



IGME

597

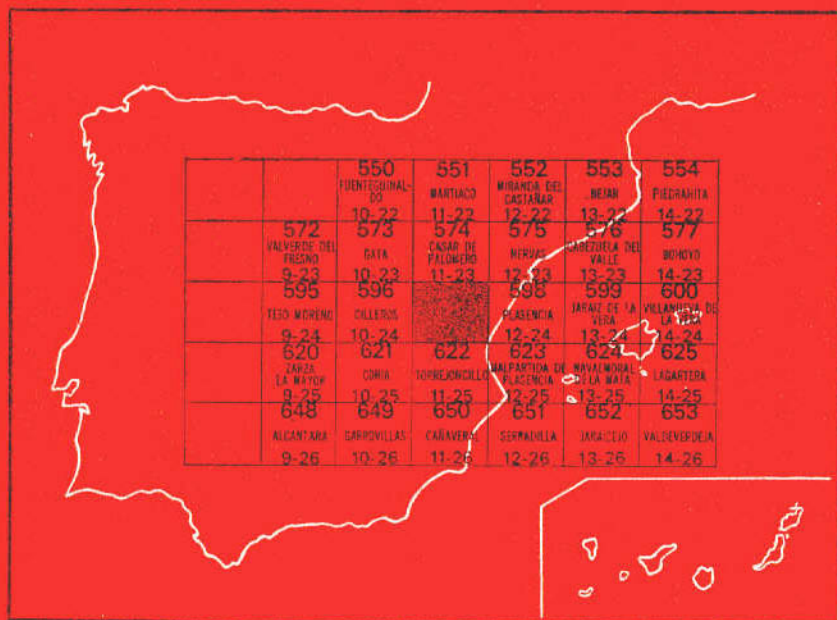
11-24

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MONTEHERMOSO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MONTEHERMOSO

Segunda serie - Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S. A.) en el año 1984, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Geología de campo, Síntesis y Memoria:

- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y UGIDOS MEANA, J. M.^a (Rocas Igneas).

Colaboraciones:

- *Geología estructural:* DIEZ BALDA, M. A., y GONZALEZ LODEIRO, F., de los Deptos. de Geología Interna de las U. de Salamanca y Granada, respectivamente.
- *Sedimentología:* CARBALLEIRA CUETO, J., del Depto. de Estratigrafía de la U. de Salamanca.
- *Cuaternalio y Geomorfología:* GOY GOY, J. L., y ZAZO, C., del Dpto. de Geología Externa de la U. de Madrid.
- *Petrografías:* RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D., y UGIDOS MEANA, J. M.^a, del Depto. de Petrología de la U. de Salamanca.
la U. de Salamanca.
- *A. Químicos:* BEA, F., del Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- *Micropaleontología:* LIÑAN, E., y PALACIOS, T., del Dpto. de Paleontología de las U. de Zaragoza y Badajoz, respectivamente.
- *Granulometrías, minerales pesados y ligeros:* RINCON, R., del Dpto. de Estratigrafía de la U. de Madrid.
- *Rayos X:* BRELL, J. M., del Depto. de Estratigrafía de la U. de Madrid.

Dirección y Supervisión del IGME:

- BARON RUIZ DE VALDIVIA, J. M.^a

Revisión estudios petrográficos:

- RUIZ GARCIA, C.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Centro de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - 28036-Madrid

Depósito Legal: M-38.193-1987

NIPO 232 - 87 - 007 - 3

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID

0 INTRODUCCION

La Hoja de Montehermoso (11-24) se sitúa en la zona centro-norte de la provincia de Cáceres, siendo sus rasgos geográficos más significativos el río Alagón, que discurre por el área oriental, y el Jerte, que recorre el ángulo SE.

Geológicamente, se encuentra dentro del Macizo Hespérico, y más exactamente se sitúa en la zona meridional de la Unidad Geológica Centro-ibérica, JULIVERT et al. (1974).

Desde el punto de vista estratigráfico, se distinguen sedimentos precámbricos pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico, rocas ígneas de la unidad granítica Béjar-Plasencia, depósitos terciarios de la Cuenca de Coria y sedimentos cuaternarios, principalmente terrazas.

Tectónicamente, y desde un punto de vista regional, la característica más acusada es la presencia de una primera fase de deformación hercínica, que origina pliegues de dirección general ONO-ESE, de plano axial, sub-vertical, y fallas asociadas paralelas a ellos. Con posterioridad se producen movimientos que dan lugar a deformaciones de escasa importancia. Finalmente, tienen lugar movimientos tardihercínicos que serán los responsables de las fracturas de desgarre y pliegues de dirección perpendicular u oblicua a las estructuras de la primera fase.

Con anterioridad a las deformaciones hercínicas, tiene lugar una fase de deformación, posiblemente sárdica, que puede ser observada puntualmente en pequeños pliegues, al SO de esta Hoja, cortados por la esquistosidad de primera fase hercínica (S_1) y que, en general, queda probada por la presencia de lineaciones (L_1), fuertemente inclinadas.

Por lo que se refiere a la fracturación, son de destacar dos familias bien definidas: N 80-120° E y N 30-55° E, ésta con movimientos senestros.

Entre los antecedentes geológicos cabe mencionar, dentro de los materiales graníticos, los trabajos de UGIDOS (1973, 1974 a, b y c) y la

caracterización geoquímica que ha sido establecida por BEA, F. (1975). Por lo que se refiere a los materiales anteordovícicos y desde un punto de vista regional, son de destacar los trabajos de LOTZE (1945-1966) y las Hojas geológicas del Plan MAGNA realizadas por BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1978-1982), dentro de la provincia de Cáceres. De otra parte, también hay que mencionar los trabajos elaborados por THADEO (1951), TEIXEIRA, 1955-1950), TORRE DE ASSUNCAO et al. (1965) y OEN-ING SOEN (1970), para áreas próximas en la zona portuguesa.

1 ESTRATIGRAFIA

La presente Hoja está ocupada por rocas graníticas pertenecientes al área Béjar-Plasencia, que representan aproximadamente el 30 por 100 de la superficie. El resto está ocupado por metasedimentos del Complejo Esquistos Grauvácico, sedimentos terciarios de la Cuenca de Coria y depósitos cuaternarios, principalmente terrazas relacionadas con los ríos Alagón y Jerte.

Aparte, cabe mencionar los diques de cuarzo que se disponen según dos familias: una subparalela a la esquistosidad de primera fase hercínica y otra en relación directa con el sistema de fracturación N 30-55° E.

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1 GRAUVACAS Y PIZARRAS (C. E. G.) (7)

Bajo esta denominación se agrupa una potente serie sedimentaria de características turbidíticas, constituida principalmente por grauvacas y pizarras que se disponen en niveles alternantes de muy diversa potencia. Sin embargo, dentro de esta monotonía litológica se distinguen, a nivel muy puntual, intercalaciones conglomeráticas y/o cuarzograuvacas, que en ningún caso constituyen niveles guía.

Estas intercalaciones, que en zonas próximas se han podido diferenciar cartográficamente, son tan poco significativas en la presente Hoja que se puede hablar de un solo grupo litológico formado por grauvacas y pizarras.

Su característica litológica fundamental es el estar constituido por pizarras y limolitas grises que alternan con grauvacas grises y verdosas de grano fino a grueso estratificadas en capas de 0,5 a 0,30 m., aunque no están ausentes los bancos métricos (1,4 a 2 m.), que, en general, tienden a acuñarse, sobre todo los niveles de granulometría más gruesa.

Se han observado laminaciones paralelas, cantos blandos de pizarras negras, y en el techo de algunos bancos, ripples de crestas rectas o linguoides.

Estas características permiten considerar las facies como pertenecientes al tipo C de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y probablemente al tipo C₂.

El estudio al microscopio de diversas muestras ha permitido reconocer, entre otros, los siguientes tipos de materiales:

- Metagrauvas cuarzosas con textura blastosamítica, de grano fino, medio (escaso) y muy fino. Los clastos son de cuarzo principalmente, y de feldespatos, y en mucha menor proporción de fragmentos de roca. En ocasiones aparece un ligero bandeado debido principalmente a la presencia de material carbonoso. Con frecuencia parte de los fragmentos de roca pertenecen a rocas volcánicas.
- Metagrauvas feldespáticas con textura blastosamítica y características análogas a las metagrauvas descritas anteriormente, pero con la particularidad de presentar mayor contenido en feldespatos como componente principal del esqueleto. En algunas muestras se aprecia un mayor contenido en fragmentos de rocas volcánicas, por lo que se les podría asignar un origen volcánico.
- Metatufitas. Se trata de rocas constituidas fundamentalmente por cuarzo y feldespatos en las que se observan ciertos relictos de una posible textura clástica anterior. La composición tan feldespática y la posible textura clástica original hacen pensar en un fuerte aporte volcánico y así clasificarlas como rocas volcanoclásticas metamorfozadas.
- Metapelitas con textura blastopelítica. Se trata de rocas pelíticas constituidas por una masa sericítica-clorítica o sericítica-biotítica con algo de clorita, en ambos casos con cuarzo. El tamaño de los clastos es limo-arena muy fina y generalmente presentan un bandeado debido a la presencia de material carbonoso o/y a la mayor concentración de filosilicatos. Ocasionalmente, el material carbonoso llega a ser fundamental, junto con los filosilicatos y el cuarzo, lo que permite clasificar la roca como metapelita-carbonosa.

Como características generales, en la mayoría de las muestras, se reconoce la textura original de las rocas, aunque recrystalizadas y tectonizadas. Por otro lado, la deformación principal produce una orientación, al menos parcial, de los filosilicatos, así como el aplastamiento y deformación de algunos fragmentos. En algunas muestras, que en general corresponden a metapelitas, se observa también una segunda deformación que queda marcada por una crenulación más o menos intensa.

A nivel regional los sedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico (C. E. G.), que aquí se describen, pensamos que tienen su correlación en los

materiales del C. E. G. descritos por TEIXEIRA (1979) en Portugal, con las capas de Valdelacasa mencionadas en su tesis doctoral por MORENO, F. (1977) para la zona SE y con el Miembro Inferior definido por RODRIGUEZ ALONSO, M.º D. (1982) en la zona NE limítrofe con la que nos ocupa. A su vez, también sería equivalente a las Pizarras inferiores descritas por GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y FRANCO, P. (1975) y a la Formación Monterrubio establecida por DIEZ BALDA (1982) para la zona SO de Salamanca.

Debido a los escasos y poco representativos microfósiles encontrados en las muestras recolectadas no es posible hacer un esbozo bioestratigráfico. No obstante en la Hoja de Torrejoncillo (11-25), limítrofe por el Sur, se han clasificado tres tipos de formas:

- Formas solitarias de pared posiblemente lisa que normalmente se encuentra corroida y con tonos grises debido al metamorfismo. Estas formas guardan gran similitud con las FORMAS A (MANSUY, 1983) que equivalen a *Palaecocryptidium cayensi* (DEFLANDRE, 1955) y que tienen una amplia distribución en el Brioveriense francés con edad Rifeense Superior?-Vendiense.
- Formas en racimos que serían equivalentes a las FORMAS D, MANSUY (1983), de distribución similar a las anteriores o también al género *Synsphaeridium* sensu TIMOFEEV, de amplia distribución PC-Paleozoico. En general la podemos considerar como una asociación de las anteriores formas.
- Formas con procesos angulosos o giberosos, dando incluso formas aberrantes. Su aspecto podría deberse al crecimiento de cristales en el interior de la vesícula (hecho corriente en los microfósiles orgánicos) por lo cual hay que tener cierta precaución al manejar este grupo. Casi siempre aparecen acompañando a las formas anteriores. En informes precedentes hemos asimilado parte de estas formas a *Eomicrhystridium* sp. Formas con procesos giberosos se han citado en la Formación KONGSFJORD en la Península de VARANGER que es una formación flysch-turbidítica, VIDAL y SIEDLECKA (1983) con una edad Rifeense Superior.

