos de la región.

Granito joven, sinorogénico tardío, porfídico, con grandes feldespatos y menos turmalina que el anterior. Menos diaclasado también que los otros dos, sus formas rígidas destacan claramente en el paisaje formando cadenas de montes islas entre Baños de Montemayor, Béjar y Cespadosa.

GARCIA DE FIGUEROLA y MARIN (1959) consideran, sin embargo, que los dos últimos tipos de granito son equivalentes y que se trata de aspectos diferentes de una misma roca. Por el contrario, en el granito viejo de esta zona distinguen varias facies: una, leucocrática, y otras dos, a veces porfídicas, una fémica y otra aplítica. Aquélla la equiparan al granito viejo de culminación, mientras que las dos últimas serían el resultado de un proceso de granitización de materiales que originalmente tenían composición diferente. En cualquier caso, estas diferencias de opinión en una zona tan reducida dan idea del trabajo que falta por realizar en esta parte del Sistema Central.

Otro aspecto interesante es la relativa frecuencia con que aparecen diferenciaciones sieníticas en los granitos —por ejemplo, las de la Cueva del Maragato, VIDAL (1934)— y diques de pórfidos de composición análoga a la de las rocas encajantes, pero con las que presentan límites graduales y muy poco definidos. En algunos casos, como piensa GARCIA DE FIGUEROLA (1968), esto podría estar relacionado con procesos de recristalización a lo largo de antiguas líneas de fractura.

Pegmatitas. También son muy abundantes (FUSTER e IBARROLA, 1951), especialmente cerca de los contactos, los diques y las diferenciaciones pegmatíticas en los granitos. Por lo general, se trata de pegmatitas potásicas con ortosa o microclina

pertíticas dominantes y variable cantidad de cuarzo. La turmalina y la mica suelen ser abundantes, especialmente esta última.

Aplitas. Acompañando o no a las pegmatitas es frecuente encontrar también diques o diferenciaciones aplíticas. Este es el caso del enorme dique de la Sierra de la Culebra, de más de 12 kilómetros de longitud y 70 metros de anchura, que desde El Berrocal, cerca de Paredes, se dirige formando un tendido arco de dirección E-O. hasta cerca de Almendral de la Cañada (GARCIA DE FIGUEROLA y MARIN, 1959). La roca tiene textura granitoidea de grano fino y la siguiente composición mineralógica (ARRIBAS, 1965): cuarzo, con tendencia al idiomorfismo: microclina, generalmente pertítica; plagioclasas (andesina 35% An.) con frecuentes texturas mirmequíticas; moscovita y, en menor proporción, biotita. La composición mineralógica varía entre la de una granodiorita y una diorita.

Rocas filonianas

Aparte los abundantes diques de cuarzo que afloran por toda la Hoja atravesando las formaciones cristalinas y que a veces tienen gran potencia, como en Sotillo de las Palomas (GARCIA DE FIGUEROLA, 1959), se ha de citar también la existencia de numerosos diques de lamprófidos y de otras rocas aún más básicas. Entre estos últimos destaca, por su especial interés, el gran dique de diabasas pigeoníticas que desde Odeira, en Portugal, hasta Plasencia, en Cáceres (GARCIA DE FIGUEROLA, 1965), se extiende con diversas interrupciones a lo largo de casi 400 kilómetros, para terminar, dentro de esta Hoja, con algunos afloramientos en el valle del Jerte.

3.2. ROCAS METAMORFICAS

Se incluyen aquí únicamente las rocas paleozoicas o las posibles precámbricas cuya situación geológica y avanzado grado de metamorfismo hacen imposible se pueda determinar su edad con certeza.

3.2.1. Rocas metamórficas de contacto

La aureola de contacto más importante se encuentra alrededor de los granitos del borde noroccidental, y pasa por Monleón, Los Santos y Fuentes de Béjar.

El metamorfismo de contacto afecta principalmente a las pizarras arcillosas del Cámbrico, salvo en el tramo Monleón-Los Santos, en que actuó sobre calizas silúricas. En este caso, la roca se cargó de silicatos cálcicos y ferromagnésicos o se transformó en mármoles que contienen estrechas bandas oscuras correspondientes a las impurezas arcillosas y silíceas que existían en la roca original.

Por lo que se refiere a los materiales de la serie pelítica, éstos se van cargando de cristales bien formados de andalucita —la cual es de la variedad quistolita cuando las rocas encajantes son pizarras ampelíticas— y de cordierita. A medida que disminuye la distancia al contacto, aumentan el grado de recristalización y la proporción de cordierita, la cual da a la roca un aspecto granular muy marcado entre Fuenterroble y Los Santos.

Ya en el contacto, la proporción de andalucita y cordierita es muy elevada. Sin embargo, cuando se trata de grauwackas y, sobre todo, cuarcitas, la intensidad del metamorfismo disminuye muy rápidamente. Todo lo contrario de lo que ocurre con las calizas, en las que se desarrollan muy pequeños y abundantes cristales de piroxenos y anfíboles.

3.2.2. Metamorfismo regional

Bajo la denominación de estratocristalino indiferenciado se incluyen en el mapa adjunto los diversos materiales —cuarcitas, calizas impuras, filitas, micacitas, gneises, migmatitas e incluso granodioritas de límites imprecisos— que forman manchas de diferente extensión en varios puntos de la Hoja, bien sea en los bordes o dentro de los macizos graníticos. Se trata,

en la mayoría de los casos, de materiales de procedencia sedimentaria, ya que con frecuencia se pueden reconocer aún las rocas originales: pizarras arcillosas, cuarcitas y grauwackas cámbricas, y, en algunos casos, probablemente silúricas.

La edad cámbrica de estos materiales ha sido admitida por la mayor parte de los autores españoles y por muchos extranjeros, por ejemplo, STILLE, LOTZE y SCHMIDT-THOME. Otros, sin embargo, han pensado podría tratarse de materiales precámbricos, idea que propugnaron BARROIS y STAUB y ha sido admitida de nuevo en tiempos recientes. En cualquier caso, la intensidad del metamorfismo y la distancia que separa a unas manchas de otras es tan grande que se puede admitir cualquiera o ambas hipótesis simultáneamente.

Independientemente de cuál sea la edad verdadera de estos materiales, las rocas dominantes en los principales afloramientos que aparecen en la Hoja son las siguientes.

En la banda que pasa por Cespadosa, Armenteros y Diego Alvaro, y en la mancha de Collado del Mirón, dominan las mica-citas y los gneises moscovíticos y biotíticos atravesados por multitud de diques de cuarzo, aplitas y pegmatitas. Además, intercalados en las rocas metamórficas, hay numerosos afloramientos de granodioritas, muchas veces orientadas y con tránsitos graduales a los gneises, tales como las que existen en las proximidades de Martínez y en la Sierra de Ventosa.

En el borde norte de la Hoja asoma el extremo meridional del afloramiento cámbrico de Muñico (Hoja 37), que se extiende hasta las proximidades de San Juan de Olmo. Según CAPOTE y VEGAS (1968), la serie está formada por esquistos micáceos, margas verdes, calizas microcristalinas, fuertemente silicificadas, pizarras grises satinadas, y conglomerados. Encima de ellas aparece una potente serie de cuarcitas y pizarras, en el techo de la cual, fuera de esta Hoja, se han encontrado cruzianas, entre ellas la Cruziana furcifera D'ORB. La dirección de las capas es generalmente E-O. y la vergencia de los pliegues hacia el Sur.

Otro afloramiento de cornubianitas y esquistos micáceos, a

veces verdaderos gneises, con replegamientos fluidales e inyectados por leucogranitos y aplitas, es el de Sierra Yemas, al sur de Avila. Más al oeste y con análogas características se encuentran los de Villaviciosa y Villatoro.