Las asociaciones afines a las encontradas aquí tienen una amplia representación en el Brioveriense francés, por lo cual damos a esta unidad una probable edad Rifeense Superior-Vendiense.

En el aspecto paleoecológico, una gran pobreza de formas y la presencia de cianofíceas, son características en medios turbidíticos marinos. Por lo cual toda la unidad se puede asimilar a un ecosistema de este tipo con las reservas que supone el escaso número de muestras estudiadas y la conservación de los microfósiles debido a las condiciones geológicas regionales.

1.2 ROCAS PLUTONICAS

Las rocas graníticas representadas son continuación de las que se encuentran en la Hoja número 12-24 (Plasencia) y mantienen características similares si se atiende a los aspectos macroscópicos tomados globalmente, es decir, se trata también de granitos de dos micas con carácter porfídico variable. No obstante, hay algunas diferencias que en gran medida deben estar condicionadas por el hecho de que en la Hoja que aquí se considera la masa granítica está intruida en niveles más altos que en la de Plasencia (12-24) donde, en parte, se encuentran en contacto directo con migmatitas y son relativamente frecuentes los enclaves y restos de estas rocas en los granitos.

La consideración conjunta de estas Hojas (11-24 y 12-24) han permitido establecer que este tipo de enclaves y restos disminuye hacia la primera, de forma que en los dos tercios occidentales de la masa granítica de la presente Hoja no se han encontrado dichos enclaves y son frecuentes, sin embargo, enclaves de rocas metamórficas de grado más bajo cuyos tamaños no suelen sobrepasar una escala centimétrica.

Otra diferencia, aparente hasta el momento, es que no se han encontrado tampoco enclaves o diques de rocas básicas que, si bien en escaso número si, se han localizado en la Hoja número 12-24 (Plasencia).

Es de destacar también el incremento gradual de contenido en moscovita hacia los sectores occidentales de la Hoja, que unido a la pérdida del carácter porfídico y a un ligero aumento en el tamaño de grano, ha permitido establecer una facies de dos micas diferente de la masa general y una facies marginal de granito moscovítico. Pueden considerarse, por tanto, tres tipos de rocas graníticas:

- Granitos de dos micas (\pm sillimanita \pm andalucita) con carácter porfídico variable.
- Granitos de dos micas no porfídicos con predominio de moscovita.
- Granitos moscovíticos.

Aparte, se ha distinguido también un pequeño afloramiento de granito alítico al sur de la localidad de Aceituna.

1.2.1 GRANITOS DE DOS MICAS (\pm SILLIMANITA \pm ANDALUCITA) CON CARACTER PORFIDICO VARIABLE (3)

Son los granitos de más amplia representación y tal como se ha señalado constituyen la continuación de los granitos de dos micas considerados en la Hoja número 12-24, Plasencia, UGIDOS et al. (1983), si bien se hace necesario matizar que en la presente Hoja la sillimanita se encuentra en pro-

porciones menores y que en los dos tercios occidentales aparece además andalucita, mineral que no se había encontrado en la masa granítica de la Hoja número 12-24. Otro aspecto es que, al igual que en los sectores occidentales de la Hoja de Plasencia, se da una mayor homogeneidad de tamaño de grano, así como de facies que son predominantemente porfídicas.

Desde un punto de vista mineralógico presentan la siguiente composición:

- Cuarzo: en cristales irregulares de tamaños variables independientes de otros minerales. Otros tipos minoritarios son: en formas redondeadas incluidos en plagioclasas; asociado a feldespato potásico en disposición anastomosada o en incipientes texturas gráficas, asociado a moscovita también en formas anastomosadas en las que puede participar feldespato potásico; en formas de límites regulares dispuestos en relación con planos cristalográficos de plagioclasas y feldespato potásico; formando parte de texturas mirmequíticas, si bien este tipo es muy poco frecuente y siempre con escaso desarrollo.
- Plagioclasas: generalmente con zonado difuso directo y hábito euهدral-subهدral. Variable grado de alteración a sericita que tiene lugar principalmente en las zonas centrales. Los contenidos en anortita oscilan en torno al 25 por 100 como valores máximos en el interior de los cristales y entre el 12 y el 8 por 100 en las zonas de borde. Presentan inclusiones de biotita, cuarzo, moscovita, andalucita, circón y apatito. Aparentemente incluyen también feldespato potásico, si bien en muchas ocasiones no está claro si se trata realmente de inclusiones o de un efecto corrosivo de este mineral sobre el primero.
- Feldespato potásico: en cristales de tendencia euهدral que llegan a tamaños de 4-5 cm. como más frecuentes, en las facies porfídicas. También en cristales irregulares intersticiales. En general es perfitico. Puede incluir a todos los otros componentes minerales.
- Biotita: en láminas subhedrales-anhedrales con cantidades variables de inclusiones de apatito, circón y opacos. Son muy escasos los cristales con simillanita. Como alteraciones presenta clorita, rutilo y, con menos frecuencia, anatasa.
- Moscovita: predominantemente bajo la forma de láminas irregulares independientes o asociadas a fibrolita y andalucita. También se presenta anastomosada con cuarzo y feldespato potásico. El contenido en este mineral es variable, si bien creciente hacia las zonas noroccidentales del granito.
- Andalucita: mineral accesorio frecuente en las zonas centrales y occidentales de la masa granítica general. Se presenta generalmente en cristales anhedrales pero también es posible observar algunos euهد-

drales-subhedrales. Muestra un grado variable de alteración a moscovita.

- Sillimanita: se encuentra en general bajo la forma de fibrolita con acusada transformación en moscovita.

Otros minerales accesorios son: topacio, apatito, circón, opacos, clorita, rutilo, anatasa, turmalina y, ocasionalmente, cordierita totalmente transformada en pinnita.

1.2.2 GRANITOS DE DOS MICAS NO PORFIDICOS (±SILLIMANITA±ANDALUCITA) CON PREDOMINIO DE MOSCOVITA (4)

Tal como se ha señalado esta facies se encuentra en el borde del granito antes descrito, con el que muestra una transición gradual por lo que no es posible situar un límite neto entre ambos tipos de rocas. Macroscópicamente se caracteriza por presentar un tamaño de grano ligeramente superior, mayor contenido en moscovita que en biotita, aspecto equigranular y transición gradual a granitos moscovíticos.

El estudio microscópico revela características mineralógicas que acentúan las diferencias observadas macroscópicamente en relación con la masa granítica predominante. Así, la biotita además de ser menos abundante está con frecuencia completamente transformada en clorita, opacos y anatasa, siendo menos frecuente el rutilo. El feldespato potásico es mayoritariamente intersticial o en cristales irregulares, mientras que son más raros los minerales aluminicos, sillimanita y andalucita. Hay una relativa abundancia de turmalina y son frecuentes los minerales de hierro que ocasionalmente tiñen la roca de tonos rojizos. El contenido medio en anortita es más bajo.

1.2.3 GRANITOS MOSCOVITICOS (5)

Aparecen asociados a la facies anterior con la que presentan transición gradual. Macroscópicamente se caracterizan por su tono leucocrático, tamaño de grano medio y aspecto equigranular.

Su composición mineralógica es más rica en cuarzo y moscovita que la facies no porfídica, presentándose con frecuencia este último mineral en agregados de numerosos individuos.

La biotita es un mineral accidental que se encuentra generalmente en pequeñas láminas, con frecuencia alteradas a clorita. El contenido en anortita de las plagioclasas puede llegar a valores máximos del orden del 12-15 por 100, si bien son más frecuentes valores en torno al 5-7 por 100.

Minerales accesorios frecuentes son: turmalina, minerales de hierro y

anatasa, además de los señalados para las otras facies, no habiéndose encontrado andalucita ni cordierita. En el borde más septentrional de la Hoja presentan una textura cataclástica.

1.2.4 APLITAS (6)

El único afloramiento de extensión significativa se encuentra en la zona central de los granitos de dos micas, en contacto con las rocas metamórficas encajantes. Estas aplitas muestran, aparentemente, una transición gradual con el resto de granitos a los que están asociadas y su origen debe guardar relación con fenómenos de diferenciación de los granitos de dos micas al igual que el resto de los granitos ricos en moscovita.

El estudio microscópico muestra una composición mineralógica integrada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita. Este último mineral procede en su mayor parte, de la transformación de andalucita, mineral accesorio relativamente abundante. Otros minerales accesorios son: turmalina, minerales de hierro, opacos, sericita, anatasa, circón y biotita.

1.3 ROCAS FILONIANAS

Aunque a escala regional y en áreas próximas se localizan rocas filonianas de muy diferente naturaleza, como, por ejemplo, rocas básicas, pegmatitas, cuarzo, etc., en el marco de la Hoja de Montehermoso (11-24) sólo se han detectado diques de cuarzo, y muchos de ellos sin representación cartográfica a la escala de trabajo.

1.3.1 DIQUES DE CUARZO (2)

Relativamente abundantes y de dimensiones variables, siguen sistemáticamente direcciones NE-SO. Se encuentran en las áreas graníticas, prolongándose ocasionalmente por las rocas encajantes de éstos, siempre con escaso desarrollo. Su génesis está ligada a procesos hidrotermales relacionados con los granitos a los que inserta, intruyéndose según líneas estructurales ligadas al haz de fracturas N 30-55° E.

Aparte, hay que reseñar que el Complejo Esquisto Grauváquico, a escala regional, se encuentra insertado por gran cantidad de diques centimétricos, decimétricos y, ocasionalmente, métricos, entre los que destaca un haz sensiblemente paralelo a la S_1 que ha sido representado en la cartografía siempre exagerando su potencia.

En general estos diques paralelos o subparalelos a la S_1 deben ser anteriores o coetáneos con la primera fase hercínica, ya que muchos de ellos

se encuentran budinados por efecto de dicha fase y algunas vetas incluso plegadas.

1.4 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

La intrusión granítica produce en los materiales del C. E. G. efectos térmicos desarrollándose una aureola de contacto con anchuras comprendidas entre 1 y 2,5 km. Las rocas resultantes son principalmente esquistos y metagrauvas moteados y corneanas de forma muy puntual.

1.4.1 ESQUISTOS MOTEADOS Y METAGRAUVACAS MOTEADAS (1)

Las rocas resultantes de los efectos térmicos producidos por la intrusión granítica son esquistos y metagrauvas moteados y corneanas ocasionales, en los dominios más próximos al granito.

En los primeros se conserva la esquistosidad principal, sobre la que se desarrollan porfidoblastos de cordierita, que con frecuencia se disponen orientados debido a su crecimiento mimético con dicha esquistosidad. Tal crecimiento mimético se deduce de que los porfidoblastos no están deformados y además incluyen dos generaciones de biotita: una paralela a la esquistosidad de flujo y otra que se dispone subperpendicular a esta esquistosidad. Únicamente en el ángulo NE de la Hoja ha sido posible apreciar deformación en dichos porfidoblastos. Este aspecto también ha sido constatado en las memorias de las Hojas 12-24 y 12-25 donde tiene, igualmente, carácter local.