En el ángulo NE. de la Hoja aflora el extremo meridional de la mancha cámbrico-silúrica de Ojos Albos-Tornadizos (Hoja 38). Está constituida aquí por una potente serie (CAPOTE y VEGAS, 1968) de gneises fajeados oscuros, micáceos, con abundantes segregaciones de cuarzo, atravesados localmente por apófisis de granitos porfídicos que migmatizan a las rocas encajantes. Encima de esta serie hay otra muy potente de micacitas de grano fino y medio, con intercalaciones de cuarcitas más o menos puras, que llega hasta Bernuy-Salinero. Y, finalmente, en el límite de la Hoja aparece una formación de pizarras gris-verdosas, algo micáceas, que contienen intercalados bancos de calizas gris-azuladas, microcristalinas, con bandas más claras y silíceas que resaltan por su mayor resistencia a la erosión. La facies de estas calizas es típicamente cámbrica.

Otra potente formación de rocas metamórficas aparece en el borde de la Hoja, al este de los arroyos Labradillos y Gaznafa. Representa el extremo occidental de la banda metamórfica que hay entre Cebreros y La Cañada (Hoja 45). La serie, que está aquí altamente metamorfizada y replegada, lo que dificulta mucho su interpretación, está formada, según CAPOTE y VEGAS (1968), por migmatitas y por esquistos satinados muy parecidos a los de Bernuy-Salinero. Estos últimos alcanzan gran potencia hacia el este y están inyectados por diques de pórfidos graníticos. De todas maneras, la serie es aquí bastante más complicada, ya que está formada no sólo por materiales cámbricos y silúricos, sino quizá también por restos de un Precámbrico Superior.

Otras manchas análogas, formadas por rocas muy metamórficas —migmatitas y gneises— íntimamente mezcladas con rocas plutónicas, aparecen en diferentes puntos de la Hoja dentro de los extensos afloramientos graníticos que forman el Sistema Central.

La mayor de todas es la que va desde Béjar hasta Barco de Avila, pasando por Candeleda y Becedas, para desde aquí dirigirse hasta Peña Aguda, a lo largo de la Sierra Franca. Está formada por gneises cámbricos, y quizá también precámbricos, y por granodioritas de anatexia que contienen cordierita, silimanita, granates e hiperstena (BARD, CAPDEVILA y MATTE, 1970).

Otros dos afloramientos análogos, pero más reducidos, se encuentran en la Sierra del Cabezo y un poco al norte del propio macizo central de Gredos.

Finalmente, numerosos afloramientos de rocas metamórficas aparecen en el frente meridional de la Sierra de Gredos y, sobre todo, en el bloque de Piélagu. Entre los primeros, los del oeste de Candeleda y los que hay entre Arenas de San Pedro y la Sierra del Aguila, están formados por gneises y micacitas biotíticos y moscovíticos, especialmente los primeros, que contienen frecuentes bandas migmatíticas y tránsitos graduales a los granitos porfídicos. Entre los gneises hay intercalados también algunos bancos de cuarcitas y, sobre todo, de calizas, que indican su origen sedimentario; y aunque bastante metamorfozadas, las calizas, frecuentemente silíceas y dolomíticas, tienen un aspecto típicamente cámbrico. En uno de sus afloramientos, en el de Ramacastañas, se encuentran las famosas Cuevas del Aguila.

Por lo que se refiere al bloque de Piélagu, y aparte los números enclaves de gneises cuarzofeldespáticos situados entre Parrillas y Navalcán y Mejorada y Segurilla, los cuales pasan insensiblemente por medio de granitos orientados a granodioritas biotíticas de grano medio, GARCIA DE FIGUEROA (1968) ha establecido la existencia de dos bandas metamórficas de carácter fuertemente fémico y cálcico.

La primera, que constituye el núcleo más importante de la Sierra de San Vicente, comienza en San Román y termina al sur de Gavilanes, alcanzando su mayor anchura entre Buena-ventura y Sartajada. Esta constituida por pizarras arcillosas, filitas, micacitas y gneises fémicos de grano fino, así como por migmatitas, verdaderas arteritas que alcanzan su mayor poten-

cia en Navalasierra. La dirección más frecuente es al noroeste —aunque al este de Navamorcuende, se dirigen al NE.—, y tienen buzamiento NE. casi vertical.

La segunda mancha fémica se divide en dos partes. La primera, desde el río Guadyerbas hasta el Tiétar, en las proximidades de Hontanares, está constituida por pizarras micáceas y por una banda de calizas en la que se encuentran los yacimientos de Montesclaros. La segunda, al sur del Guadyerbas, está formada por una serie de pequeños afloramientos de calizas, cuarcitas y migmatitas, rodeados por granitos orientados o gneises cuarzofeldespáticos, que dan lugar a una mancha de forma irregular entre Pepino y Segurilla.

Hacia el oeste y paralelamente a esta segunda banda fémica, hay unos gneises leucocráticos de grano fino, verdaderas leptitas, que siguen por Cabezas hasta el Tiétar, en donde son sustituidas por dos corridas de calizas que bordean la llanura cuaternaria de los Campos, al sur de Arenas de San Pedro.

3.3. PALEOZOICO

Las formaciones paleozoicas, poco o nada metamórficas, están situadas en el ángulo NO. de la Hoja. Según los diferentes autores, ellas han sido consideradas como cámbricas o silúricas, e incluso como pertenecientes al «complejo esquisto-grauwáckico ante-ordoviciense» de la Beiras, en Portugal, y en el que TEIXEIRA (1955) incluye el Cámbrico Inferior y el Precámbrico Superior.

No obstante, en esta zona y por los datos que se tienen actualmente, la formación esquisto-grauwáckica y las corridas de cuarcitas y conglomerados silíceos en ella intercalados debe ser, a lo más, cámbrica. Edad que fue atribuida a esta formación por SCHMIDT-THOME (1945) y ha sido admitida por la mayor parte de los geólogos españoles y extranjeros, entre ellos LOTZE y SDZUY (1961), en su ya clásica síntesis del Cámbrico

en España. Algunos autores, sin embargo, consideran todavía estas formaciones como silúricas (LOPEZ AZCONA y otros, 1967), al igual que lo hizo GIL y MAESTRE (1880) en la primera descripción geológica de la provincia de Salamanca.

En cualquier caso, las rocas dominantes en el ángulo NO. de la Hoja son pizarras arcillosas, más o menos compactas, y esquistos sericíticos y cloríticos de color verde grisáceo y brillo sedoso. La piritita, muy frecuente en los planos de esquistosidad o rellenando las diaclasas, confiere un color rojizo a las rocas cuando está alterada en la zona de oxidación. Al mismo tiempo, la diferente naturaleza litológica de las rocas metamórficas determina que sobre la superficie arrasada del terreno destaquen los estratos más duros y resistentes, indicando claramente la dirección NO. dominante en casi toda la formación.

Igualmente, entre los sedimentos pelíticos aparecen intercaladas capas de conglomerados, cuarcitas y grauwasckas, de las cuales, las dos primeras dan lugar, por su mayor resistencia a la erosión, a corridas relativamente elevadas, tales como las de Galinduste o las de la Sierra de Frades cuyas estribaciones meridionales aparecen en el borde Norte de la Hoja, al oeste de Navarredonda de Salvatierra.