Por otro lado, en las corneanas se borra por completo la orientación y los porfidoblastos se desarrollan de forma isótropa.

La paragénesis de máxima intensidad del metamorfismo de contacto están constituidas por cuarzo, biotita, moscovita y cordierita, encontrándose este último mineral totalmente alterado a pinnita y, ocasionalmente, a productos isótropos.

1.5 Terciario

Dentro del marco de la Hoja de Montehermoso (11-24) existen depósitos terciarios pertenecientes, todos ellos, a la Cuenca de Coria.

Esta cuenca se caracteriza por presentar un claro control estructural según dos direcciones preferentes una próxima E-O y otra NE-SO (N 50° E) y se extiende desde las proximidades de la Sierra de Cañaverál, por el sur, dentro de las Hojas de Garrovillas y Cañaverál, hasta las proximidades de

Oliva de Plasencia, dentro de la Hoja de Plasencia, al norte. Presenta una serie de sectores claramente diferenciados cuyas características son las siguientes (su distribución espacial queda gráficamente expresada en la figura 1).

Sector I: Corresponde a una facies de borde. Se distinguen dos litologías diferentes: Conglomerados y fangos procedentes del C. E. G. y conglomerados cuarcíticos, y arcillas y arenas, procedentes de los relieves paleozoicos situados al Sur.

Sector II: Caracterizado litológicamente por arcosas, niveles de conglomerados y arcillas de posible procedencia de SO (batolito de Cabeza de Araya). Este sector se ubica al N y S de la Sierra de Cañaverál.

Sector III: Ocupa una superficie de unos 50 km² de forma casi rectangular en cuyo extremo SE se encuentra la localidad de Coria. Litológicamente se distinguen en general tres tipos de facies: arenas fangosas y fangos, arenas blanco amarillentas micáceas y limos, arcilla y arenas de grano fino. Este sector puede corresponder a una evolución del sector V.

Sector IV: Litológicamente constituido por conglomerados y arenas y localizado al norte del sector III. Correspondería a una facies de borde de cuenca, análoga a la del sector I, de escasa continuidad lateral.

Sector V: Eminentemente arcósico con aportes del NE y del E y con esporádicos cantos procedentes del C. E. G. y del granito.

En el ámbito de la presente Hoja están representados todos estos sectores excepto el II, que presenta características análogas al V.

1.5.1 MIOCENO

1.5.1.1 Conglomerados y fangos (Cuenca de Coria. Sector I) (8)

Los sedimentos del sector I se caracterizan, en el ámbito de esta Hoja, por facies conglomeráticas-fangosas de tonos rojizos y pardos derivadas del Complejo Esquisto Grauváquico situado inmediatamente al sureste y al este. Los conglomerados están formados por un 99 por 100 de cantos de pizarras y esquistos y un 1 por 100 de cuarzo. Los cantos son de subredondeados a subangulosos y frecuentemente aparecen rubefactados, presentando una alta heterometría y con centiles de al menos 14 cm. De forma subordinada aparecen también niveles de arenas y gravas fangosas con contenidos en fango muy elevado (hasta un 45 por 100). En este caso la fracción arena-grava está formada casi exclusivamente por fragmentos de pizarras y escasísimos granos de cuarzo.

La potencia de esta unidad, que atribuimos al Mioceno por consideraciones regionales, no debe sobrepasar los 100 m., presentando, en conjunto, una ligera inclinación (10°) al O y NO.

1.5.1.2 Arcosas y arcillas (Cuenca de Coria. Sector V) (9)

Esta unidad está constituida fundamentalmente por arcosas de tonos gris verdosos, con porcentajes de fango muy variable. Incluyen cantos dispersos cuyo centil puede alcanzar los 10 cm., subredondeados o redondeados, o concentrados formando niveles de poca entidad. Los cantos mayoritarios son esquistos y pizarras del C. E. G., aunque también está presente el cuarzo y los cantos procedentes de rocas graníticas.

Los estudios granulométricos realizados ponen de manifiesto un contenido en limo-arcilla comprendido entre 10 y 65 por 100. El tamaño arena se encuentra representado en todas sus fracciones (de muy fina a muy gruesa) en porcentajes que varían desde 1 al 40 por 100. La fracción grava está casi siempre presente con valores que ocasionalmente sobrepasan el 25 por 100 del total de la muestra.

En el km. 7 de la carretera de Guijo de Coria a Coria (Hoja 11-25), se levantó la siguiente columna. De muro a techo:

- 0,40 m. Arenas de grano fino a limos. Extraordinariamente micáceas (biotita y moscovita). El color oscila entre gris y pardo a parches.
- 1,50 m. Poco visibles.
- 0,60 m. Arenas de grano muy fino endurecidas. Burrows verticales. Colores a parches grises y pardos.
- 0,25 m. Arenas de grano grueso que se pierden hacia el SO. Superficie basal erosiva. Presentan cantos blandos y de esquistos de hasta 7 cm. Orientación de eje de cantos 160°. En este tramo se observa una dirección de un surco erosivo de 150° con dirección Sur.
- 0,85 m. Arcillas blancas, verdosas y pardas, muy endurecidas y edafizadas. Superficie basal irregular. En algunas zonas presentan laminación paralela. Nivelillos con arenas de grano muy fino a limos.
- 1,5 m. Arenas con características idénticas a las basales.

Del estudio de minerales pesados se desprende que son mayoritarios la turmalina, el apatito, el circón, la andalucita y la anatasa.

Los porcentajes máximos de estos minerales en las muestras estudiadas son los siguientes:

	%
Turmalina	60
Apatito	78
Circón	31
Andalucita	40
Anatasa	27

Por lo que respecta al contaje de minerales ligeros los valores extremos en las muestras estudiadas son los siguientes:

	%
Cuarzo	77-96
Feld. K	4-20
Plagioclasas	Tr-10

En las muestras recogidas en los niveles más arcillosos se realizaron estudios de difracción de rayos X. El porcentaje de filosilicatos alcanza valores de hasta el 65 por 100, siendo las esmectitas y la illita los más abundantes.

De las observaciones litológicas de campo y de los estudios realizados se desprende que los depósitos en este sector V son el resultado de la mezcla de términos litológicos cuya procedencia fundamental es del Este y Noroeste, derivados del Complejo Esquisto Grauváquico, de áreas ígneas y de rocas afectadas por metamorfismo de contacto (cantidades relativamente altas de andalucita).

Localmente se han podido observar superficies canalizadas y estratificación cruzada, aunque el aspecto normal es masivo. Serían propios de ambientes aluviales con dirección NE-SO que recibirían aportes laterales de sistemas aluviales de menor entidad de procedencia E y SE.

La potencia máxima de esta unidad no podemos establecerla en la actualidad por falta de datos fiables. Ahora bien, dadas las características estructurales de esta cuenca pensamos que el espesor debe ser importante. En este sentido, un sondeo realizado por el IGME perforó 180 m. en el área de Galisteo (Hoja de Torrejoncillo, 11-25) sin llegar al basamento antiguo. De otro lado, de los estudios geoelectrónicos con fines hidrogeológicos realizados en esta cuenca por INTECSA (1984) por encargo del IGME, se deducen espesores máximos de 250 m. en las áreas de Torrejoncillo, Halguera y Riolobos (Hoja de Torrejoncillo, 11-25). Estos espesores se incrementan considerablemente hacia el NE (900 m.). Esta diferencia de potencias es sólo explicable por la existencia de fracturas que producen importantes «escalones» en el zócalo precámbrico.

Atribuimos al Mioceno esta unidad por consideraciones regionales y de facies, al no disponer de ningún dato paleontológico.

1.5.1.3 Arcillas, limos y arenas micáceas (Cuenca de Coria, Sector III) (10)

Como se mencionó en el apartado 1.5, dentro de la cuenca de Coria en lo que hemos dado en denominar sector III, se pueden diferenciar diversas facies, no obstante lo consideramos como una única unidad cartográfica con el nombre genérico de arcillas, limos y arenas micáceas.

Se distinguen tres tipos de materiales:

Un primer tipo está constituido por arenas fangosas y fangos masivos, feldespáticos, de tonos grises y verdosos y que presentan frecuentes concreciones carbonatadas.

El segundo tipo lo constituyen facies canalizadas formadas por arenas blanco amarillentas, micáceas, de grano fino a medio. Presentan estratificación cruzada en surco, ripples y laminación cruzada debida a ripples. Aparecen intercaladas en ellas arcillas marrones y limos verdosos muy laminados con burrows, tanto verticales como horizontales y escamas de peces. De estas facies existen buenos afloramientos al este de la localidad de Coria.

Del último grupo de facies existen muy buenos afloramientos al NO de Coria (carretera de Coria a Moraleja) dentro de la Hoja de Cilleros (número 10-24) y está integrado por limos, arcillas y arenas de grano fino cuya característica fundamental es que presentan constantemente laminación paralela, laminación cruzada debida a microripples, bioturbación y burrows. Presentan frecuentemente concreciones carbonatadas y horizontes edafizados. Sus características podrían corresponder a depósitos en ambientes de llanuras de inundación distales o incluso lacustres. Subordinadas a estas facies aparecen pequeños niveles de facies canalizadas arenosas.

Dentro de los filosilicatos suelen predominar las esmectitas y la illita, apareciendo en menores proporciones clorita y caolinita, o bien predominar los interestratificados de clorita-montmorillonita, y en menores proporciones la illita y las esmectitas.

De un estudio de minerales pesados en la zona de Coria se pone de manifiesto la existencia de trazas de moscovita y anatasa y frecuentes leucocenos e ilmenita. A su vez el mineral más abundante corresponde a la turmalina, en tanto que el circón y el granate aparecen en escasa proporción. A partir de estos datos y de las observaciones directas en campo, cabe pensar que la procedencia de estos materiales debe su origen a áreas graníticas.

El espesor máximo de esta unidad, en base a datos geoelectricos, se sitúa sobre los 650 m.

Con relación a la edad de estos depósitos, los únicos restos de fauna los hemos localizado en la margen derecha del río Alagón, junto a la carretera comarcal 526 (Portezuelo-Coria). Corresponden a restos de escamas de peces, posiblemente Clupeidos, que no permiten realizar una datación precisa. Por ello consideramos a estos depósitos como de edad Miocena, en función a sus características litológicas y similitud con cuencas de esta edad dentro de la región.

1.6 PLIOCUATERNARIO

1.6.1 CANTOS REDONDEADOS, ARENAS Y ARCILLAS. TERRAZA (11)

En el ángulo SE de la Hoja, cerro Marifranca, se localiza un depósito con características litomorfológicas propias de una terraza y no con las de «Raña» de esta zona. La elevada cota relativa a la que se encuentra, 218 m., sobre el cauce actual del río Alagón, deberá ser explicada teniendo en cuenta el contexto morfoestructural en el que se sitúa el depósito: próximo al borde una fractura, posiblemente activa, y dentro de una zona donde es evidente que se han producido movimientos tectónicos recientes, como lo prueba la existencia de terrazas basculadas y un cambio en el curso del río Alagón al inicio del Pleistoceno Medio.

En síntesis, la litología de este depósito son gravas y bolos cuarcíticos bien rodados, arenas silíceas y arcillas. Todo el conjunto se encuentra parcialmente cementado.