Un hecho muy interesante —ya que, aparte las cuarcitas con cruzianas, es por ahora el único hallazgo paleontológico en toda la zona— ha sido citado por SAAVEDRA (1970). Se refiere a la aparición en el paraje denominado La Calera, situado unos tres kilómetros al NO. de los Santos, de unas calizas biohémicas con abundantes y bien conservados arrecifes coralinos. Y ello a pesar de la proximidad del granito, el cual ha producido sobre las calizas un metamorfismo de contacto que ha dado lugar al desarrollo de abundantes, aunque muy pequeños, cristales de anfíboles y piroxenos. En otra mancha, situada también en el contacto y al pie del Castillo de Monleón, vuelven a aparecer estos corales, cuyo aspecto, a falta de determinaciones más precisas, parece indicar pertenecen al Silúrico Superior.

A corta distancia de los afloramientos anteriores y unos tres kilómetros al sur de Endrinal, en el paraje llamado Calamo-

rra, hay unas brechas de materiales calizos y dolomíticos que parecen corresponder a un biostromo relacionado con las calizas acabadas de mencionar.

3.4. Terciario

Las formaciones terciarias que existen en la Hoja son, en realidad, poco extensas. Al sur, rellenan las depresiones marginales del Tiétar y el Alberche, y en el centro de la Cordillera, las de Piedrahíta y valle de Amblés. Los afloramientos del ángulo noroccidental, tanto paleógenos como neógenos, son muy reducidos, ya que se trata de manchas residuales pertenecientes a una formación más extensa —la que constituye el borde meridional de la cuenca del Duero—, que cubría la penillanura de Guijuelo y que ha sido barrida por la erosión durante el Cuaternario.

3.4.1. Eoceno

Los dos afloramientos que por sus características litológicas y estratigráficas, ya que en ellos no se han encontrado fósiles, pueden ser atribuidos al Eoceno, se encuentran respectivamente entre Navarredonda y Berrocal de Salvatierra, y al norte de Montejo, en la carretera de Salamanca a Cáceres. En ambos casos se trata de areniscas arcósicas, de colores amarillentos a pardo grisáceos o rojizos, con niveles de conglomerados y algunos lechos de margas y arcillas intercalados, los cuales fosilizan una penillanura que, está siendo exhumada y rejuvenecida por la erosión actual.

Dadas las analogías que estas reducidas formaciones muestran con otros afloramientos situados más al norte, en la Hoja 37, al oeste del Tormes, y que han sido datados como pre-Luteciense y Lutecienses por JIMENEZ (1970), se puede atribuir a ellas la misma edad.

3.4.2. Mioceno

Las características litológicas y estratigráficas de los afloramientos miocenos son algo diferentes.

Al norte, en la mancha que hay al oeste de Horcajo-Medianero, la penillanura está cubierta por unas arenas graníticas bastante sueltas, de colores claros, blancos y grises, tamaño de grano muy variable y pobre estratificación, muy parecidas a las que más al norte, en la Hoja 4-5 y siempre al este del Tormes, han sido atribuidas al Tortonense (JIMENEZ, 1970).

En las depresiones interiores de la Cordillera Central, concretamente en la fosa del valle de Amblés y quizá en la de Piedrahíta, ambas sobre la misma línea de fractura, han quedado conservados materiales detríticos continentales —areniscas graníticas, conglomerados y arcillas— análogos a los de las depresiones exteriores. Y aunque algunos geólogos han atribuido estas formaciones al Oligoceno, sus caracteres litológicos y estratigráficos son más parecidos a los que presentan el Tortonense y el Plioceno que rellenan las fosas marginales.

Por lo que se refiere al Mioceno de las fosas del Tiétar y el Alberche, se trata, en ambos casos, de sedimentos detríticos —areniscas feldespáticas y conglomerados poligénicos— generalmente de grano grueso pero de variable tamaño, que pueden llegar a alcanzar varios centenares de metros de potencia.

Aunque generalmente estos materiales han sido atribuidos al Tortonense, HERNANDEZ PACHECO (1950) piensa que la mayor parte de los que aparecen en la superficie del Campo Arañuelo, al este del bloque de Piélagos, son del Plioceno, ya que para él esta formación habría colmado totalmente la depresión del Tiétar y quedado enrasada con el bloque granítico septentrional adosado al macizo de Gredos.