1.7 CUATERNARIO

En este apartado se describen los diferentes tipos de depósitos cuaternarios cartografiados: terrazas, glaciares, depósitos de naturaleza coluvionar, derrames y conos aluviales.

A falta de datos cronológicos precisos, como la existencia de fauna, industria, etc., que nos sirviera para realizar una cronología más precisa, la leyenda intenta dar una secuencia de procesos realizados a escala regional, en donde, por supuesto, se han tomado como base los distintos niveles de terrazas.

Por lo que se refiere a los niveles de terrazas, la secuencia más completa es la relacionada con el río Alagón, en la que el primer nivel se sitúa a 218 m. sobre el «talweg» actual del río y lo suponemos perteneciente al Pliocuaternario, como se menciona en el apartado anterior.

Finalmente, es de resaltar la existencia de una actividad tectónica durante el Cuaternario. Este hecho se pone de manifiesto al realizar la cartografía de los diferentes niveles de terrazas, donde se comprueba que el río Alagón, en el comienzo de su encajamiento, seguiría una trayectoria sensiblemente paralela al borde de la cuenca terciaria, desplazándose sucesivamente hacia el SE, hasta tener una dirección NE-SO siguiendo el cauce que actualmente corresponde al arroyo del Pez, lo que se deduce de la posición e inclinación de las terrazas de Cabeza de los Alzadores, del Cerro del Zanquito, Valrío, etc.

Al comienzo del Pleistoceno Medio el cauce del río Alagón cambiaría su curso para situarse con dirección N-S, es decir, la que presenta actualmente en esta zona.

Este cambio de dirección pensamos que debe estar relacionado con la actividad tectónica, que por otro lado se pone de manifiesto en la pendiente anómala que presentan algunas terrazas situadas en el cuadrante SO (La Mesa del Val).

Por otro lado, existe un nivel de terrazas (40-45 m.) que presenta características anómalas de drenaje con formación de pequeñas lagunas, cuyo origen no sólo hay que buscarlo en las características del infrayacente ni en su composición, sino posiblemente en una neotectónica activa que produce ligeros basculamientos en contrapendiente.

El río Jerte, por su parte, se ha ido desplazando hacia el SE como lo demuestra la distribución asimétrica de sus terrazas, con mucho más desarrollo de niveles en su margen derecha.

1.7.1 PLEISTOCENO INFERIOR

1.7.1.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (12), (13), (14) y (15)

De forma escalonada se han localizado cuatro niveles de terrazas del Pleistoceno Inferior situadas a las siguientes cotas relativas: 125-130 m., 100-110 m., 85-90 m. y 75-80 m.

Litológicamente se componen de gravas y bolos cuarcíticos bien rodados, arenas silíceas y arcillas.

1.7.2 PLEISTOCENO MEDIO

1.7.2.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (16), (17), (19), (20), (21) y (22)

De forma escalonada se han localizado hasta seis niveles de terrazas del Pleistoceno Medio, situadas a las siguientes cotas relativas: 70 m., 55-60 m., 47-50 m., 40-45 m., 35 m. y 24-26 m.

Su composición litológica no varía sustancialmente de la terraza del Pleistoceno Inferior, es decir, gravas y bolos cuarcíticos, arenas silíceas y arcillas. Como dato a resaltar apuntaremos la existencia de lagunas en la terraza situada a 40-45 m. (área de Los Llanos, Sartalejo de Arriba, etc.), que interpretamos como el resultado de una neotectónica activa que produce ligeros basculamientos en contrapendiente, aunque también es cierto que este nivel presenta zonalmente un gran contenido en arcillas.

1.7.3 PLEISTOCENO MEDIO SUPERIOR

1.7.3.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Glacis (18)

Se desarrollan sistemas de glacis, principalmente al pie del cerro de Marifranca, en el ángulo SO de la Hoja.

Su composición litológica es análoga a la de las terrazas, ya que es de estos depósitos de donde provienen, con la única particularidad de presentar un mayor contenido en arcillas rojizas.

1.7.4 PLEISTOCENO SUPERIOR

1.7.4.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (23), (24) y (25)

De forma escalonada se han localizado tres niveles de terrazas del Pleistoceno Superior a las siguientes cotas relativas: 18-20 m., 16 m., 10-12 m.

Su composición litológica no varía de la descrita para las terrazas superiores, es decir, gravas y bolos cuarcíticos, arenas silíceas y arcillas.

1.7.5 PLEISTOCENO SUPERIOR - HOLOCENO

1.7.5.1 Cantos angulosos, arenas y arcillas. Coluviones (26)

Se identifican principalmente en los bordes de la cuenca terciaria, siempre con escaso desarrollo.

Su litología fundamental son cantos heterométricos y angulosos de esquistos y grauvacas, arenas y arcillas.

1.7.5.2 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Derrames (27)

Este tipo de depósito se ha diferenciado únicamente en las proximidades del paraje Las Provincias, en el ángulo SO de la Hoja.

Su litología es análoga a la de cualquier terraza, ya que es de estos depósitos de donde provienen.

1.7.6 HOLOCENO

1.7.6.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (28)

Si exceptuamos la llanura aluvial, es el nivel más bajo de terraza dife-

renciado en la cartografía. Este nivel de litología análoga a cualquiera de las terrazas descritas, está bien representado a lo largo de todo el río Alagón, a una cota relativa de 6-7 m.

1.7.6.2 Arenas, arcillas y cantos. Conos aluviales (29)

Depósitos de este tipo se localizan principalmente al sur de la Ermita de Nuestra Señora de Valfuente, en la zona centro-sur de la Hoja. Su litología corresponde a arenas arcósicas, arcillas y cantos cuarcíticos.

1.7.6.3 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Llanura aluvial (30)

Está bien representada a lo largo de todo el cauce del río Alagón, y con menor desarrollo en el río Jerte.

Su litología fundamental es análoga a la de cualquier terraza, y en la cartografía se han podido, en algún caso, distinguir hasta tres escarpes, situados a las siguientes cotas relativas: 4 m., 2,5-3 m. y 1 m.

1.7.6.4 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Barras (31)

Aparecen zonas de barras en los actuales cauces de los ríos Alagón y Jerte, formadas por arenas, cantos y arcillas y que en épocas pueden formar parte de la llanura de inundación.

1.7.6.5 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial (32)

Excepto en los ríos Alagón y Jerte, aparecen con escasa entidad debido a las características de los arroyos de la Hoja. Cuando existen presentan una litología de cantos de cuarcitas, fundamentalmente, sueltos en una matriz areno-arcillosa.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

Las deformaciones que han afectado a los materiales de la zona corresponden principalmente a la Orogenia Hercínica y, sobre todo, a una primera fase de plegamiento. Es evidente que las rocas precámbricas han sufrido

un plegamiento anterior, supuestamente sárdico, como se demuestra por la existencia de pliegues anteriores a la esquistosidad principal y atravesados por ésta, así como por la abundancia de lineaciones de intersección fuertemente inclinadas dentro del Complejo Esquisto Grauváquico.

La primera fase de deformación hercínica es la responsable de las principales estructuras plegadas que se observan, entre las que destaca el Sinclínorio de la Sierra de Cañaverál, y también de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad de flujo casi siempre presente.

En relación quizás con la primera fase, pero con posterioridad a los pliegues, se ha desarrollado un importante sistema de fracturas paralelas a las grandes estructuras hercínicas.

Estas fracturas subverticales han actuado seguramente en varias ocasiones y aparecen hoy día como fallas normales o inversas de gran ángulo, según los lugares, aunque es probable que su principal función haya sido la de fracturas de desgarre.

Con posterioridad tienen lugar, al menos, dos deformaciones tardías, sin orden cronológico establecido que producen pequeños pliegues cuyos planos axiales presentan direcciones N 30-50° E y N 100-120° E. Ambas deformaciones originan esquistosidades de crenulación y no llevan asociadas ningún tipo de macroestructuras.

Finalmente, existen una serie de fallas oblicuas a las estructuras, que han actuado como fallas normales y de desgarre con pequeños desplazamientos, y que asimilamos al sistema de fracturas tardihercínicas de amplio desarrollo en todo el Macizo Hespérico.

2.2 ESTRUCTURAS PREHERCINICAS (FASE SARDICA)

La presencia de una fase de plegamiento anterior a la Orogenia Hercínica ha sido puesta de manifiesto en numerosas ocasiones y por diversos autores, basándose tanto en la existencia de una discordancia por debajo del Ordovícico Inferior, que descansa indistintamente sobre el Cámbrico o sobre el Precámbrico, como en la aparición de pliegues ante-esquistosos y de lineaciones de intersección (L_1) de la primera fase hercínica, subverticales o con fuertes inclinaciones en los materiales del Precámbrico.

Un estudio de estos pliegues, que han sido asignados a una fase Sárdica, fue efectuado por OEN ING SOEN (1970) en Portugal, concretamente al norte y sur del Sinclinal de Oporto-Satao. Este autor deduce que la dirección original de estos pliegues de edad Cámbrico Superior, sería aproximadamente entre N-S y NE-SO.

Por nuestra parte, al sur de esta zona hemos observado en la Hoja número 9-28 (S. Vicente de Alcántara), MARTIN HERRERO, D., y BASCONES

ALVIRA, L. (1978), un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S_1) (km. 21,2 de c. c. Albuquerque-Herreruela).

También y dentro del ámbito de la Hoja número 9-27, Membrión, BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1980), en el PK 10,900 de c. c. Membrión-Alcántara se ha localizado otro pequeño pliegue, tipo «Mullions», de las mismas características.

De acuerdo con OEN ING SOEN (1970) y con nuestros propios datos, creemos que los pliegues sárdicos tendrían, en la zona que nos ocupa, una dirección aproximada NE-SO, con un plano axial subvertical y flancos que buzarian entre 30° NO y 50° SE. Estos pliegues no llevarían asociados ningún tipo de esquistosidad, o al menos ésta no se ha detectado.

Finalmente, para la zona N, límite con el área de estudio, cabe mencionar la existencia de pliegues de este tipo estudiados por RODRIGUEZ ALONSO, M.º D. (1982), en su tesis doctoral.

Por ello y aunque no hemos localizado ningún pliegue de estas características en la superficie precámbrica estudiada, consideramos que estos materiales también han debido ser afectados por esta fase de plegamiento.

2.3 ESTRUCTURAS HERCINICAS

Una vez plegado todo el conjunto de materiales que constituyen el C. E. G. por la fase Sárdica prehercínica, y después de un período erosivo, se produce la sedimentación del Paleozoico. Es al final del Carbonífero Inferior cuando tiene lugar el inicio de la Orogenia Hercínica que va a dar lugar a las diferentes estructuras que aparecen con mayor o menor grado de deformación en todo el Dominio Hercínico.

Seguidamente se exponen las características estructurales más acusadas observadas en toda la Hoja.

2.3.1 PLIEGUES

2.3.1.1 Pliegues de la primera fase Hercínica

Todos los pliegues vistos en los materiales del Complejo Esquisto Grauwáquico del Precámbrico Superior, deben su origen a la primera fase de deformación Hercínica.

Dado que esta fase afecta a una superficie previamente plegada (Fase Sárdica) no se producen pliegues cilíndricos.