Igualmente, GARCIA DE FIGUEROA (1968) considera tam-

bién como pliocenas las areniscas arcóscicas que se encuentran en lo alto del Mioceno y que se superponen a los conglomerados poligénicos en diferentes puntos del valle del Guadyerbas.

Es interesante destacar también que para HERNANDEZ PACHECO (1950) los materiales arcillosos, arenosos y margosos, de tonos grises, que cubren las rocas plutónicas al este del embalse de Rosarito, en el valle del Tiétar, podrían ser oligocenos. Se trata, sin embargo, de arenas gruesas, de cemento arcilloso, con chinarrales y gravas cuarcitosas de elementos muy poco rodados, que tienen gran parecido con el Vindoboniense, y más concretamente el Tortoniense, existente en otros puntos más meridionales de la cuenca del Tajo.

3.4.3. Plioceno

Durante el Plioceno, un gran aporte de materiales arcillo-arenosos y cascajosos vino a depositarse sobre el Mioceno después que esta formación había sufrido un arrasamiento bastante acentuado.

Al norte, a ambos lados del valle del Tormes y cubriendo directamente la penillanura paleozoica o los sedimentos terciarios más antiguos, aparecen unas formaciones de canturrales sueltos, heterométricos, equivalentes a rañas pliocenas, cuyo menor tamaño de grano, en comparación con el de las rañas típicas de otras regiones, se puede explicar por la diferente naturaleza de los materiales originales.

Lo mismo se puede decir de los afloramientos que hay al sur de la Hoja, de los cuales, el más extenso está situado entre los ríos Arbillas y Tiétar. Según GARCIA DE FIGUEROLA (1968), el Plioceno estaría constituido aquí por una potente formación de tipo raña, aspecto caótico y más de 80 metros de potencia, con cantos muy mal redondeados de pizarras y de cuarzo, aunque también los hay de calizas cristalinas y granitos, dispuesta sobre los conglomerados poligénicos del Mioceno.

3.5. CUATERNARIO

Las formaciones cuaternarias en el ámbito de la Hoja son relativamente extensas, pues a la superficie cubierta por los materiales aluviales en el sur y centro de la misma hay que añadir la ocupada por los depósitos glaciares.

Como ya se ha indicado antes, el glaciario alcanzó cierta importancia en el Sistema Central, especialmente en la Sierra de Guadarrama, Gredos y en el macizo del Calvitero. En Gredos, por ejemplo, existen varios valles glaciares que llegan a tener hasta 10 kilómetros de longitud y que descienden desde los 2.600 hasta los 1.400 metros de altura.

La acción erosiva de los glaciares cuaternarios se manifiesta de forma patente por los depósitos morrénicos, constituidos fundamentalmente por materiales graníticos; por los circos, de paredes verticales y fondos planos; y por el gran número de lagunas que han quedado colgadas en lo alto de los macizos montañosos.

Aunque para algunos autores pudieron existir aquí hasta tres glaciaciones, lo más probable es que sólo hayan tenido lugar las dos últimas, la del Riss, que sería la más importante, y la del Würm, que habría dado lugar a la formación de los depósitos más altos (HERNANDEZ PACHECO, 1957).

Posteriormente, como ocurre en todos los ríos peninsulares, se desarrolló un sistema de terrazas bien escalonadas y aprovechadas para el cultivo que, en algunos casos, por ejemplo en la depresión del Corneja o en los valles del Tiétar, Guadarybas y Alberche, alcanza considerable extensión.

Por lo que se refiere a las formaciones aluviales, las más importantes están localizadas en el sur y centro de la Hoja, es decir, en los valles de los ríos Tormes, Adaja y Corneja, en el Guadarybas y en los más amplios del Alberche y Tiétar.

Por último, se debe citar entre los materiales formados en épocas recientes los depósitos eluviales producidos por disgre-

gación del granito. Estos son especialmente importantes en las zonas afectadas por fenómenos tectónicos, concretamente a lo largo de las líneas de fractura, donde los procesos de meteorización han sido más intensos. Además, como en estas zonas hundidas se han acumulado frecuentemente los sedimentos arcósicos del Mioceno y Plioceno, es muchas veces difícil distinguir si se trata realmente de materiales terciarios o de acumulaciones «in situ» de los productos de meteorización del granito.

4. TECTONICA

Los movimientos orogénicos correspondientes al plegamiento herciniano fueron los que dejaron sentir más profundamente sus efectos sobre los materiales cámbricos, silúricos, y quizá precámbricos, que constituyen el zócalo paleozoico en esta parte del Sistema Central.

Las direcciones tectónicas están claramente dirigidas al NO. y en la mayor parte de los casos las capas buzan verticales o casi verticales, unas veces al norte y otras al sur.

Las deformaciones tectónicas que corresponden probablemente a las fases sudética y astúrica, plegaron conjuntamente todos los materiales paleozoicos, tanto los menos metamórficos del ángulo NO. como los que quedaron dentro de los grandes bloques graníticos. En estos últimos, sin embargo, las direcciones son más o menos paralelas a los contactos, lo que resulta lógico si se tiene en cuenta que ellas representan las raíces de una formación metamórfica mucho más extensa que fue barrida por la erosión.

La existencia de dos fases de plegamiento ha sido señalada en la mancha de Muñico por CAPOTE y VEGAS (1968). En esta zona, las margas calcáreas del Cámbrico muestran dos clases de pliegues, unos dirigidos al NNE., con inmersión de 60° al SO., y otro de dirección ONO., con inmersión de 12° al SE.

Igualmente, BARD, CAPDEVILA y MATTE (1970) admiten para la mitad occidental del Sistema Central, que está incluida

casi en su totalidad en esta Hoja, la existencia de dos fases principales de deformación: una, con pliegues isoclinales simetamórficos, con esquistosidad de flujo de plano axial, hacia el oeste u oeste-suroeste, y otra fase posterior, con pliegues más abiertos y de dirección NO.-SE. (sinclinal de Sequeros, en la Hoja 3-6).

Estas dos fases de plegamiento hercínicas deben ser equivalentes a las que han sido señaladas por otros autores (MATTE, 1968) en diferentes puntos del noroeste de la Península Ibérica.

Posteriormente, los plegamientos alpinos, probablemente larámicos, actuaron sobre los materiales paleozoicos ya consolidados y dieron lugar a la aparición de cuatro sistemas principales de fractura a favor de los cuales se produjo el desnivelamiento de los bloques que constituyen el Sistema Central.

De estos sistemas, el más importante se dirige al ENE. y está puesto de relieve de forma espectacular por los valles que siguen los ríos Adaja, Corneja, Tormes, Tiétar y Alberche. Otro sistema, particularmente importante, al oeste de Gredos, se dirige al NE., y da lugar a la formación de los valles del Alagón y del Jerte. Los otros dos, de direcciones N.-S. y NO., son menos interesantes, si bien aquél es muy evidente en la fractura que siguen los arroyos Labradillos y Gaznafa, que es casi normal a la del Alberche.

Por otro lado, el diaclasamiento de los granitos es muy intenso, y aunque en líneas generales es consecuencia de los esfuerzos tectónicos a los que han estado sometidas las tocas plutónicas, en algún caso, por ejemplo en los granitos situados al oeste de Béjar, ha sido atribuido (SCHMIDT-THOME, 1950) a un levantamiento cupuliforme que agrietó la bóveda granítica paralelamente a tres planos principales: isoestratiformes, longitudinales y transversales, debiéndose a estos últimos el emplazamiento de la mayor parte de los diques de cuarzo, apatitas y pegmatitas.

Por último, el hecho de que se hayan podido desarrollar dos penillanuras, una intramiocénica y otra postmiocénica, indica la existencia de deformaciones alpinas póstumas debidas proba-

blemente a las fases estática y rodánica. A partir de aquí, el rejuvenecimiento de la red fluvial que afectó a todo el oeste de la Península ha dejado también sentir sus efectos, lo que es una prueba evidente de que los movimientos tectónicos han seguido actuando durante todo el Cuaternario.

5. BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A. (1965).—«Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: El Berrocal, Escalona (Toledo)». *Notas y Com. del I. G. M. E.*, t. 77, pp. 67-91.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1970).—«Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierra de Gredos et de Guadarrama» (Espagne centrale). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, pp. 2630-2633.
- BIROT, P. y SOLE, L. (1954).—«Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central». *Inst. Juan Sebastián Elcano*, Madrid.
- CAPOTE y VEGAS, R. (1968).—«El Paleozoico de los alrededores de Avila». *Est. Geol.*, t. 24, p. 181.
- FUSTER, J. M. e IBARROLA, E. (1951).—«Pegmatitas y pertitas de Piedralaves», Avila. *Est. Geol.*, t. 13, p. 126.
- GARCIA DE FIGUEROLA, C. y MARIN, C. (1959).—«Tres granitos diferentes al este de Béjar». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 48, pp. 217-245.
- GARCIA DE FIGUEROLA, C. (1965).—«La continuación hacia el SO. del dique básico de Plasencia (Cáceres)». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, t. 77.
- (1968).—«Excursión geológica por el bloque de Piélagos (Toledo-Avila)». *Not. y Com. I. G. M. E.*, t. 50, pp. 75-93.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca». *Mem. Com. Mapa Geol. España*, Madrid.

- HERNANDEZ PACHECO, F. (1934).—«El glaciario cuaternario de la Serrota (Avila)». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 35.
- (1957).—«Libro guía de la Excursión C-1». *V Cong. Int. del Inqua.*, Madrid.
- (1950).—«Rasgos fisiográficos y geológicos de la Vera, del tramo medio del valle del Tiétar y del Campo Arañuelo». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 48, pp. 217-245.
- JIMENEZ, E. (1970).—«Estratigrafía y paleontología del borde suroccidental de la cuenca del Duero». *Tesis doctoral*, Universidad de Salamanca.
- LOPEZ DE AZCONA, J. M. y C., y MINGARRO, F. (1967).—«Mapa geológico de la provincia de Salamanca». *I. G. M. E.*, Madrid.
- LOTZE, F. y SDZUY, K. (1961).—«Das Kambrium Spaniens». *Abh. der Mat-Naturwiss. Klasse*, t. 6.
- MALLADA, L. y DUPUY DE LOME, E. (1912).—«Reseña geológica de la provincia de Toledo». *Hem. Com. Map. Geol. España*, t. 33, p. 9.
- MARTIN DONAYRE, F. (1879).—«Descripción física y geológica de la provincia de Avila». *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, t. 7, Madrid.
- MATTE, P. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Tra. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble*, 44.
- SAAVEDRA, J. (1970).—«Las formaciones paleozoicas de la comarca salmantina Sierra de Francia y sus procesos de alteración». *Tesis doctoral*, Universidad de Salamanca.
- SCHMIDT - THOME, P. (1945). — «Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge im Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres)». *Geotek. Fösch*, m. 66, pp. 37-77.
- TEIXEIRA, C. (1955).—«O complexo sisto-grauváquico ante-oroviciense». *Not. sobre Geol. Portugal*, Lisboa.

- VIDAL BOX, C. (1934).—«Formación sienítica del puerto de la Cueva del Maragato (Avila)». *Bol. Real Soc. Esp. His. Nat.*, t. 35.
- (1937).—«Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Avila». *Bol. Rel Soc. Esp. His. Nat.*, t. 37, pp. 79-106.