Los pliegues dan una interferencia que no se ha podido cartografiar por falta de niveles guía, pero creemos que debe ser de clase 1 de RAMSAY (1967). No obstante, varias de estas estructuras se han interpretado a lo largo de toda la zona, correspondiendo su estilo al de pliegues similares,

simétricos y asimétricos con flancos bastante apretados y buzamientos generalizados superiores a los 70°. Los planos axiales son subverticales y las trazas axiales llevan una dirección general comprendida entre N 100° E y N 140° E.

La gran abundancia de estos pliegues métricos hace imposible su representación total en la cartografía. No obstante, las trazas axiales representadas en el plano estructural nos permiten conocer las características generales del plegamiento producido por esta primera fase de deformación, así como las modificaciones sufridas por los sucesivos movimientos tardihercínicos.

Finalmente, y a nivel puntual, se han visto pequeños repliegues que afectan a veces a diques centimétricos de cuarzo, budines en diques centimétricos también de cuarzo, y pequeños kink-bands a nivel milimétrico en tramos pizarrosos, todo ello como consecuencia del efecto de la primera fase de deformación hercínica.

2.3.1.2 Pliegues tardíos

Con posterioridad a la primera fase de deformación, tienen lugar una serie de movimientos tardíos que repliegan ligeramente las estructuras preexistentes.

Estos nuevos procesos de deformación, no dan lugar a estructuras de primer orden y sólo están presentes a nivel puntual mediante pliegues menores con un tamaño que varía de 5 cm. a 1 m.

Se han localizado dos plegamientos diferentes, cuya cronología relativa no hemos podido establecer hasta el momento con exactitud:

— *Pliegues de dirección N 10-35° E*

Este tipo de pliegues que afectan a la esquistosidad S_1 de primera fase, son los que aparecen con más frecuencia en el área de estudio, y serían el resultado de una fase tardía principal.

Se trata de pliegues simétricos con charnelas romas y un tamaño uniforme de 15 a 20 cm. de longitud de onda y de 1,5 a 2,5 cm. de amplitud.

Los planos axiales llevan una dirección N 10-35° E y buzamientos subverticales, mientras que las trazas axiales tienen buzamientos superiores a los 70° tanto al N como al S.

— *Pliegues de dirección N 100-120° E*

Son escasos los puntos en donde se han visto este tipo de pliegues no obstante se ha podido observar que se trata de pliegues asimétricos cuyos

flancos tienen distintas longitudes (más largos los que buzán hacia el Norte que los que buzán hacia el Sur).

En general, este tipo de pliegues tienen una traza axial de dirección N 100-120° E, con planos axiales que buzán al S de 5 a 15° y que su tamaño varía de 10 cm. a 1 m.

Su génesis podría ser el resultado de una descompresión que daría lugar a repliegues en la vertical con planos axiales que tienden a la subhorizontalidad.

2.3.2 ESQUISTOSIDADES

2.3.2.1 Esquistosidad de primera fase hercínica

La primera fase de deformación hercínica origina, a nivel regional, una esquistosidad de flujo S_1 , que es subparalela al plano axial de los pliegues producidos por dicha fase, y que se encuentra bien desarrollada en todo el C. E. G.

A nivel estructural, la marcada esquistosidad de flujo S_1 nos permite, juntamente con criterios sedimentológicos, determinar la polaridad de las capas. Así, en zonas donde estos últimos métodos no son precisos, servirá de único criterio para determinar en una serie monoclinally plegada, el techo y el muro en cada punto.

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el contaje de 154 polos de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 136° E y buzamiento de 87° S (fig. 2).

Comparando estos resultados con los obtenidos en las áreas ya estudiadas de la provincia de Cáceres, podemos observar que existe una gran uniformidad tanto en dirección como en cantidad de buzamiento.

2.3.2.2 Esquistosidad tardía

Las sucesivas etapas de plegamiento no llevan asociadas deformaciones mayores, por lo que sólo existen pequeños pliegues, observados a nivel puntual, tal como se indicó anteriormente.

No obstante se ha podido comprobar la existencia de una esquistosidad de crenulación localizada «de visu» en varios puntos y con frecuencia en el estudio al microscopio de diversas muestras. Esta esquistosidad, en principio, la atribuimos al episodio que originó los pliegues de plano axial N 10-35° E con cuya dirección coincide en términos generales.

Esta esquistosidad de crenulación se encuentra presente en toda la zona occidental de la provincia de Cáceres, CORRETGE CASTAÑON, L. G., et al.

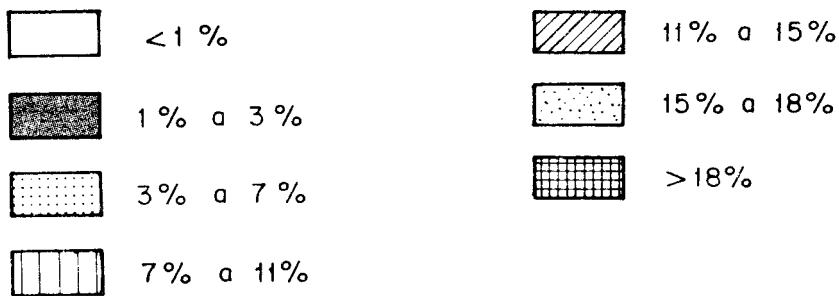
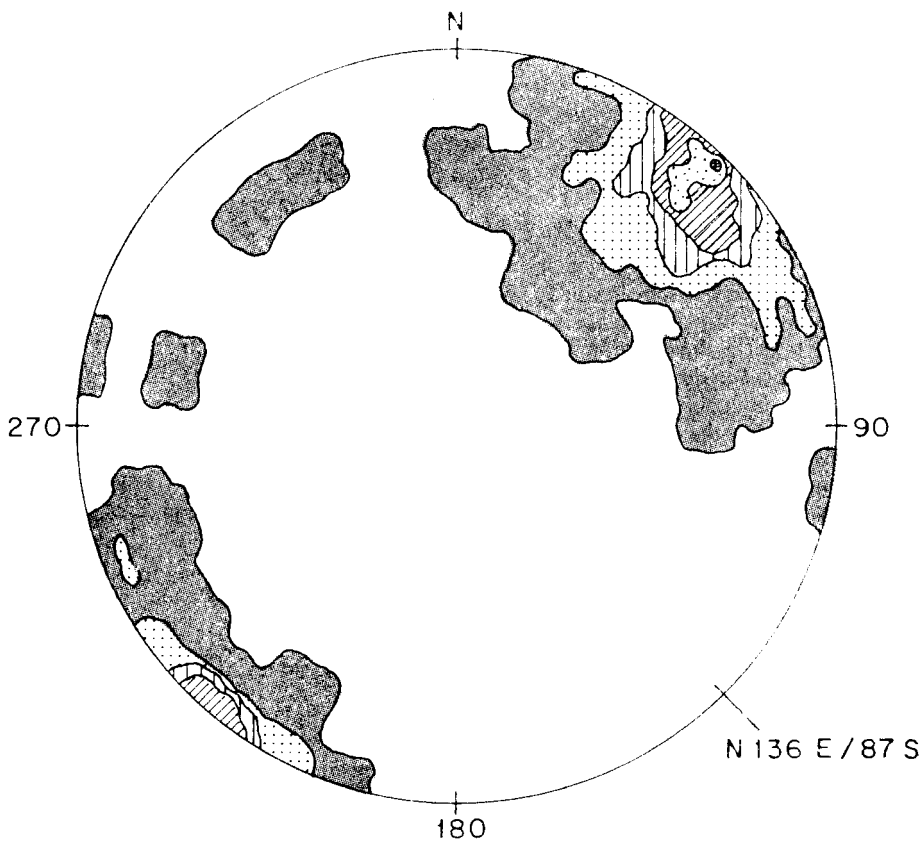


Figura 2.—Proyección de 154* polos de la esquistosidad primaria S_1 . Falsilla de Schmidt (hemisterio inferior).

* El valor de cada polo corresponde a la media de las medidas efectuadas en cada punto.

(1980-82), BASCONES ALVIRA, L., et al. (1980-84), MARTIN HERRERO, D., et al. (1978-84), y UGIDOS MEANA et al. (1983).

Por otra parte y también crenulando a la S_1 se observa una esquistosidad con dirección N 130-150° E y buzamientos generalizados hacia el S de 10° a 30° que está asociada a los pliegues tardíos de dirección aproximada N 100-120° E.

Para el área de Salamanca existe una esquistosidad de crenulación subhorizontal que viene asociada a pliegues angulares en zonas epizonales y que corresponden con la S_2 Hercínica, DIEZ BALDA, M.º A. (1982).

La existencia de una crenulación subhorizontal en la zona, se puede pensar que sería debida a la Fase 2 que afecta al área de Salamanca o bien que se produciría por una descompresión asociada a fallas normales. A la vista de la incidencia en esta zona de estudio de fallas tardías que han sufrido reajustes posteriores con movimientos normales, nos inclinamos, en principio, por la segunda posibilidad.

Por otra parte, y en esta zona, no hemos podido ver la relación existente entre la esquistosidad de crenulación subhorizontal y la esquistosidad de crenulación asociada a los pliegues de dirección N 30-50° E de plano axial subvertical, por lo que no podemos ordenarlas en el tiempo, ni nos es posible correlacionarlas con las fases conocidas de las áreas limítrofes.

2.3.3 LINEACIONES

2.3.3.1 Lineaciones de primera fase hercínica

a) *Lineaciones de intersección*

La intersección de los planos de esquistosidad (S_1) y la estratificación (S_0) origina una lineación (L_1) que es paralela a los ejes de los pliegues de la primera fase de deformación.

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio inferior), hemos representado 91 polos de las lineaciones L_1 , que tienen un buzamiento menor de 90°. El resultado obtenido es de dos puntos máximos de igual dirección N 151° E con buzamientos de 65° y 55° hacia el S (fig. 3).

b) *Lineaciones de estiramiento*

A este tipo de lineaciones pertenecen los estiramientos sufridos por granos y cantos que se localizan siempre a nivel puntual y no siempre con una misma uniformidad.

Las observaciones efectuadas corresponden a dos tipos de afloramientos:

— Deformaciones de granos de cuarzo con un tamaño no superior a

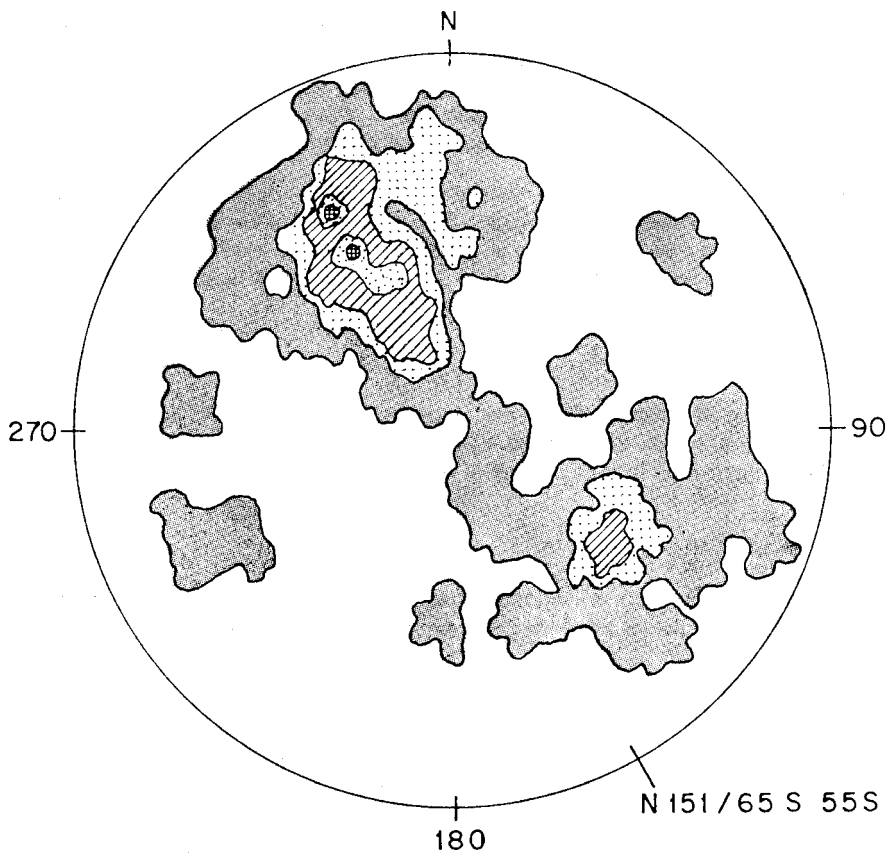


Figura 3.—Proyección de 91 * polos de la lineación de intersección L_1 , Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

* El valor de cada polo corresponde a la media de las medidas efectuadas en cada punto.

los 0,5 cm. de diámetro, visibles en capas samíticas con granulometría grosera y en microconglomerados.

- Deformación de cantos de naturaleza cuarzograuváquica principalmente dispersas en pizarras. El tamaño máximo de los cantos es de 4 a 6 cm., según el eje del mayor del elipsoide de deformación.

Por último diremos que en este tipo de marcadores no hemos visto indicios de posteriores deformaciones. Tan sólo, en algunos cantos grandes, se han observado pequeñas grietas rellenas de cuarzo que suponemos, al no estar replagadas, deben su origen a la misma fase de deformación.

2.3.3.2 Lineaciones tardías

Sólo se ha localizado, de forma aislada, una lineación de intersección tardía que va asociada a la esquistosidad de crenulación de dirección N 130-150° E con plunges de hasta 20° hacia el N o S.

2.3.4 FRACTURAS

Se distinguen diversos sistemas que están bien representados tanto dentro del marco de la presente Hoja como a nivel regional.

- Dirección N 80-120° E (paralela o subparalela a los pliegues de la primera fase)

Esta familia está bien definida tanto en los materiales paleozoicos de las Hojas limítrofes, hacia el S y SO de la que nos ocupa, como en los del C. E. G. Presenta direcciones comprendidas entre N 80° E y N 120° E, es decir, subparalelas a los pliegues, lo que hace pensar en un origen ligado a la formación de los mismos. No obstante serán en general algo posteriores ya que los cortan oblicuamente en muchos casos.

La existencia de estrías en diversos puntos de la región, pone de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

Los ejemplos más representativos de este tipo de fallas se localizan en los relieves paleozoicos, ya que la variedad litológica hace que queden marcadas con más claridad. Destacan distintos puntos del Sinclinal de Cañaverál en donde se observan repeticiones de tramos e incluso producen la falta de parte del flanco N o S, Hoja número 10-25, Coria, BASCONES ALVIRA, L., et al. (1982).

- Dirección N 30-55° E

A este sistema pertenece la mayor parte de las fracturas existentes en

la Hoja que constituyen a nivel regional el principal grupo de fracturas del que forma parte la falla senestra de Alentejo-Plasencia.

Este sistema junto con sus conjugadas y con las de dirección N 80-120° E, da lugar a fosas que en la actualidad se encuentran colmatadas por sedimentos terciarios (Cuenca de Coria y Cuenca de Moraleja).

Las cuencas de Moraleja y Coria, separadas en la actualidad por la falla de Casas de don Gómez al SE de la Hoja de Cilleros, cabe pensar fueran una única cuenca que sufriría con posterioridad un reajuste de bloques que origina su configuración actual.

En las dos cuencas mencionadas, los sedimentos terciarios del borde ocultan los planos de dichas fallas por lo que las observaciones se han realizado en Hojas limítrofes. Los resultados obtenidos nos indican que dichos planos deben de ser subverticales o con buzamientos no inferiores a los 80°.

En un principio el movimiento es de fracturas de desgarre senestro para después y junto con los demás sistemas, sufrir un reajuste que daría lugar a desplazamientos en la vertical, con movimiento de bloques que originan zonas de graben escalonadas y compartimentadas en donde se depositan los sedimentos terciarios.

Estos movimientos distensivos continúan una vez colmatadas las cuencas, ya que se observan, en varios puntos, estrías en paquetes areniscosos y/o conglomeráticos que indican desplazamientos normales en la vertical.

2.4 CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANITICAS

Las características mecánicas de estos materiales graníticos hacen que su comportamiento, ante diferentes etapas tardihercínicas de deformación, sean distintas con relación a los sedimentos ya descritos.

Por ello en este apartado se reflejan los rasgos estructurales más acusados observados y que sintetizamos en:

— Orientación de megacristales

Con relación a los megacristales de feldespato, resaltar una orientación preferente con dirección muy norteeda N 10-15° E, tanto en zonas internas del batolito como en las proximidades del contacto con las rocas encajantes.

— Fracturas

La intensa fracturación existente en las áreas graníticas de esta Hoja, debe su origen a los movimientos tardíos comunes a todo el dominio her-

cínico. Su mayor representación cartográfica es el reflejo del comportamiento mecánico de estas rocas ante los esfuerzos sufridos.

Los sistemas principales de fracturas corresponden a los descritos en el apartado anterior, si bien el sistema al que pertenece la falla senestra Alentejo-Plasencia presenta direcciones algo más norteadas.

3 GEOMORFOLOGIA

En el marco de la Hoja de Montehermoso (11-24) se pueden distinguir, al menos, tres unidades geomorfológicas bien diferenciadas geográficamente:

- La zona nororiental ocupada por materiales graníticos donde se desarrollan los típicos berrocales.
- El área sur ocupada por materiales terciarios y cuaternarios que rellenan una cuenca caracterizada por su control estructural, donde se desarrollan principalmente superficies de terrazas.
- El área occidental ocupada por materiales del Precámbrico Superior, que, en general, forman una extensa planicie donde los arroyos se encajan rápidamente formando pequeñas hoces.

Por lo que se refiere a los sistemas morfogénéticos se pueden distinguir los siguientes tipos:

- Sistemas aluviales de cauces definidos, entre los que destacan principalmente las terrazas de los ríos Alagón y Jerte, estando situado el primer nivel del Alagón a 218 m. (Marifranca) sobre la cota actual del río. Esto podría ser explicado si consideramos el contexto morfoestructural en que se sitúa, ya que el área se ha visto afectada por movimientos de las fallas durante el cuaternario como lo demuestra la existencia de niveles de terrazas con pendientes anómalas.
- Sistemas aluviales de cauces no definidos; glaciares y superficies, principalmente. Entre los primeros cabe mencionar los que descienden del cerro de Marifranca (ángulo SO de la Hoja). Entre las superficies, es de destacar al menos una bien definida, no representada en la cartografía, desarrollada sobre los materiales precámbricos a una cota de 400-420 m. y que presenta una ligera cobertera de arenas y cantos de cuarzo y esquistos, principalmente. Esta superficie debe corresponder a una etapa de peneplanización anterior al encajamiento de la red fluvial actual.

4 PETROLOGIA

4.1 PETROLOGIA IGNEA

Los granitos considerados constituyen la prolongación de los que se encuentran en la Hoja 12-24 y sus características indican un origen anatóctico a partir de materiales metasedimentarios dadas sus características mineralógicas (presencia de sillimanita, andalucita, cordierita) y relación con un contexto metamórfico de alto grado, UGIDOS et al. (1983).

Los nuevos datos de la presente Hoja son compatibles con dichos planteamientos, si bien no aportan consecuencias significativas en relación con el proceso genético general de los granitos de dos micas y rocas asociadas. Tanto la composición mineralógica, como los datos químicos, UGIDOS (1974), BEA (1975), muestran su carácter peraluminico y cabe, por tanto, asociar estos granitos al grupo S, CHAPPELL y WHITE (1974).

Por otro lado, los niveles de intrusión son más altos que en la Hoja 12-24, lo que en parte ha debido favorecer la migración de fluidos y la evolución del magma granítico hacia facies más ricas en moscovita produciendo finalmente términos exclusivamente moscovíticos.

4.2 PETROLOGIA METAMORFICA

El metamorfismo regional no llega a producir rocas con paragénesis significativas y sus efectos apenas superan el desarrollo de la isograda de la biotita, que, en cualquier caso, no resulta posible establecer de un modo continuo en la cartografía. Las rocas que muestran una mayor intensidad metamórfica, independiente de las paragénesis debidas al metamorfismo de contacto, se encuentran en el entorno próximo de los granitos (ángulo NE y borde S de los mismos).

Las rocas encajantes de la masa granítica están constituidas por filitas y cuarzoesquistos cuya composición mineralógica está integrada por: cuarzo, biotita, moscovita, clorita, minerales opacos, escasas plagioclasas, cirón, apatito y turmalina, no habiéndose encontrado otros minerales que pudieran indicar paragénesis de una mayor intensidad metamórfica.

El aspecto más destacable es el hecho de la presencia de dos generaciones, al menos de biotita. La primera asociada a la esquistosidad principal de la roca y la segunda oblicua-subperpendicular respecto a la primera.

Como ya se mencionó en el apartado 1.4, los efectos térmicos de la intrusión granítica han desarrollado una aureola de contacto de pequeña extensión sobre impuesta a esquistos, metagrauvascas o cuarzo-grauvascas originados por el metamorfismo regional. Las rocas resultantes son esquistos y metagrauvascas moteadas y corneanas ocasionales en los do-

minios más próximos al granito. En las primeras se conserva la esquistosidad principal, sobre la que se desarrollan porfidoblastos de cordierita que, con frecuencia, se disponen orientados debido a su crecimiento mimético con dicha esquistosidad. Tal crecimiento mimético se deduce de que los porfidoblastos no están deformados y además incluyen las dos generaciones de biotita ya señaladas. Únicamente en el ángulo NE de la Hoja ha sido posible apreciar deformación en dichos porfidoblastos. Este aspecto también se ha localizado en las Memorias de las Hojas 12-24 y 12-25, donde tiene, igualmente, carácter local.

En las corneanas se borra por completo la orientación y los porfidoblastos se desarrollan de forma isótropa.

Las paragénesis de máxima intensidad del metamorfismo de contacto están constituidas por cuarzo, biotita, moscovita y cordierita, encontrándose este último mineral totalmente alterado a pinnita y ocasionalmente a productos isótropos.

El metamorfismo regional comienza asociado al desarrollo de la esquistosidad principal, no habiéndose encontrado evidencia de una etapa metamórfica anterior, y sus condiciones de máxima intensidad pueden haber superado ligeramente el límite grado bajo-grado medio. Tales condiciones se han mantenido hasta, al menos, una fase de deformación posterior durante la que se ha desarrollado biotita orientada subperpendicularmente a dicha esquistosidad. Posteriormente, la intrusión de los granitos produce la paragénesis biotita-moscovita-cordierita, que borra o se superpone a la paragénesis regional.

Datos locales y aislados tanto de esta Hoja como de las situadas al E sugieren una tercera fase de deformación que afecta a la paragénesis de contacto. Este aspecto permite situar el emplazamiento de los granitos entre dos fases tardías respecto a la esquistosidad principal.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Precámbrico Superior tiene lugar la sedimentación de los materiales más antiguos que se depositaron sobre una corteza silícea erosionada e inmediatamente después de una fase distensiva, VEGAS et al. (1977). Esta serie correspondería al denominado Complejo Esquisto Grauváquico.

Estos depósitos se acumulan de una forma continua dentro de un ambiente marino profundo caracterizado por la existencia de secuencias turbidíticas, que se pueden relacionar con aparatos de sedimentación de abanicos aluviales que evolucionan a ambientes de plataforma marina somera, como se pone de manifiesto en la existencia de niveles conglomeráticos y cuarcíticos intercalados en toda la serie.

Sobre el C. E. G. se habría depositado una serie detrítica de edad Cámbrico Inferior-Medio, no presente en la zona por efecto de la fase Sárdica, y que tiene su representación más próxima hacia el N, en el Sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros, al E en el Sinclinal de Guadarranque, y al S en las proximidades de Alburquerque.

Esta fase Sárdica se produce después del Cámbrico Medio y daría lugar a suaves pliegues de dirección NE-SO, al mismo tiempo que va acompañada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO et al. (1976) la discordancia Sárdica debe ser al menos anterior al Tremadoc Inferior.

Los sedimentos anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica, que en sucesivas etapas produce micro y macro estructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa, se produce un metamorfismo regional de diversa intensidad.

Antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, tiene lugar la intrusión de las masas graníticas, que producen un metamorfismo de contacto que afecta a los materiales del C. E. G.

A continuación se producen los reajustes tectónicos que dan lugar a diversos sistemas de fractura tardi y posthercínica, entre los cuales cabe destacar el sistema de dirección N 15-60° E al que pertenece la falla Alentejo-Plasencia, que presenta desplazamientos horizontales senestros de hasta 3 Km. claramente visibles en las Hojas limítrofes del S y NE de la que nos ocupa.

Ya en el Mioceno comienza el relleno de las diversas cuencas terciarias del área que, en general, presentan un claro control estructural. Su relleno se realiza en condiciones continentales por medio de sistemas aluviales y fluviales.

Los relieves previos, su naturaleza litológica y grado de alteración, van a condicionar el tipo de sedimentación registrados en ellas. La naturaleza de las áreas madres responde a tres conjuntos litológicos: El Complejo Esquisto Grauváquico, el conjunto Paleozoico y los plutones graníticos.

El primero proporciona sedimentos arcilloso-fangosos e incluso conglomerados de cantos de esquisto y cuarzo, y más raramente areniscas. El segundo proporciona fundamentalmente cantos cuarcíticos, arenas y fangos, y el tercero condiciona la sedimentación de areniscas feldespáticas.

En conjunto, las cuencas responden a un modelo de relleno centrípeto, procediendo los sedimentos de los relieves marginales. La orografía previa va a condicionar también la distribución de sedimentos.

Esta distribución de sedimentos en las cuencas de Moraleja y Coria hace pensar en una posible unión inicial de ambas, pero debido al movimiento póstumo del sistema de facturación tardihercínica, en la actualidad se encuentran separadas geográficamente. Si esto no fuera así, sería di-

fácil explicar la existencia de facies de centro de cuenca (fangos) en contacto con los materiales precámbricos. Este hecho, que se puede observar al SE de Moraleja, estaría en contradicción con el esquema de distribución de sedimentos que queda condicionado por los relieves previos y su litología.

Finalmente, las sucesivas etapas erosivas y el posterior encajamiento de la red hidrográfica condicionado, en parte, por el rejuego de diversas fracturas tardihercínicas, van a configurar en el Cuaternario la actual morfología de la Hoja.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

En el marco de la Hoja de Montehermoso (11-24) no existe ninguna mina activa y sólo se tiene conocimiento de un indicio de wolframio-estaño al E de la localidad de Montehermoso. Se trata de mineralizaciones en un pequeño dique de cuarzo de dirección muy norteada que arman en los granitos porfídicos de dos micas.

6.2 CANTERAS

Las únicas explotaciones dignas de mención en el ámbito de la Hoja son las que se realizan en las terrazas del río Alagón, donde se extraen, a buen ritmo y en varios puntos de los niveles más bajos, principalmente, gravas y arenas para áridos.

Aparte, mencionar las arcillas miocenas de la cuenca de Coria (Sector III), que en las Hojas próximas (Cilleros y Coria) están siendo explotadas en varios frentes para cerámica industrial.

6.3 HIDROGEOLOGIA

El marco de la presente Hoja pertenece en su totalidad a la cuenca del río Tajo, siendo los ríos Alagón y Jerte los principales cursos de agua existentes, a los que confluyen numerosos arroyos.

En general, los arroyos se presentan fuertemente encajados y siguiendo líneas estructurales cuando discurren por materiales graníticos o del Complejo Esquisto Grauváquico y, por el contrario, tienden a formar llanuras de inundación algo más desarrolladas, cuando lo hacen sobre sedimentos arcósicos terciarios.

Desde el punto de vista hidrogeológico cabe distinguir una serie de materiales de diferente comportamiento:

- a) Sedimentos precámbricos del C. E. G. Tienen permeabilidad muy baja o nula tanto por porosidad como por fracturación, ya que, aunque ésta puede ser importante, las discontinuidades suelen presentarse selladas.

En consecuencia, aparte de las fuentes existentes siempre de escaso caudal, no será posible en principio alumbrar aguas subterráneas con caudales significativos por lo que, y debido a la importante escorrentía superficial, resultado de la baja permeabilidad de estos materiales, la forma más común de almacenamiento de aguas, sobre todo con fines ganaderos, es la construcción de pequeñas presas de tierra en zonas de vaguada o de regatos.

- b) Sedimentos terciarios. Estos sedimentos, que ocupan aproximadamente el 35 por 100 de la Hoja, presentan una litología, estructura y potencia que, «a priori», hacen pensar en la posibilidad de constituir un acuífero importante, sobre todo en la zona de lo que hemos llamado sector V. No obstante, la existencia de niveles endurecidos y el alto contenido en arcilla que presentan las arcosas limitan en gran medida las posibilidades de conseguir caudales relativamente importantes. En este sentido, de los estudios geoelectrónicos realizados en esta cuenca por INTECSA por encargo del IGME (1984) se deducen resistividades muy bajas, lo que pone de manifiesto un alto contenido en arcilla. Únicamente de forma esporádica se observan resistividades algo más altas. Serían, pues, estas zonas las que tendrían algún interés hidrogeológico.
- c) Sedimentos cuaternarios. Entre éstos son de destacar los depósitos de terrazas relacionadas con los ríos Alagón y Jerte, donde, sobre todo en los niveles más bajos, existen captaciones con caudales bajos-medios.
- d) Materiales graníticos. En estos materiales, que ocupan un 30 por 100, aproximadamente, de la superficie de la Hoja, sería posible, en principio, alumbrar caudales suficientes para el abastecimiento de pequeñas comunidades, siempre que la investigación se oriente hacia las zonas de fuerte disgregación, por meteorización, y de intensa fracturación, o bien, en las zonas de contacto con los depósitos del Complejo Esquisto Grauváquico donde existen pequeñas fuentes con caudal casi continuo.

7 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca). *Studia Geológica*, VI, pp. 29-48.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH., y RIBEIRO, A. (1973).—«Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen». *Nature Physical Science*, V, 241 15. January 15.
- BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1978).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 674-675 (7-27/8-27), Sever-Santiago de Alcántara». *IGME*.
- BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 622 (11-25). Torrejuncillo». *IGME*.
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 676 (9-27). Membrío». *IGME*.
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1981).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 678 (11-27). Casar de Cáceres». *IGME*.
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 620 (9-25). Zarza la Mayor». *IGME*.
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 621 (10-25). Coria». *IGME*.
- BEA, F. (1975).—«Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres». Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca.
- BEA, F. (1976).—«Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas». *Studia Geologica*, XI, pp. 25-73, Salamanca.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1982).—«Litostratigrafía e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico". Grupo do Douro (Nordeste de Portugal)». Tesis Doctoral. Universidade do Coimbra.
- BOUMA, A. H. (1962).—*Sedimentology of zona flysch deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- BOUYX, E. (1962).—«La edad de los esquistos de la Alcudia». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 66 (pp. 197-200).

- BOUYX, E. (1964).—«Extensión de los terrenos anteordovienses del sur de Ciudad Real (España Meridional)». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 76 (pp. 249-254).
- BOUYX, E. (1970).—«Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres». *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, fasc. 2.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).—«Quelques remarques sur la tectonique du Portugal». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8, pp. 193-206.
- CORRETGE, L. G. (1971).—«Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres). Tesis Doctoral. U. de Salamanca.
- CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1981).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 648 (9-26). Alcántara». *IGME*.
- CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y PEREZ DEL VILLAR, L. (1984).—«Aspectos petrológicos y estructurales de las rocas filonianas en el Complejo Esquistó Grauváquico del área Zarza la Mayor-Garrovillas (provincia de Cáceres)». *I Congreso Español de Geología*, t. II, pp. 97-108.
- CORRETGE, G., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971).—«Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de San Pedro (Cáceres)». *I Congreso Hispano Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I. Sección I (Geología). E-1-17.
- CORRETGE CASTAÑÓN, L. G.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1981).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 649 (10-26). Garrovillas». *IGME*.
- CORRETGE CASTAÑÓN, L. G.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1981).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 677 (10-27). Brozas». *IGME*.
- CHAPELL, B. W., y WHITE, A. J. R. (1974).—«Two contrasting granite types». *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANOCLAUCE, P., y MARCHAL, M. (1980).—«A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 . Diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature».
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA: Salamanca (1980).—«Plutonism of central western Spain. A preliminary note». *Estudios geológicos*, 36, 339-349.
- DIEZ BALDA, M.ª A. (1982).—«El Complejo Esquistó Grauváquico, las series

- Paleozoicas y la estructura hercínica al S de Salamanca». Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- EGOZCUE, D. J., y MALLADA, D. L. (1976).—«Memoria geológico-minera de la provincia de Cáceres». Imprenta de Manuel Tello. Madrid.
- FLOOR, P. (1970).—«Session de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest-penninsulaire». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI-II-III, pp. 245-248.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963).—«El dique diabásico del Norte de Extremadura». *Notas y Com. Inst. Geol. de España*, núm. 69 (pp. 43-78).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965).—«La continuación hacia el SO del dique básico de Plasencia (Cáceres)». *Notas y Com. Instit. Geol. y Min. de España*, núm. 77 (129-164).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1970).—«La existencia de pliegues en el complejo esquistograuváquico de la provincia de Salamanca». *Acta Geológica Hispánica*, t. V, pp. 105-108.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971).—«Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros». *Separata de Studia Geológica*, II, pp. 45-46.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1972).—«Mapa geológico de España, Escala 1/50.000, 1.ª serie. Hoja núm. 573 (Gata)». *IGME*.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y CARNICERO, A. (1973).—«El extremo noroeste del gran dique de Alentejo-Plasencia». *Studia Geológica*, 6, 73-84.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y FRANCO, P. (1975).—«Las formaciones infraordovícicas y el borde de las Granodioritas al Este de Guijuelo (Salamanca)». *Estud. Geolog.*, V, XXXI, pp. 487-500.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G., y BEA, F. (1974).—«El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos». *Boletín Geológico y Minero*, t. LXXXV-III.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y PARGA, R. (1968).—«Sobre los ortoneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica». *Acta Geológica Hispana*, tomo III, núm. 3, pp. 69-72.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y UGIDOS MEANA, J. M. (1971).—«Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres)». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, tomo I, sección I (Geología), E 1-18.
- GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C., y VEGAS, R. (1977).—«El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (prov. de Cáceres, España)». *Faixa Piritosa Iberica*, Lisboa, 1977.
- GONCALVES, C., y TEIXEIRA LOPES, J. V. (1971).—«Jazigo de uranio de Nisa, Aspectos geológicos de sua descoberta e Valorição». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, tomo II, sección 4, Investigación Mineral. P-4-23.

- GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres». *Est. Geolog.*, vol. XXVII, pp. 177-78.
- HAMMANN, W. (1974).—«Phacopina und cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien». *Senckenbergiera lethaea*, 55 (1-5), pp. 1-151, 42 figs. texto, 2 tablas, 12 láms. Franckfurt am Main.
- HAMMANN, W., y HENRY, J. L. (1978).—«Quesques speas de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Phychoparilida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaín et de la Peninsule Iberique». *Sechkenbergiera lethaea*, 59 (4-6), pp. 411-429. Franckfurt am Mein.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1933).—«Bosquejo preliminar de las comarcas geográficas de Extremadura». *Pub. Inst. Reforma Agraria*. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1934).—«Síntesis fisiográfica y geológica de España». *Trab. Museo Nac. Cienc. Nat. Serv. Geol.*, núm. 38.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1939).—«Las sierras centrales de la Extremadura». *Las Ciencias*, año IV, núm. 2, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1954).—«Ensayo sobre tectónica paleozoica en Extremadura». *Publicaciones del Cons. Sup. de Invest. Cient. Real Sociedad Española de Historia Natural*. Tomo extraordinario. Homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, pp. 387-413. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1958).—«Datos geotectónicos de la Extremadura Central». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, II trimestre, núm. 50 (pp. 329-344).
- HURTADO FERNANDEZ, A. (1971).—«Memoria de la Hoja núm. 51 del Mapa Nacional de Síntesis Geológica a Escala 1:200.000». *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, tomo I, sección I (Geología).
- IGME (1970).—«Mapa geológico E. 1/200.000. Hoja núm. 43. Plasencia».
- IGME (1971).—«Mapa geológico E. 1/200.000. Hoja núm. 51. Cáceres».
- IGME.—«Mapa metalogenético de España E. 1/200.000. Hoja núm. 43. Plasencia».
- IGME.—«Mapa metalogenético de España E. 1/200.000. Hoja núm. 51. Cáceres».
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, D., y CONDE, L. (1974).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1/1.000.000». *Servicio Publicaciones IGME*.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1974).—«Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres)». *Breviora Geológica Astúrica*, año XVIII, Oviedo, núm. 4, p. 57.
- KELCH (1957).—«Stratigraphie und Tectonik der zentralen Extremadura im Hereich der westlichen Sierra de San Pedro (Spanien)». Munster, 1977.
- LAVES, F. & SOLDATOS, K. (1963).—«Cie Albit-Mikroklin Orientierungs-

- Beziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Dentung». *2. Krist*; 129, 69-102.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur gliederung der Variszeiden der Iberischen Messeta». *Geotekt. Fosch*, 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1960).—«El precámbrico de España». *Notas y Com. Instit. Geol. y Minero de España*, núm. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1969).—«El Cámbrico de España. Primera parte». *IGME*.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976).—«Las capas de transición. Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior), en los Montes de Toledo surorientales: Sus implicaciones geotectónicas». *Estudios geol.*, 32, 591-613.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1978).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 702 (9-28). S. Vicente de Alcántara. *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Estudio geológico de los materiales anteordovícicos y paleozoicos del Sinclinal de Cañaverale». *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 651 (12-26). Serradilla. *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984).—«Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres». *I Congreso Español de Geología*, t. III, pp. 75-90.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 595 (9-24). Teso Moreno». *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 703 (10-28). Arroyo de la Luz». *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 650 (11-26). Cañaverale». *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. G. (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 596 (10-24). Moraleja». *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y UGIDOS MEANA, J. M. (1983).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 623 (12-25). Malpartida de Plasencia». *IGME*.
- MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1975).—«Forme et orientation de l'elipsoide de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la general de l'arch ibero-armoricain». *C. R. Acord. Sc. Paris*, t. 280 (20 junio 1975).

- MEHNERT, K. R. (1968).—«Migmatites and the origin of granitic rocks». Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- MIALL, A. D. (1977).—«Fluvial Sedimentology». Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary, Alberta, Canada.
- MONTEIRO PENHA (1973).—«Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos especiales de uranio». Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- MOPU (1978).—«Estudio de los recursos hidráulicos de la M. I. del río Tajo (entre los ríos Gualija y Alburreal)». Cáceres.
- MORENO SERRANO, F. (1975).—«Olistostromas, fangoconglomerados y "Slump folds". Distribución de facies de las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa, provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real». *Separata de Estudios Geológicos*, volumen XXXI, pp. 249-260, agosto de 1975.
- MORENO SERRANO, F. (1975).—«Las deformaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa». *Boletín Geológico y Minero*, t. LXXXV-IV (396-400). Geología.
- MORENO SERRANO, F. (1977).—«Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales». Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976).—«Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas con la discordancia "sárdica", en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XX, núm. 1. Oviedo.
- MUTTI, E., y RICCI LUCHI, F. (1975).—«Turbidite facies and facies associations in examples of turbidite facies and associations from selected formations». IX Intec. Cong. Sedim. Libro Guía de Excursiones A-11, pp. 21-36. Nice (Italia).
- OEN ING SOEN (1970).—«Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northern Portugal». *Bol. Geol. y Minero España*, t. 81, núm. 2.
- ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., y FERNANDEZ, P. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 577 (Bohoyo). IGME.
- ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., y FERNANDEZ, P. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 578 (Arenas de San Pedro). IGME.
- PARGA, J. R. (1969).—«Sistema de fracturas tardihercénicas del Macizo Hespérico». *Trabajos de Lab. de Lage*, núm. 37, pp. 1-15.
- PARGA, J. R. (1971).—«Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico». *Trabajos del Lab. Geol. de Lage*, número 40. *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, fascs. III y IV, pp. 234-238.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1971).—«El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica». *Real Sociedad Española de Historia Natural*, volumen extraordinario del primer centenario, tomo I (1891-1971).

- PEREZ REGODON, J., y SOS BAYNAT, V. (1963).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. Hoja núm. 650, Cañaverál. *IGME*.
- QUESADA GARCIA, A. (1960).—«Falla de desgarre en el SO de la Península Ibérica». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min.*, 58, 163-182.
- REGENCIO, C. A., y PORTUGAL, M. (1981).—«O. Sinclinal Paleozoico de Esposende (Porto), Sequeros (Salamanca) o Troço entre a Marofa e o Satas (Portugal Central)». *Cuadernos geología Ibérica*.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.ª Dolores (1982).—«Contribución al conocimiento del C. E. G. en el Sector Occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y Sierra de Gata)». Tesis doctoral inédita. Universidad de Salamanca.
- SCHERMERHORN, L. J. G.; PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; VERDURMEN, E. A. TH., and VERSCHURE, R. H. (1978).—«Age and origin of the Messejana dolorite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic ocean». *J. of Geology*, 86, 299-309.
- SCHMIDT THOME, P. (1950).—«Basamento paleozoico y cobertera en la parte occidental de la España Central (Provs. de Salamanca y Cáceres)». *Public. extranjeras sobre Geología de España*, t. V. Madrid.
- SCHMIDT, H. J. (1957).—«Stratigraphie und Tektonik des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüse Tajo und Alagon (Spanien)». *Munster*, junio 1977.
- SCHOTT, J. J.; MONTIGNY, R. & THIVIZAT, R. (1981).—«Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitations to the rotation of the Iberian Península since Middle Jurassic». *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 457-470.
- SOARES DE ANDRADE, A. A. (1972).—«Sur l'âge Permien inférieur d'une intrusion doléritique á Portel, Alentejo (filon de Messejana). *Rev. Fac. Cienc.*, Lisboa, 17, 237-242.
- TEIXEIRA, C. (1955).—«Notas sobre a geología de Portugal: O Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico». *Porto Editora*, Lisboa, 50 pp.
- TEIXEIRA, C. (1979).—«Le precambrien portugais». *C. R. Som. Soc. Geol.*, France, fascs. 5-6, 228-230. París.
- TEIXEIRA, C., y TORQUATO, J. R. (1975).—«Nouvelles données sur l'âge du grand filon doléritique de Vila do Bispo-Plasencia». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 19, 99-101.
- TENA DAVILA-RUIZ, M., y CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 704 (11-28), Cáceres». *IGME*.
- TORRE DE ASUNCAO, C. (1969).—«Sur la petrographie du Complexe des schistes et grauvacoes ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes)». *Tomo LII das comunicações dos Serços Geológicos de Portugal*.
- UGIDOS, J. M. (1973).—«Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia». Tesis. Universidad de Salamanca.

- UGIDOS, J. M. (1974 a).—«Características del Metamorfismo en el área Béjar-Plasencia». *Bol. Geol. Min.*, 85, 673-81.
- UGIDOS, J. M. (1974 b).—«Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar. Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina». *Studia Geológica*, 8, 27-46.
- UGIDOS, J. M. (1974 c).—«Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes». *Studia Geológica*, 7, 63-68.
- UGIDOS, J. M. (1974 d).—«Los granitos biotíticos \pm cordierita de Béjar y áreas adyacentes». *Bol. Geol. Min.*, 85, 66-74.
- UGIDOS, J. M. (1976).—«Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)». *Separata Studia Geológica*, 10, pp. 31-43. Salamanca, 1976.
- UGIDOS, J. M. (1980-81).—«Discusión sobre la génesis de los granitos calcoalcalinos del Macizo Hespérico». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 22, 129-133.
- UGIDOS, J. M. (1981 a).—«Sobre el metamorfismo en los sectores occidentales de Gredos». *Cuadernos Lab. xeol. de Laxe*, 2, 117-122.
- UGIDOS, J. M., y BEA, F. (1976).—«Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta». *Studia Geológica*, 10, 45-59.
- UGIDOS, J. M., y BEA, F. (1979).—«Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico». *Studia Geológica*, 14, 35-77.
- UGIDOS, J. M., y FERNANDEZ LAGUNA, F. J. (1973).—«El metamorfismo al E de Plasencia (Cáceres)». *Studia Geológica*, 6, 65-71.
- UGIDOS, J. M.; GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1983).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 598 (12-24), Plasencia». *IGME*.
- VALLE DE LERSUNDI, J. (1959).—«Sobre la posible existencia de una importante falla en el SO de la Península». *Not. y Com. Inst. Geol. y Minero*, 46, p.103.
- VEGAS, R. (1971).—«Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N de Badajoz». *Est. Geol.*, vol. XXVII, pp. 419-425. Octubre 1971.
- VEGAS, R. (1971).—«Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Minero de España*, t. 82, pp. 351-358.
- VEGAS, R. (1974).—«Repartición de las series anteordovícicas del SO de España». *Bol. Geol. y Minero de España*, tomo 85 (2), pp. 157-170.
- VEGAS, R.; ROIG, J. M., y MORENO, F. (1977).—«Significado del complejo esquisto grauváquico en relación con otras series "prearenig" de España Central». *Studia Geológica*. XII, pp. 207-215.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID