

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000



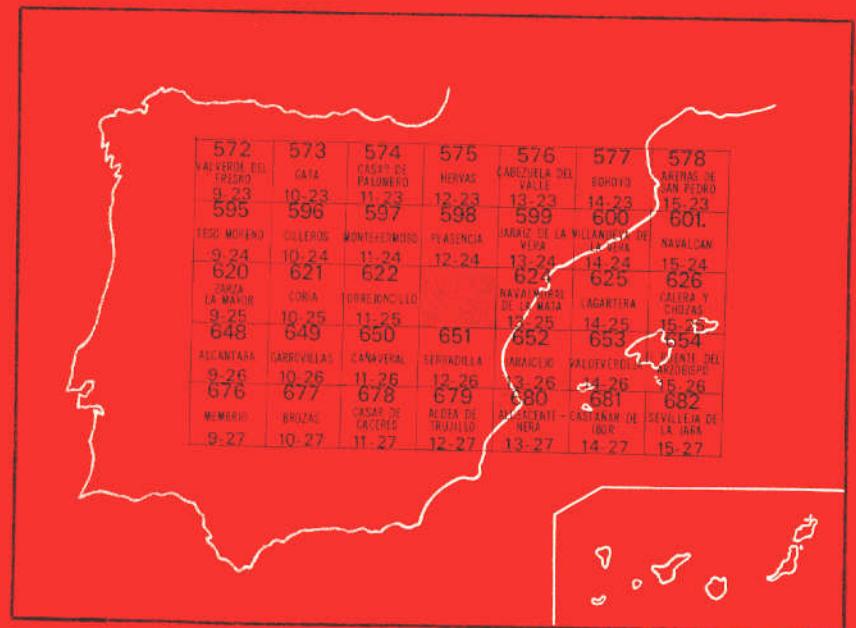
INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS 23 28003 MADRID

I.S.S.N. 0373-2096

Centro de Publicaciones
Ministerio de Industria y Energía

MALPARTIDA DE PLASENCIA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MALPARTIDA DE PLASENCIA

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 1982, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Geología de campo, Síntesis y Memoria:

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., 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.
- *Cuaternario 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.
- *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.
- *Macropaleontología:* RABANE, I.; GUTIERREZ, J. C., y PRIETO, M., del Dpto. de Paleontología de la U. Complutense 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-38.195-1987

NIPO 232-87-007-3

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

0 INTRODUCCION

La Hoja de Malpartida de Plasencia (núm. 12-25) se sitúa en la zona centronorte de la provincia de Cáceres, siendo sus rasgos geográficos más significativos el río Tíetar y la alineación montañosa situada al Sur, formada por sedimentos paleozoicos, que da lugar a diferentes sierras, entre las que cabe destacar las de Mirabel, Santa Catalina y Serradilla, al Este, y de la Serrana, Serrejón y Umbría, al Oeste.

Geológicamente, la presente Hoja se encuentra dentro del Macizo Hespérico, y más exactamente se sitúa en la parte meridional de la Unidad Geológica Centroibérica, JULIVERT et al. (1974).

Desde el punto de vista estratigráfico se distinguen sedimentos precámbricos, pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico, sedimentos paleozoicos, que abarcan términos desde el Ordovícico Inferior al Silúrico, depósitos terciarios, eminentemente arcósicos, y granitos y migmatitas pertenecientes al área granítica Béjar-Plasencia.

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 ONO-ESE, de plano axial subvertical y fallas asociadas paralelas a ellos. Con posterioridad se producen movimientos que dan lugar a deformaciones de escasa importancia. Finalmente, tienen lugar movimientos tardihercinos que serán los responsables de las fracturas de desgarre y pliegues de dirección perpendiculares u oblicuos 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.

Entre los antecedentes geológicos más recientes cabe mencionar entre otros los trabajos de LOTZE (1945-1966), la tesis doctoral de SCHMIDT (1957) y las Hojas geológicas del plan MAGNA realizadas por TENA DAVILA RUIZ, M. (1980) y MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1978-1982), dentro de la provincia de Cáceres, así como «el estudio geológico de los materiales anteordovícicos y paleozoicos del Sinclinal de Cañaveral (Cáceres)», IGME, 1982, realizado por estos últimos autores.

De otra parte, también hay que mencionar los trabajos elaborados por THADEO (1951), TEXEIRA (1955-1959), TORRE DE ASSUNCAO et al. (1965) y OEN-ING SOEN (1970) para áreas próximas en la zona portuguesa.

Por lo que se refiere a las áreas graníticas y migmatíticas, son de destacar los trabajos de GARCIA DE FIGUEROLA (1963, 1965), UGIDOS y FERNANDEZ LAGUNA (1973) y UGIDOS (1973, 1974 a, b, c) y la caracterización geoquímica establecida por BEA (1975).

1 ESTRATIGRAFIA

La presente Hoja se caracteriza principalmente por la presencia de sedimentos precámbnicos, pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico, que ocupan aproximadamente el 50 por 100 de la superficie total. Sobre estos sedimentos se deposita la serie paleozoica que abarca términos desde el Ordovícico Inferior al Silúrico, situándose sus afloramientos en la zona sur de la Hoja.

Dentro de los sedimentos posthercínicos aparecen depósitos terciarios pertenecientes a dos cuencas diferentes: Cuenca del Tiétar (arcosas) y cuenca asociada a la falla de Plasencia (arenas, arcillas y cantos).

Por último en el borde nororiental se localizan rocas graníticas y migmatíticas pertenecientes al área granítica Béjar-Plasencia.

Finalmente, dentro de los depósitos cuaternarios cabe destacar los glaciares y coluviones adosados a las sierras paleozoicas y los diferentes niveles de terrazas relacionados con el río Tiétar.

1.1 PRECAMBRIICO 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 pi-

zarras 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, pero que se han diferenciado ocasionalmente en la cartografía por contactos supuestos y se tratarán en esta memoria separadamente.

a) *Grauvacas y pizarras*

Es el grupo litológico más representativo del Complejo Esquisto Grauváquico en el ámbito de la Hoja. 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 linguides.

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

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

- Grauvacas con textura blastosamítica con «sorting» moderado y clasitos subangulosos de tamaño arena-arena fina. Como elementos esenciales aparecen cuarzo, sericitita, clorita, feldespato potásico y fragmentos de roca.
- Grauvacas feldespáticas con textura blastosamítica con una mineralogía análoga al grupo anterior pero con mayor contenido en feldespatos. Ocasionalmente se observan fragmentos de rocas ígneas y volcánicas y un «sorting» muy pobre.
- Cuarcitas micáceas con textura blastosamítica. Se diferencian de los dos grupos anteriores en la ausencia de fragmentos de roca y en general presentan un «sorting» bueno.
- Limolitas arenosas con textura blastopelítica y con cuarzo, como mineral principal, y filosilicatos orientados en las bandas más pelíticas.
- Esquistos cuarzosos y esquistos cuarzosos feldespático-biotíticos con textura granoblástica-lepidoblástica donde la biotita se orienta siguiendo la esquistosidad principal.
- Pelitas sericiticas con textura blastopelítica y con cuarzo y sericitita como minerales esenciales. En ocasiones aparece gran cantidad de materia orgánica.

Una característica a resaltar es la abundancia de muestras que presentan fragmentos de rocas volcánicas que a veces son suficientemente abundantes como para clasificarlas como rocas volcanoclásticas.

b) Conglomerados

Aunque se encuentran intercalados en toda la serie sólo se han marcado en la cartografía cuando presentan cierta entidad, es decir, cuando al menos forman bancos métricos. Sin embargo, lo más frecuente, aparte de no dar ningún tipo de resalte topográfico, es que se acuñen rápidamente en cambio de facies a grauvacas.

Por lo general están compuestos por cantos, con tamaños mayores de pocos centímetros, de fragmentos de roca y cuarzo. Se encuentran inmersos en una matriz compuesta por cuarzo, sericitica y plagioclasas, principalmente.

Suelen presentar características de «debris-flow» (transporte corto y en masa).

c) Grauvacas feldespáticas de la loma de Mengona

Aunque no existe una diferencia litológica sustancial entre los sedimentos existentes en el grupo «a» y los de la loma de Mengona, hemos creído oportuno diferenciarlos cartográficamente, ya que forman un resalte topográfico atípico dentro del marco de la presente Hoja. Esta alineación se sitúa en la zona norte y se prolonga por la de Plasencia, pero sin formar un resalte tan definido, hasta la falla de Alentejo-Plasencia.

Litológicamente está constituido por grauvacas y pizarras análogas a las descritas en el grupo «a» con la diferencia de una mayor profusión de niveles de metagrauvacas feldespáticas muy recristalizadas y compactas, con un alto porcentaje en fragmentos de rocas volcánicas. Se les podría, pues, asignar un origen volcanoclástico.

Con el fin de definir la edad de esta potente serie detrítica se realizó un muestreo, en zonas seleccionadas a priori, para su estudio palinológico. De cinco muestras estudiadas sólo una dio resultados positivos.

Grauvacas que presentan cierto bandeadío. Hay una fuerte esquistosidad que se difracta en las bandas de granulometría más gruesa. Se observan:

Formas esféricas en racimos (*Synsphaeridium sp.*).

Sensu TIMOFEEV.

Bavlinella faveolata? SHEPELEVA, 1962.

Esferomorfos con pared lisa (Aff. *Paleocryptidium cayeuxi*) DEFLANDRE, 1955.

Abundantes microfósiles en una asociación muy monótona, seguramente

de algas cianofíceas planctónicas, su pared se encuentra normalmente corruida aunque en algunos ejemplares se deduce que generalmente era lisa.

Possible edad Rifense Medio-Vendiente.

Con este resultado y teniendo en cuenta los datos paleontológicos obtenidos durante la realización de las Hojas geológicas de Cañaveral (12-26), Coria (10-25) y Serradilla (12-26), pensamos que la serie del Complejo Esquisto Grauváquico, para esta zona, debe tener una edad Rifense Medio-Vendiente.

1.2 PALEOZOICO

Los sedimentos paleozoicos dentro de la Hoja de Malpartida de Plasencia, que abarcan términos desde el Ordovícico Inferior al Silúrico Inferior, se ubican en la zona meridional, configurando las diferentes sierras y que, en conjunto forman una estructura sinclinal cuyo flanco sur está invertido.

La unidad inferior, está constituida por cuarcitas del Ordovícico Inferior (cuarcita armoricana), no obstante, en Hojas próximas situadas al E., por donde se prolonga la estructura, se han localizado dos unidades más antiguas: una inferior, formada por pizarras, areniscas y cuarcitas y otra superior, constituida por conglomerados, ambas atribuidas al Ordovícico Inferior, MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (Hoja núm. 650. Cañaveral).

Por encima de la cuarcita armoricana se distinguen hasta cinco unidades más. Tres pertenecientes al Ordovícico y dos al Silúrico Inferior.

1.2.1 ORDOVICICO INFERIOR

1.2.1.1 Cuarcitas. Cuarcita armoricana (8)

La sedimentación del Ordovícico Inferior, se inicia en la Hoja con una serie cuarcítica dispuesta discordantemente sobre los materiales del C. E. G. y que constituye a su vez un claro nivel guía a escala regional.

En conjunto se compone de cuarcitas blancas dispuestas en dos tramos (figura 1).

El inferior se encuentra formado por cuarcitas blancas y gris claras en capas de 1 m. a 1,6 m., bien estratificadas, en donde se observan superficies de ripples muy deformadas y estratificaciones cruzadas a mediana escala. Son características la fusión de bancos y la uniformidad lateral. La potencia media para este tramo se estima entre los 70-80 m.

El superior consiste en una serie formada por cuarcitas y areniscas cuarcíticas grises con intercalaciones de pizarras grises micáceas. Los niveles cuarcíticos tienen una potencia media de 8-10 cm. no superando a

LEYENDA

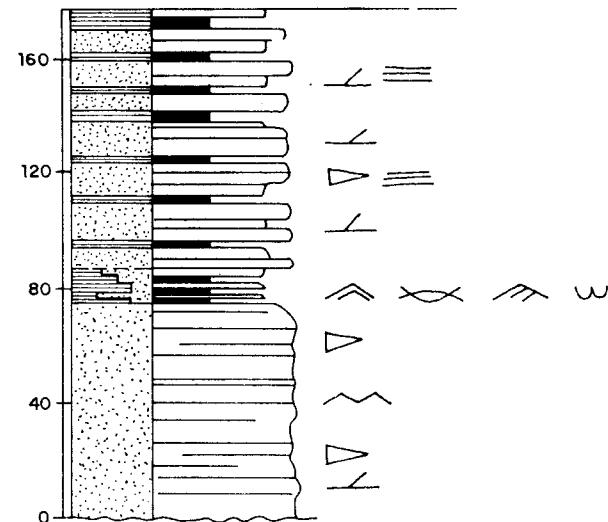
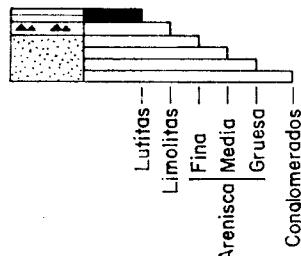
I - ESTRATIFICACION

- CAPAS
- 10 cm.
 - 10 - 30 cm.
 - 30 - 100 cm.
 - 100 - 300 cm.
- CONTACTOS
- ▽ Acuñamientos
 - Fusion de capas
 - Netos
 - - - Graduales
 - ~~ Discordante y/o disconforme

II - LITOLOGIAS

- Areniscas y/o cuarcitas
- Pizarras
- Alternancias en laminación y/o en estratificación.

Relación eprox.



III - ESTRUCTURAS

- Estratificación cruzada
- Laminación de ripples
- Laminación lenticular
- Laminación paralela
- Superficies de ripples
- Ripples de olas
- Cruzianas

Figura 1

nivel de estratos los 35-40 cm. Para los niveles de pizarras la potencia se estima en 4-7 cm., siendo de 15 cm. las capas máximas observadas. Las características sedimentarias más significativas corresponden a bandeados que pueden dar lugar a lajas, laminaciones cruzadas y laminaciones de ripples de ola. La potencia total para este tramo se estima del orden de los 100 m.

La abundancia de recubrimientos cuaternarios de tipo coluvionar que bordean estos resaltes cuarcíticos impide tomar series completas. No obstante, y a nivel puntual, se han podido determinar, para el tramo superior, las siguientes características sedimentarias:

- En el Salto del Gitano (carretera de Trujillo-Plasencia) y dentro ya de la Hoja núm. 12-26 (Serradilla), MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1983), al sur de nuestra zona de estudio, se observan, en un tramo de 12 m. de potencia, secuencias positivas en tramos que oscilan entre 6 cm. y 65 cm. con dos términos bien definidos:

Primer término. Areniscas y/o cuarcitas en laminaciones de ripples de ola y cruzianas en la base. Potencia de paquetes, 13-18 cm.

Segundo término. Alternancia a nivel de láminas de lutitas, limolitas o areniscas de grano fino con laminaciones de ripples. Potencia de paquetes, 20-24 cm.

- Para el Puerto de la Serrana, en el corte de la carretera de Trujillo a Plasencia, se observa una megasecuencia negativa de 7 m. de potencia formada por cuatro secuencias que en vertical aumentan de potencia y que están constituidas por dos términos:

Primer término. Alternancia de cuarcitas y areniscas con pizarras, limolitas o areniscas de grano fino. Presentan como estructuras sedimentarias más frecuentes en los niveles de granulometría más gruesa, estratificación lenticular, superficies de ripples, laminación de ripples y pistas horizontales.

Segundo término. Cuarcitas gris claras en capas de 10-70 cm. con superficies entre capas muy netas y en donde predominan las estratificaciones cruzadas.

En conjunto este tramo cartográfico que hemos dado en llamar cuarcita armoricana, se podría interpretar como originado en un medio marino de plataforma somera con características transgresivas.

Del estudio petrográfico de diversas muestras se desprende la existencia, para la parte basal de todo el tramo cartográfico, de cuarcitas con textura granoblástica heterogranular o inequigranular con tendencia esquistosa. Su componente principal es el cuarzo en un 95 por 100, siendo sus accesorios sericitita-moscovita, clorita, circon, minerales opacos, rutilo, xenotima y esfena.

El tamaño de los granos de cuarzo varía desde 20 micras a cris-

tales próximos a 1 mm., aunque los tamaños más frecuentes corresponden a 100-250 micras. Los granos de cuarzo aparecen, en alguna muestra, algo elongados lo que nos indicaría una esquistosidad muy poco marcada. Los filosilicatos aparecen en cierta proporción y situados entre los cristales de cuarzo, no encontrando ninguna orientación preferente. El hecho de que aparezcan diseminados entre estos cristales indica la escasez de matriz arcillosa de la roca original.

Para la parte superior se han reconocido:

- Filitas de tendencia limolítica con textura blastopelítica de tendencia blastosamítica y esquistosa con ligero bandeado, cuyos componentes principales son moscovita-sericitas, clorita y cuarzo, en tanto que aparecen opacos, hematites, turmalina y feldespato, como minerales accesorios.

Es característica la disposición de los filosilicatos tanto por reorientación como por crecimiento orientado, según los planos de esquistosidad S_1 .

También, y según estos mismos planos, se observan cuarzos elongados y acumulación de opacos (hematites) en forma de granos finos.

- Cuarcitas recristalizadas con textura granoblástica heterogranular de tendencia esquistosa cuyo componente principal es el cuarzo que alcanza el 90-95 por 100, en tanto que los opacos pirita, circón, rutilo, sericitas-moscovita y turmalina, entran a formar parte como minerales accesorios.

La recristalización es muy acusada con contactos entre granos fuertemente suturados e interpenetrados. El tamaño de grano de los cuarzos suele ser medio grueso, existiendo, en la zona de deformación más intensa, bandas de deformación y láminas de Boelm. Tanto el circón como el rutilo, este último más escaso, son granulares y muy redondeados.

Todo este tramo descrito ha sido tradicionalmente admitido como representante del Skidiavense, sirviendo a su vez de nivel cronoestratigráfico dentro del ámbito hercínico.

Aparte de los restos de cruzianas y skolithos inclasificables existentes, hemos localizado en la Hoja núm. 12-26 (Serradilla), al S de la zona, MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982), icnofósiles clasificados como *Cruziana rugosa* D'ORBIGNY y *Skolithos* sp. que corresponden al Ordovícico Inferior (probable Arenig). Por ello asignamos a estas cuarcitas una edad Ordovícico Inferior.

1.2.2 ORDOVICICO MEDIO

1.2.2.1 Pizarras con intercalaciones de cuarcitas (9)

En concordancia con la cuarcita armónica, se deposita una serie pizarrosa con intercalaciones cuarcíticas, más frecuentes hacia el techo, cuya potencia total se estima entre 300 y 350 m. y que forma una clara depresión topográfica.

En la zona central de la estructura (carretera de Trujillo a Plasencia), se ha establecido una columna tipo (fig. 2), parte de la cual queda incluida en la Hoja núm. 12-26 (Serradilla) y que de muro a techo corresponde a:

- Pizarras violetas y negras masivas. Con restos de Trilobites y abundantes cubos de piritas. Potencia, 100-115 m.
- Pizarras negras con intercalaciones cuarcíticas. Las cuarcitas son por lo general grises y se presentan, bien en tramos de 2 ó 3 m., cuyos bancos van de 0,3 a 1,1 m., o bien se localizan en zonas de areniscas de grano fino alternando con limolitas y pizarras a nivel de lámina, o capas de 2 a 30 cm., en cuyo caso adquieren geometría lenticular presentando laminación cruzada y laminación debida a ripples. Potencia, 150-160 m.
- Areniscas cuarcíticas con niveles pizarrosos intercalados. Los niveles areniscosos presentan potencias de 4 a 20 cm., cuando son de grano fino y de 50 a 60 cm., al ser de grano grueso. En algunos niveles, la transición entre las dos litologías citadas a nivel de lámina proporcionan a estas facies el aspecto bandeadó característico, en donde los términos de grano más fino, lutitas y limolitas, son de tonos gris oscuro, siendo las areniscas cuarcíticas más claras. Como estructuras sedimentarias se pueden citar: Laminación cruzada, laminación de ripples y pistas en los términos lutíticos. Potencia, de 60 a 75 m.

El medio de sedimentación en que se depositaron los materiales de esta unidad corresponderá a una plataforma somera ya establecida, en donde la existencia de grandes tramos pizarrosos, sin estructuras ni secuencias aparentes, las colocaría en zonas de plataforma con escaso aporte arenoso y poco energético en la que era posible, no obstante, el desarrollo de Trilobites. Únicamente en los tramos cuarzo-areníticos intercalados en ellos pueden detectarse oleajes y corrientes capaces de aportar detriticos más gruesos, dando lugar a la acumulación de cuerpos arenosos de distintas escalas que llegan a ser dominantes a techo de todo el conjunto.

Las características petrográficas más representativas son las siguientes:

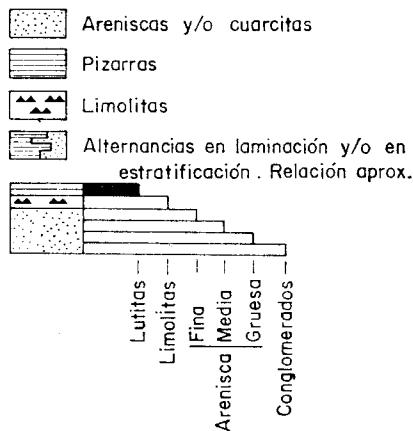
- Filitas con textura blastopelítica lepidoblástica o blastosamfítica y es-

LEYENDA

I - ESTRATIFICACION

CAPAS	— — < 10 cm.
	— — 10 - 30 cm.
	— — 30 - 100 cm.
	— — 100 - 300 cm.
CONTACTOS	▽ Acuñamientos
	— — Fusión de capas
	— — Netos
	— — Graduales
	— — Discordante y/o disconforme

II - LITOLOGIAS



III - ESTRUCTURAS

- / — Laminación cruzada
- / — Laminación de ripples
- / — Laminación lenticular
- — Pistas en general

FOSILES



Figura 2

- quistosa. Los minerales principales son: moscovita-sericitas, clorita y cuarzo, y los accesorios: turmalina, óxidos de hierro, circón y opacos. Son abundantes los granos de cuarzo alargados según planos de esquistosidad S_1 , así como finos filosilicatos situados en esos mismos planos. Por último las turmalinas cuando aparecen, se encuentran muy redondeadas en su aspecto típicamente detritico.
- Cuarcitas algo ferruginosas o micáceas, con texturas blastosómicas o granoblásticas, que tienen como principal componente el cuarzo y, en algún caso, la moscovita, y como accesorios, turmalina, opacos-limolita, rutilo, circón y moscovita-sericitas. Los granos de cuarzo parecen en su mayoría nuevos, no observándose contornos o formas típicamente detriticas. En general parece existir una elongación muy poco marcada concordante con la que tienen los filosilicatos y que correspondería con la esquistosidad S_1 .

En un análisis petrológico de areniscas de estas mismas rocas se ha observado que se encuentran formadas por un 85 por 100 de cuarzo, un 2 por 100 de cemento ferruginoso y un 12 por 100 de matriz clorítica. Las fracciones son del 85 por 100 de limo y 13 por 100 de arcilla.

Con relación a la fauna existente en este tramo cartográfico, hay que hacer notar la presencia de restos en diversos puntos de la Hoja y en su prolongación hacia el oeste (zona portuguesa).

Como antecedente citaremos la fauna recolectada por SCHMIDT (1957), para la zona de Mirabel (Hoja núm. 11-25, Torrejoncillo) en la cual clasifica *Calymene (Synhomalonotus) tristani* (BROGN), *Illacnus giganteus* BURMEISTER, *Illacnus* sp., restos de Trilobites *Orthis ribeiroi* SHARPE y *Orthis* sp., a la que asigna una edad Llandeilo.

Por nuestra parte, y en esta misma zona, hemos recolectado fauna en la que se han clasificado *Neseuretus cf. Tristani* (BRONGNIART), *Cthenobolbina hispánica* (BORN) y *Primitia* sp., que corresponde a una edad Llanvirniense, MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).

También, en el ámbito de la Hoja núm. 10-25 (Coria), en un afloramiento equivalente a las areniscas del techo de todo este tramo cartográfico, hemos encontrado fauna clasificada como: *Heterorthinma cf. Kerfornei* (MELLOU) y *Heterorthina* sp. que pertenecen ya al Llandeilo, BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1982).

Finalmente en la Sierra de Serradilla, dentro del marco de la Hoja que nos ocupa, recolectamos fauna clasificada como: *Redonia deshayesi* (ROUALT), *Praeleda cf. ciae* (SHARPE), *Neseuretus cf. Tristani* (BRONGNIART), *Cacemia ribeiroi* (SHARPE) y *Orthocerida indet.*, cuya asociación pertenece al Llanvirniense, probablemente Superior.

Por todo lo expuesto consideramos a todo este tramo como de edad Llanvirniense Llandeilo.

1.2.3 ORDOVICICO MEDIO-SUPERIOR

1.2.3.1 Cuarcitas (10)

Esta unidad, que se dispone concordante con la anterior, se encuentra formada por cuarcitas que son fácilmente identificables, al dar lugar a un resalte que destaca entre dos unidades que generalmente ocupan zonas de depresión topográfica.

Las cuarcitas son gris claras, de grano medio-fino bien estratificadas en capas de 0,1 m. a 1,2 m., en donde son frecuentes las acuñaciones que originan geometrías lenticulares.

Todo el conjunto se dispone en paquetes que van desde los 2,5 m. a los 30 m. de potencia. Intercalados entre estos paquetes aparecen niveles más areniscosos en capas de 1 a 5 cm. y liditas que presentan laminaciones de ripples y pistas (fig. 3).

Las condiciones establecidas hacia el techo de la unidad anterior se acentúan para ésta, ya que aquí el depósito arenoso es fundamental. Se puede pensar en una zona de la plataforma muy agitada sujeta a la acción de las olas y corrientes con desarrollo de fauna y bioturbación importante.

La potencia total en toda la Sierra es bastante uniforme, siendo del orden de los 60 m.

El estudio petrográfico de muestras representativas para esta unidad corresponde a:

- Cuarcitas y cuarcitas micáceas con textura granoblástica, bien con tendencia elongada y algo esquistosa, o poligonal, en donde el componente mineralógico principal es el cuarzo; en tanto que como accesorios aparecen circón, turmalina, chert., rutilo, leucoxeno y minerales opacos.

El tamaño de los granos de cuarzo varía entre 30 micras y 150 micras, en donde se pueden observar o una cierta elongación, al tener los contactos suturados o interpenetrados, o bien aparecer con bordes rectos que dan lugar a una tendencia poligonal. El chert suele encontrarse en forma de nódulos irregulares o redondeados con tamaños medios de 0,1 a 0,12 mm. las micas son finas y aciculares con longitudes de 10 micras a 30 micras.

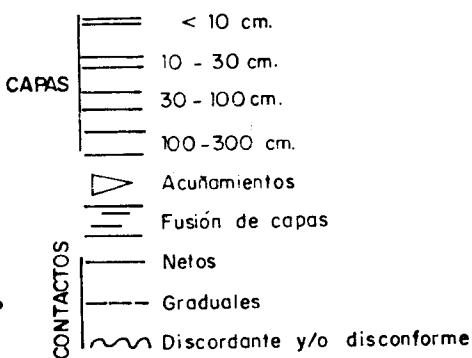
La turmalina suele estar asociada con óxidos de hierro y, normalmente, recrecida. El circón puede presentar formas redondeadas o irregulares. Finalmente, el rutilo suele estar muy alterado a leucoxeno.

Del análisis petrológico de areniscas, para este tipo de rocas, se observa que el cuarzo forma parte del 90 por 100 de la lámina con el 10 por 100 restante de matriz clorítica. Las fracciones corresponden a: un 90 por 100 limo y 10 por 100 arcilla. Los granos son de tamaño medio con un gran redondeamiento.

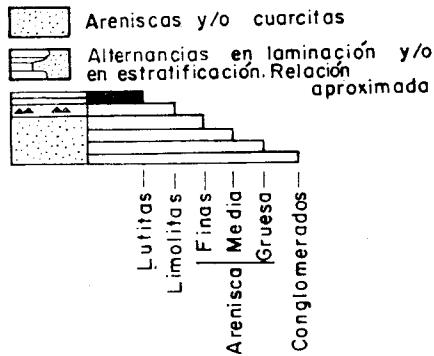
Los únicos restos de fauna clasificable corresponden a los existentes

LEYENDA

I - ESTRATIFICACION



II - LITOLOGIAS



III ESTRUCTURAS

- Estratificación Cruzada
- Laminación de Ripples
- Laminación Lenticular
- Pistas en general

FOSILES

- Braquiopodos

Figure 3

en una muestra tomada en el camino particular a los saltos de Torrejón. Dicha muestra se situaría en la base de todo este tramo cartográfico y en ellas se han clasificado: *Sinuites* (*Sinuites*), cf. *hispanica* (BORN) y *Echinodermata?*, indet., que permiten datar estos depósitos como Llandeilo-Caradoc Inferior.

Al no tener fauna que nos delimita con exactitud el techo de estas cuarcitas, no nos es posible precisar cuándo terminó su sedimentación, por lo que les asignaremos una edad global de Llandeilo-Caradoc.

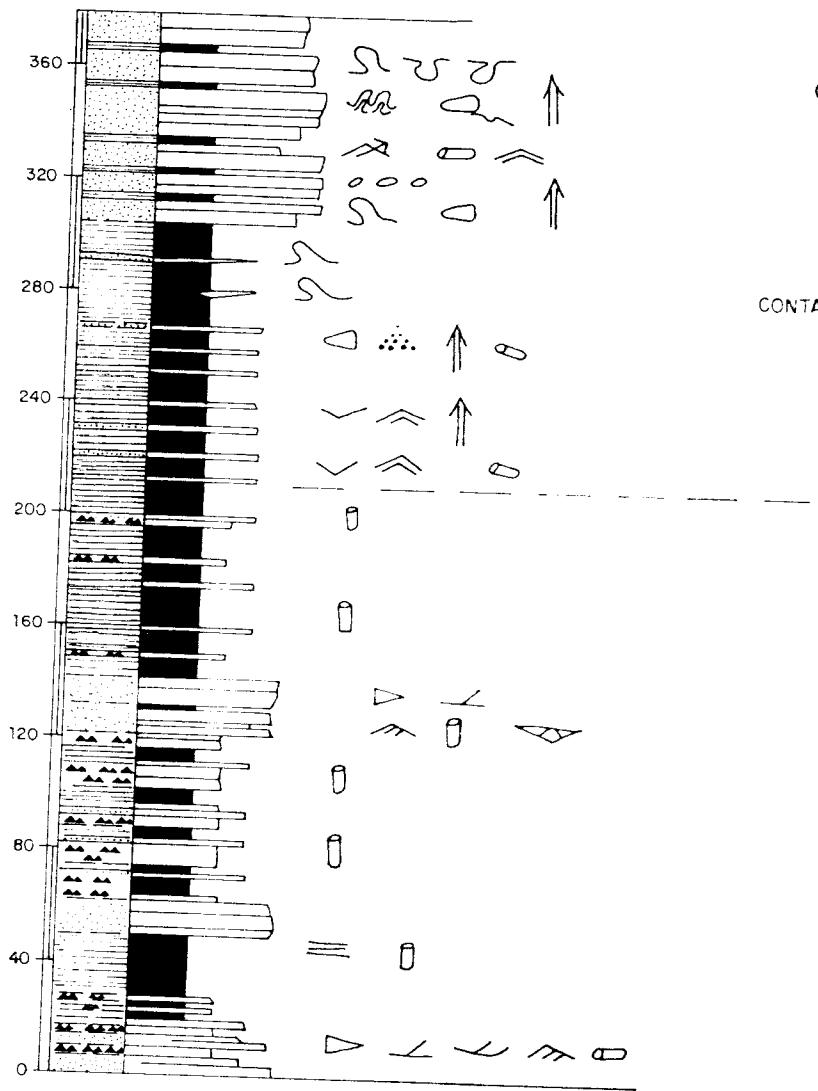
1.2.4 ORDOVICICO SUPERIOR

1.2.4.1 Pizarras (11)

Finaliza la sedimentación del Ordovícico con unos depósitos pizarrosos que intercalan algunos niveles areniscosos que se hacen más frecuentes hacia el techo de la formación.

Se ha establecido una serie en la confluencia de los ríos Tajo y Tiétar, al N de la Sierra de la Umbría, representativa para toda la Sierra (fig. 4). De muro a techo:

- Lutitas y limolitas grises oscuras con capas de areniscas en bancos de 4 a 50 cm. de tonos blancos o gris-verdosos. Las areniscas presentan geometría lenticular, laminaciones de ripples y a veces estratificación cruzada en surco y pistas. Potencia: 28 cm.
- Pizarras negras, dando tonos verdosos por alteración. Los 5 m. superiores son arenosos, presentando laminaciones y abundante bioturbación. Contienen a techo restos de fauna. Potencia: 20-24 m.
- Alternancia de areniscas laminadas con pizarras; éstas últimas están subordinadas. Aparece bioturbación en todo el tramo. Potencia: 1,6 m.
- Areniscas feldespáticas en capas de 0,35 a 1,10 m. de tonos gris claros a pardos. Separándolos aparecen capas de naturaleza pizarrosa-lutítica de hasta 0,13 m. de potencia. En la base de los bancos de areniscas se localizan cantos blandos. Potencia: 10 m.
- Alternancias de pizarras y limolitas y niveles de areniscas de grano fino (1 a 5 cm. de potencia). Algunos tramos presentan bioturbación muy alta de tipo horizontal. Potencia: 50-60 m.
- Areniscas grises en capas de 8 a 30 cm., pueden alcanzar hasta 1,5 m. Aparecen separadas por areniscas de grano más fino y limolitas de aspecto lajeado, que presentan laminación de ripples y bioturbación abundante. Es frecuente el acuñamiento de capas de areniscas y la presencia de estratificación cruzada. En este tramo se localizan restos de Braquiópodos. Potencia: 20 m.



LEYENDA

I - ESTRATIFICACION

- | | |
|-----------|-------------------------------|
| CAPAS | — 10 cm. |
| | — 10 - 30 cm. |
| | — 30 - 100 cm. |
| | — 100 - 300 cm |
| | △ Acuñamientos |
| | — Fusión de capas |
| | — Netos |
| CONTACTOS | — Graduales |
| | — Discordante y/o disconforme |

II - LITOLOGIAS

- | | |
|---|--|
| ■ | Areniscas y/o cuarcitas |
| ▨ | Pizarras |
| ▨ | Limolitas |
| ▨ | Alternancias en laminación y/o en estratificación. Relación aprox. |

III - ESTRUCTURAS

- | | |
|-------|----------------------------------|
| ↙ | Estratificación cruzada |
| ↙ ↘ | Estratificación cruzada en surco |
| ↗ ↘ | Laminación de ripples |
| ===== | Laminación paralela |
| ••• | Laminación gradada |
| ~~~~~ | Laminación convoluted |
| ~~~~~ | Ripples de olas |
| ↖ ↗ | Climbing ripples |
| ↑ | Flute cast |
| ↑ | Flute cast deformados |
| ↑ | Load cast |
| ↑ | Load cast deformados |
| ✓ | Tool marks |
| ↙ | Slumps |
| ↑ | Paleocorrientes |
| — | Pistas en general |
| ○ | Bioturbación |

FOSILES

- | | |
|----|--------------|
| ▽▽ | Braquiópodos |
|----|--------------|

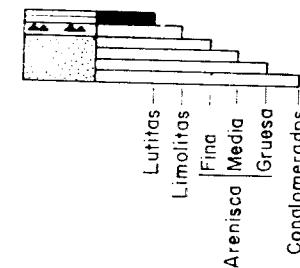


Figura 4

- Pizarras negras, verdosas por alteración, con algunos niveles de limolitas y areniscas de grano fino. Presentan bioturbación. Potencia: 50 m.
- Lutitas y areniscas ordenadas secuencialmente, dando una ritmita con predominio de las lutitas. La potencia de las secuencias oscila entre los 15 y 32 cm. Su característica fundamental es la existencia de marcas de corriente de dirección S-N. La secuencia más sencilla comienza con una superficie erosiva muy plana, con «flutes», «tool-marks» y otras marcas, que da paso a areniscas con granoselección positiva ripples y a veces laminación convolutec. El término final lo constituyen lutitas. A veces aparecen secuencias más complejas. Potencia: 53 m.
- Lutitas negras masivas con capas slumpedizadas de areniscas. Potencia: 36 m.
- Areniscas amarillentas con lutitas negras. Es frecuente en todo el tramo la existencia de capas de areniscas deslizadas y slumpedizadas, laminación convoluted, estructuras de deformación, climbing ripples y pistas horizontales. También existen ortoconglomerados con cantos redondeados y deformados unidos a niveles con estructuras de deformación. Lateralmente, las capas se acuñan o pasan de tener una posición normal, a estar slumpedizadas. Las direcciones obtenidas en las marcas de corrientes, fundamentalmente «flutes», dan también dirección S-N. Potencia: 75 m.

Con relación al medio de deposición, se ha podido ver que en la parte inferior de esta Unidad (los 210 metros basales) las condiciones de sedimentación se pueden considerar análogas a las de las unidades infrayacentes. El depósito se verifica en zonas de plataforma marina caracterizada por condiciones energéticas bajas que se ven interrumpidas esporádicamente por el incremento de la energía y el aporte de materiales detriticos tamaño arena que llegan a dar megaformas. En estos ambientes, serían capaces de desarrollarse diferentes organismos que llegan a producir una bioturbación total del sedimento.

Estas condiciones muestran un cambio importante en la mitad superior de la Unidad que se manifiestan por la inestabilidad de la plataforma y la modificación en el tipo de sedimentación.

La acción de corrientes unidireccionales persistentes de dirección S-N y de las olas dan lugar a secuencias rítmicas que probablemente haya que relacionar más con capas turbidíticas generadas por tormentas, que con abanicos turbidíticos profundos. En este marco la tasa de sedimentación es elevada y se crea además una paleopendiente ligeramente oblicua a las direcciones de corrientes. La bioturbación pasa a ser exclusivamente de tipo horizontal.

La potencia total de esta unidad para toda la Sierra del Cañaveral se estima debe de estar entre los 260 y 350 m.

Del estudio de diversas muestras tomadas en distintos niveles de la serie, ha permitido observar las siguientes características petrográficas:

- Filitas con textura de blastosamítica a blastopelítica según los casos, cuyos componentes mineralógicos principales corresponden a cuarzo, moscovita y clorita y como accesorios más abundantes aparecen feldespatos, opacos, óxidos de hierro y circón. Las moscovitas, que aparecen orientadas por efecto tectónico, son de gran tamaño y muy abundantes, por lo que se podría pensar en la existencia de gran cantidad de minerales arcillosos en la roca original. Los granos de cuarzo suelen estar elongados unas veces por aplastamiento y otras por crecimiento, ya que sus bordes son muy irregulares, y van asociados con filosilicatos.
- Cuarcitas con textura blastosamítica de grano fino esquistosa, que se compone fundamentalmente de cuarzo. Como accesorios más frecuentes aparecen opacos, cloritas, sericitas-moscovitas, plagioclase, circón y rutilo. Los contactos entre las zonas de cuarzo son de formas irregulares y algo interpenetrados. Los filosilicatos se encuentran orientados y a veces constituyen lechos finos. El carácter heterogranular es debido a la existencia de zonas de recristalización intergranular, en general de tamaño muy inferior y subordinadas a las de mayor tamaño.

No se ha recolectado fauna en esta unidad cartográfica, por lo que la suponemos situada en el Ordovícico Superior en base a los datos faunísticos de los materiales infra y suprayacentes.

1.2.5 SILURICO INFERIOR

1.2.5.1 Cuarcitas (12)

En concordancia sobre los sedimentos del Ordovícico Superior se inicia la sedimentación del Silúrico con un pequeño tramo cuarcítico de 5 a 15 m. de potencia que presenta, en muchos puntos, gran dificultad cartográfica, pero que se ha creído oportuno separar, a riesgo de exagerar su espesor, al ser un tramo de gran interés dentro de todo el contexto de la serie paleozoica.

Se trata de cuarcitas gris-blancas bien estratificadas en paquetes gruesos próximos a 1 m., en donde se pueden ver algunas granoselecciones y estratificaciones cruzadas.

Las condiciones de sedimentación serían una continuación de la plata-

forma ya existente, en donde los aportes detríticos más gruesos se depositan de una forma preferente.

Al microscopio se han determinado cuarcitas con textura granoblástica, a veces heterograngular, que tienen como minerales principales cuarzo, seírita-moscovita y clorita, y como accesorios rutilo, leucoxeno, óxidos de hierro, circón, turmalina y feldespato sódico. El cuarzo, que está como componente principal, varía tanto en forma como en tamaño de grano, existiendo en algunos poligonitización. También se observa en algunas muestras elongaciones de cuarzo, así como óxidos en sus bordes. A su vez, los filosilicatos suelen presentar una cierta disposición.

El hecho de no haber encontrado fauna en este nivel cuarcítico, nos obliga a suponer que su sedimentación se produciría dentro del Silúrico, ya que las dataciones más precisas de las pizarras ampelíticas con graptolites del tramo suprayacente corresponden al Llandovery Medio-Superior. Por ello, parece lógico considerar el tránsito Ordovícico-Silúrico en la base de este tramo cuarcítico.

1.2.5.2 Pizarras, areniscas y pizarras ampelíticas (13). Tuff diabásico (V)

Sobre los materiales cuarcíticos de la base del Silúrico continúa, en concordancia, una serie pizarrosa con algún nivel areníscoso, que constituye el tramo superior de la serie paleozoica en este área.

Se trata de pizarras vinosas y gris-negras y pizarras ampelíticas, en niveles que no superan los 10 cm. y que intercalan areniscas rojizas en capas de 3 a 5 cm.

En la parte basal existen algunos niveles interestratificados con carácter lentejonar de rocas tufíticas (V), de los que hemos representado en cartografía, a modo de capa guía, uno de ellos que alcanza puntualmente los 5 m. de potencia. Los afloramientos existentes de estas rocas volcánicas se iniciaron al O de Villareal de S. Carlos (Carretera de Trujillo-Plasencia) y continúan hacia el SE.

En el camino particular de los Santos de Torrejón se ha podido obtener la siguiente serie. De muro a techo:

- Cuarcitas infrayacentes.
- Pizarras violetas y verdes arenosas. En niveles centimétricos y milimétricos. Potencia: 8 m.
- Alternancia centimétrica de niveles areniscosos marrones y blancos y pizarras vinosas con abundantes piritas. Potencia: 8 m.
- Rocas volcánicas alteradas. Potencia: 7 m.
- Pizarras arenosas grises y areniscas rojizas en niveles centimétricos. Potencia: 2 m.
- Rocas volcánicas alteradas. Potencia: 0,7 m.

- Alternancia centimétrica de areniscas y pizarras arenosas grises con laminaciones. Potencia: 8-9 m.
- Pizarras grises. Potencia: 1 m.
- Rocas volcánicas alteradas. Potencia: 2,5 m.
- Pizarras vínoas con laminaciones. Potencia: 2 m.
- Alternancia de pizarras areniscosas gris marrón con laminaciones en capas de hasta 10 cm. y areniscas rojizas en niveles de 3 a 5 cm. En todo el tramo abundan los cubos de pirita de hasta 1 cm. Potencia: 10 a 15 m.
- Alternancia de pizarras arenosas, y areniscas y pizarras ampelíticas negras, en capas centimétricas. Potencia: 10-15 m.
- Pizarras ampelíticas y pizarras negras con abundantes piritas y nódulos piritosos de hasta 3 cm. de diámetro. Restos de graptolites.

Las condiciones de plataforma marina somera ya establecidas, continúan durante la sedimentación de esta unidad que se inicia con un régimen energético menos alterante que da lugar a niveles de pizarras y areniscas. En esta época existirá una cierta actividad volcánica puesta de manifiesto por la presencia lentejonar de rocas tuffíticas. Seguidamente, la plataforma tendría escasos o nulos aportes arenosos que pasarían a un régimen estable con predominio de pizarras negras y pizarras ampelíticas con graptolites.

La potencia total para toda la Sierra se estima que no supera los 100 m.

El estudio petrográfico, sobre láminas realizadas en muestras tomadas en diversos puntos de esta unidad ha permitido clasificar:

- Filitas con textura blastopelítica orientada cuyos componentes mineralógicos principales corresponden a cuarzo, moscovita-sericitas y clorita, en tanto que sus accesorios principales son grafito, opacos, turmalina, circón y rutilo. Los filosilicatos predominan sobre el cuarzo y se presentan en láminas elongadas, orientadas según la esquistosidad S_1 .
- Metagrauvaca con textura blastosómica algo orientada, con cuarzo, sericitas-moscovita y clorita como minerales principales, y opacos, turmalina y circón como accesorios. Los granos de cuarzo tienen un bajo grado de recristalización con formas angulosas y bordes bastante netos. Los filosilicatos provienen de la fracción arcillosa.
- Diabasa anfibólica cuarcífera con textura dolerítica (intergranular), con plagioclasa, actinolita, feldespato potásico? y cuarzo, como componentes principales, y como accesorios, ilmenita, apatito, anatasita, clorita, epidota, clinozoisita, calcita y sericitas.

Dentro de esta unidad cartográfica son muy representativos los niveles de pizarras ampelíticas con graptolites, en donde se han obtenido las siguientes clasificaciones:

- *O. Casas de las Navazuelas*: *Climacograptus innotatus* NICHOLSON; *Spirograptus cf. spiralis* (GEINITZ); *Petalograptus cf. palmeus* (BARRANDE) *Monograptus* sp. y *Pristiograptus?* sp. Edad: Llandovery, probablemente zonas *Crispus-Gristonensis*.
- *E. Casa de las Navazuelas*: *Climacograptus cf. scalaris* (MISINGER); *Climacograptus aff. Innotatus* (NICHOLSON); *Pristiogratus cf. nududs* (LAPWORTH); *Monograptus cf. marri* (PERNER); *Monograptus cf. tullbergi* (BOUCEK) y *Monoclimacis* sp. Edad: Llandovery Medio-Superior.
- *Casa Blanca*: *Monograptus halli* (BARRANDE); *Monograptus cf. sedgwicki* (PORTLOCK); *Spirograptus? turriculatus* (BARRANDE) s.l. *Petalograptus giganteus* BOECK y PRIBYL y *Orthograptus? aff. insectiformis*. NICHOLSON. Edad: Llandovery Medio-Superior.
- *Casas de la Hidroeléctrica*: *Climacograptus* sp. *Plistograptus?* sp. y *Monograptidae?* gen. et sp. Indet. Edad: Llandovery.

Por todo ello consideramos que los depósitos que constituyen esta unidad tiene una edad Llandovery.

1.3 ROCAS PLUTONICAS

Los afloramientos de rocas plutónicas se sitúan en el ángulo NE de la Hoja y pertenecen a la unidad granítica Béjar-Plasencia.

Se distinguen dos tipos de facies:

- Leucogranitos (5).
- Granitos de dos micas (\pm sillimanita) con carácter porfídico variable (6).

1.3.1 LEUCOGRANITOS (5)

Constituyen una masa dispuesta E-O, que en su borde S es intrusiva en las pizarras del Complejo Esquisto-Grauváquico, mientras que en su borde N muestra transición gradual con rocas migmatíticas, con las que alterna, estando, por tanto, parcialmente enraizado. Macroscópicamente, tiene un aspecto general leucocrático, de grano fino-medio, con variables contenidos en biotita y moscovita, así como de pequeños enclaves biotítico-sillimaníticos que predominan hacia los sectores orientales y borde N, zonas donde también la biotita es más frecuente que en las áreas occidentales, en las que predomina moscovita y apenas hay enclaves. El conjunto presenta una ligera orientación E-O.

Petrográficamente se compone de:

- Cuarzo: componente esencial en granos irregulares y de tamaños variables y también asociado a texturas mirmequíticas.
- Feldespato potásico: en general en cristales irregulares, pertíticos, en parte intersticiales. Más raramente subhedral. Ejerce un marcado efecto de corrosión sobre las plagioclasas a las que, en parte, sustituye, de forma que, en ocasiones, puede apreciarse la continuidad entre el feldespato potásico que engloba la plagioclase y feldespato potásico incluido en la misma. En otros casos esta continuidad no es tan patente, y, aparentemente, la plagioclase engloba pequeños fragmentos de feldespato potásico aislados en su interior.
- Plagioclasas: en cristales subhédrales en general, muestran ocasionalmente un ligero zonado difuso. Su contenido en anortita varía entre 8 y 12 por 100. Presenta inclusiones de cuarzo, sillimanita y biotita. A veces presentan también inclusiones de láminas de moscovita, especialmente en las zonas occidentales del granito. Variable grado de alteración a sericitas, aunque en general no muy intenso.
- Moscovita: en láminas de tamaño variables. Es, en su mayor parte, claramente secundaria estando asociada a procesos de alteración de sillimanita. En otras ocasiones un mineral, con aspecto y características similares a moscovita y con ligera tonalidad coloreada, está asociado a pequeños restos de biotita y agujas de rutilo en disposición sagenítica, presentando también alineaciones de minerales opacos a lo largo de los planos de exfoliación. Aparentemente se trata, por tanto, de moscovita derivada de biotita alterada según procesos de baueritzación o similares.
- Biotitas: se encuentra en láminas irregulares de tamaño variable y con frecuencia asociada a sillimanita, en la misma relación textural que presenta el componente residual de las migmatitas adyacentes. Parte de la moscovita integra esta textura residual. La biotita está con frecuencia alterada a clorita y agujas de rutilo dispuestas, en general, según la macla de la sagenita. En otras ocasiones el rutilo se encuentra bajo la forma de cristales irregulares de color marrón oscuro asociados también a los productos cloríticos.

Otros minerales son: rutilo en cristales independientes de los productos de alteración de biotita, anatasita, apatito, circón, turmalina y opacos, en muy pequeñas proporciones. La sillimanita es el más abundante de los accesorios.

1.3.2 GRANITOS DE DOS MÍCAS (\pm SILLIMANITA) CON CARÁCTER PORFÍDICO VARIABLE (6)

Los afloramientos de esta unidad dentro de la Hoja de Malpartida de

Plasencia corresponden, en general, a facies porfídicas predominantemente biotíticas y ricas en sillimanita, netamente intrusivas en las rocas encajantes, excepto en una pequeña zona donde se encuentran en contacto con rocas de tipo migmatítico, con las que presentan algunas alternancias en los bordes y enclaves de las mismas en zonas internas.

Petrográficamente están constituidos por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas (contenidos máximos en anortita del orden del 25 por 100), biotita (asociada o no a sillimanita), moscovita y sillimanita, como minerales más abundantes. Como minerales accesorios aparecen: apatito, circón, anatasia, opacos, minerales de hierro, turmalina, rutilo y topacio.

1.4 ROCAS MIGMATITICAS (4)

Este tipo de rocas afloran en el borde NE de la Hoja en contacto con las facies graníticas, descritas en el apartado anterior, y con los sedimentos de la serie precámbrica (C. E. G.).

El estudio de las rocas migmatíticas, tanto de la presente Hoja como de los afloramientos situados en la de Plasencia (núm. 12-24), ha sido realizado anteriormente por UGIDOS y FERNANDEZ LAGUNA (1973) y UGIDOS (1974), por lo que se indicarán aquí los aspectos más relevantes de la zona ocupada por estas rocas, añadiendo a los mismos los nuevos datos y consideraciones, obtenidos en la realización de esta Hoja geológica dentro del Plan Magna.

De un modo generalizado puede indicarse que:

- a) Los grupos básicos de migmatitas, metatexitas y diatexitas, no tienen una distribución espacial definida sino que ambos alternan de forma irregular de unos afloramientos a otros.
- b) Dentro del conjunto de migmatitas pueden distinguirse dos grupos mineralógicos diferentes: migmatitas con biotita-sillimanita residual y neosoma de composición granítica y migmatitas cordieríticas cuyo neosoma es de composición granocuarzodiorítica con abundante cordierita.
Las primeras muestran transición a leucogranitos, y tanto éstos como aquéllas están afectados por, al menos, una fase de deformación post- S_1 . Las segundas son más tardías y su neosoma no está afectado por dicha fase.
- c) Son frecuentes en zonas internas de los granitos restos de migmatita de idénticas características a las encajantes.
- d) Las proporciones de movilizado anatéctico y de componente residual son muy variables, oscilando el aspecto macroscópico de las migmatitas entre tipos flebíticos y estromáticos, hasta schlieren y nebulíticos,

siendo flebitas, schlieren y nebulitas los más frecuentes (terminología según MEHNERT, 1968).

El estudio microscópico pone de manifiesto que la composición mineralógica de las migmatitas cordieríticas está integrada por: cuarzo, oligoclase, cordierita, feldespato potásico, biotita y sillimanita, como componentes mayoritarios, que varían en sus proporciones dependiendo del tipo de roca considerada. Los cuatro primeros minerales constituyen el neosoma de la roca y los segundos la principal fracción residual.

Las características mineralógicas más destacables son las siguientes:

- Cuarzo: frecuentemente incluidos en plagioclasas y cordierita como cristales redondeados. En mayor proporción en cristales irregulares de tamaños variables en relación textural con plagioclasas, similar a la que muestran en las texturas hipidiomórficas de los granitos. Una tercera relación textural del cuarzo es la que presenta conjuntamente con formas irregulares de cordierita que engloban a varios cristales del primero, con diferentes orientaciones ópticas.
- Plagioclasas: componente esencial de los movilizados anatécticos, se presenta en individuos subhedrales-euhedrales con zonado difuso directo y contenidos máximos en An próximos al 25 por 100, en las zonas centrales. Presentan como inclusiones biotita, cuarzo, circón, sillimanita y, ocasionalmente, pequeños cristales de cordierita.
- Biotita: dependiendo del grado de evolución de las migmatitas, puede predominar biotita residual, en general con sillimanita y/o fibrolita, o biotita en láminas aisladas entre los componentes félsicos de las migmatitas. La primera, junto con la sillimanita, define la esquistosidad de la roca anterior al proceso anatético. La segunda es posterior y formada como consecuencia de este proceso, al menos en parte.
- Cordierita: se encuentra bajo una amplia gama de formas texturales, UGIDOS (1976), que van desde cristales miméticos, en relación con la asociación biotita+sillimanita, a cristales euhedrales independientes. Los primeros predominan en metatexitas y los segundos en diaxitas. La alteración de cordierita tiene lugar a productos isotropos y/o pinnita y biotita y moscovita, si bien frecuentemente está sin alterar, especialmente en rocas con bajo contenido en feldespato potásico. Puede presentar como inclusiones sillimanita, biotita, cuarzo y circón o carecer totalmente de las mismas.
- Sillimanita: se encuentra bajo las siguientes formas:
 - Fibrolita: asociada o no a biotita, con frecuencia forma agregados de aspecto noduloso alargado de hasta 3-4 cm. El origen de este mineral debe estar relacionado con fenómenos anatéticos

tempranos durante los que se formaron los leucogranitos y se produjo movilización de aluminio a partir de éstos. No hay evidencia de que la fibrolita proceda de la inversión de algún otro polimorfo alumínico.

La fibrolita puede estar incluida en cuarzo, plagioclasas, cordierita y feldespato potásico.

- Sillimanita I: en forma de prismas aciculares que forman haces asociados a biotita y fibrolita o independientes de estos minerales, así como incluidos en otros.
- Sillimanita II: en cristales equidimensionales o en prismas no aciculares independientes en parte de los otros tipos de sillimanita asociados a biotita. Es el único tipo de sillimanita que no parece haber sido afectado por deformaciones posteriores a la primera fase hercínica.
- Feldespato potásico: componente mineral poco abundante, de forma que los movilizados anatácticos tienen composición mineral predominante granodiorita-cuarzodiorítica rica en cordierita. No obstante, puede llegar a ser también un componente cuantitativamente esencial con lo que la roca presenta, entonces, una composición granítica. En estos casos es típica la alteración total de cordierita a pinnita o al conjunto biotita-moscovita, así como la alteración acusada de sillimanita a moscovita. Los movilizados pueden carecer de cordierita y tener abundante feldespato potásico. Su aspecto es, entonces, leucogranítico.

Otros minerales son: apatito, opacos, minerales de hierro, circón, anatasia, clorita-rutilo y turmalina.

- Andalucita: anteriormente (UGIDOS, 1976, p. 37) se había indicado la ausencia de andalucita en migmatitas. Los nuevos datos revelan que también este mineral se encuentra en dichas rocas aunque es muy poco frecuente. El hecho de que la andalucita presente inclusiones de fibrolita y que al mismo tiempo no muestre transición a fibrolita en los bordes sugiere que el primero es posterior y procede de la inversión del segundo.

Estas migmatitas cordieríticas no muestran transición a leucogranitos, sino a granitos heterogéneos ricos en cordierita alterada a pinnita, presentando también restos de la asociación biotita-sillimanita. Estos granitos heterogéneos no son representables cartográficamente y están relacionados con migmatitas cordieríticas de tipo nebulítico. Su mineralogía es básicamente la misma, si bien el contenido en feldespato potásico es superior, lo que justifica la denominación de granitos, y la cordierita está sistemáticamente alterada a pinnita.

Las migmatitas relacionadas con los leucogranitos no presentan cor-

dierita en su neosoma y tanto éste como el paleosoma están afectados por una fase de deformación post-S₁. Mineralógicamente están constituidas por biotita y sillimanita como fases residuales y por cuarzo-feldespato potásico-albita/oligoclase ácida como fases anatécticas. Las diferencias mineralógicas entre ambos grupos de migmatitas deben de estar condicionadas básicamente por su origen a partir de diferentes protolitos: predominantemente pelítico en el caso de las cordieríticas y más rico en componentes cuarzofeldespáticos en el caso de las relaciones con leucogranitos.

1.5 ROCAS FILONIANAS

1.5.1 DIQUE BASICO ALENTEJO-PLASENCIA (3)

Esta importante manifestación filoniana, con un recorrido de más de 500 Km., sólo aflora parcialmente en el borde NO de la Hoja y queda casi totalmente tapado por depósitos cuaternarios y terciarios. Sin embargo, dada su importancia, hemos creído oportuno reseñarlo en la cartografía de una forma continua desde el límite con la Hoja limítrofe por el O, Torrejoncillo (núm. 11-25) hasta el cruce de la carretera nacional Cáceres-Salamanca con la de Galisteo, aunque su localización en campo no sea fácil. No obstante, mediante foto aérea queda reflejada su existencia bajo los recubrimientos que en ocasiones provienen de la misma alteración del dique. Así, pues, los datos petrográficos se han tomado de las muestras estudiadas de la Hoja de Plasencia, donde aflora y extruye en varios puntos sin apenas alteraciones.

Sus características han sido consideradas en numerosos trabajos tanto en España como en Portugal, en los que se hace referencia tanto a su edad y significado en relación con la apertura del Atlántico Norte, SCHERMERHORN et al. (1978), como a diversos aspectos petrológicos y químicos, GARCIA DE FIGUEROLA (1963, 1965), CORRETGE (1971), CORRETGE y GARCIA DE FIGUEROLA (1971), GARCIA DE FIGUEROLA Y CARNICERO (1973), GARCIA DE FIGUEROLA et al. (1974).

El dique se compone petrográficamente de dos tipos de rocas, diabasa y gabro, predominando la primera en las zonas de borde y el segundo en zonas centrales. Los afloramientos situados en la Hoja de Plasencia corresponden al tipo gábroico y se caracterizan por presentar la siguiente mineralogía: hornblenda verde o parda que sustituye en muchos casos y de forma casi total a un piroxeno de tipo pigeonítico del que apenas quedan restos, plagioclasas con contenidos en anortita oscilan en torno al 50 por 100, biotita en proporciones variables, pero siempre con carácter accesorio, cuarzo en cristales aislados y, más frecuentemente, formando parte de texturas micro-

pegmatíticas. Otros minerales accesorios más frecuentes son opacos y apatito.

Desde un punto de vista geoquímico presenta características típicamente toléticas, GARCIA DE FIGUEROLA et al. (1974), y su edad ha sido establecida en varias ocasiones en distintas zonas con resultados que oscilan entre 275 m.a., SOARES DE ADRRADE (1972), 220 m.a., TEIXEIRA y TORQUATO (1975) y entre 220-160 m.a., SCHERMERHORN et al. (1978), indicando estos últimos autores que la intrusión no ha tenido lugar en un episodio único sino a lo largo de varias decenas de millones de años, abarcando desde el Jurásico Inferior al Jurásico Medio, con probable comienzo en el Triásico Superior.

1.5.2 DIQUES DE CUARZO (2)

Constituyen un importante haz, tanto a escala regional como en el marco de la Hoja, no obstante, al presentar espesores centimétricos o decimétricos no es posible su representación cartográfica. Sólo en casos muy aislados con espesores métricos y cierta continuidad en la extrusión se han marcado en la cartografía.

La génesis de estos diques, que presentan direcciones paralelas o subparalelas a la primera esquistosidad hay que buscarla posiblemente en la etapa de diagénesis del sedimento con la consiguiente pérdida de agua rica en sílice, o bien se generan durante los primeros estadios del aplastamiento producido por la primera fase de deformación hercínica, o un efecto conjunto de ambos (pérdida de agua rica en sílice por diagénesis y aplastamiento debido a la primera fase). Posteriormente estos diques se «budinan» debido a que constituyen un nivel competente limitado por niveles incompetentes (pelíticos).

Este efecto de «boudinage» ha sido comprobado en numerosos puntos en zonas próximas, sobre todo cuando el dique está encajado entre sedimentos de granulometría muy fina. Por otro lado se ha podido estudiar el efecto de este primer plegamiento hercínico en pequeñas venas (centimétricas) de cuarzo por lo que parece probado que su formación es anterior o al menos sincrónica con dicha fase.

Desde el punto de vista petrográfico los diques de cuarzo son bastante monótonos. Normalmente son rocas casi monominerales formadas por cuarzo y cantidades muy accesorias de hematites que no llega al 0,5 por 100 en volumen.

El cuarzo cristaliza en forma de grandes placas anhedrales con bordes de grano rectos o débilmente suturados. Tienen una deformación interna intracristalina que se traduce en dos fenómenos: extinción ondulante y poligonización sin que, en ningún caso, lleguen a individualizar subgranos.

La proporción de inclusiones fluidas bifásicas es bastante elevada (apro-

ximadamente 1-2 por 100 del volumen del cuarzo) y se disponen fundamentalmente según dos direcciones.

Algunos diques de cuarzo tienen mineralogía un poco más compleja. Destacan entre otros los constituidos por cuarzo y apatito y cantidades accesorias de clorita, albita, moscovita y feldespato potásico.

1.6 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

1.6.1 ESQUISTOS MOTEADOS Y METAGRAUVACAS MOTEADAS (1)

La problemática planteada en la diferenciación del metamorfismo de contacto del regional queda ampliamente discutida en el apartado 4.2 (Petrología metamórfica).

En dicho apartado se concluye que la evolución del metamorfismo ha sido un proceso complejo y largo en el tiempo que en sus estadios finales ha tenido lugar con telescoping de las isogradas iniciales, de forma que las asociaciones metamórficas regionales de más alto grado coinciden en el tiempo con asociaciones de contacto de grado medio (cordierita II y andalucita II), por lo que no es claramente separable el «metamorfismo de contacto» y el «metamorfismo regional» dada, además, la proximidad espacial. En consecuencia se consideran ambos como el resultado de un mismo proceso térmico, prolongado en el tiempo por el efecto intrusivo de los granitos.

No obstante, en la cartografía se ha marcado un límite aproximado de influencia del metamorfismo de contacto, a una distancia de las rocas intrusivas comprendida entre 500 y 2.500 m., entre las isogradas de la andalucita y de la biotita.

Esta aureola de metamorfismo de contacto está constituida petrográficamente por esquistos, cuarzo-biotíticos y metagrauvacas cuarzosas, principalmente, que suelen presentar un moteado formado por pseudomorfos pinníticos y sericíticos derivados de la alteración de porfidoblastos de cordierita y andalucita. Tanto si estos minerales se encuentran alterados como si no, es posible observar que incluyen láminas de biotita orientadas subperpendicularmente a la esquistosidad S_1 . Este dato, unido al hecho de que ambos minerales son tardíos respecto a una fase que pliega dicha esquistosidad, permite situar el metamorfismo de contacto como tardío respecto a dos fases de deformación.

1.7 TERCIARIO

Dentro del marco de esta Hoja existen sedimentos terciarios pertenecientes a dos cuencas claramente diferenciadas: Cuenca del río Tiétar y Cuenca

asociada a la falla de Plasencia (sedimentos asociados a la falla de Plasencia), ambas con un claro control estructural.

La primera de ellas se localiza en la zona oriental prolongándose hacia la depresión del Tajo y, al menos dentro de la superficie del estudio, se encuentra rellena por depósitos muy uniformes definidos por arcosas y subarcosas de grano grueso.

La segunda está ocupada por arenas, arcillas y conglomerados y se ubica al NO de la Hoja en una clara relación genética con los últimos movimientos de la falla de Plasencia.

1.7.1 MIOCENO

1.7.1.1 Arcosas y subarcosas (Cuenca del río Tiétar) (14)

Esta unidad cartográfica está constituida fundamentalmente por arenas arcósicas y subarcósicas micáceas de grano grueso y muy grueso, entre las que se individualizan esporádicamente algún nivel lentejónar conglomerático de composición más cuarcítica. Son frecuentes los niveles arenosos endurecidos, y, por lo general, en forma masiva o bien con estratificaciones cruzadas groseras en surco.

La coloración gris y también blanco verdosa, es otra constante, aunque en ocasiones presentan un moteado rojo pálido. Los contenidos en fango son relativamente altos, oscilando entre un 25 y un 35 por 100. Localmente contienen concreciones aisladas de carbonato cálcico.

Los niveles situados inmediatamente encima del zócalo pizarroso (Complejo Esquisto Grauváquico), que no aparece alterado, presentan una fuerte cementación por materiales arcillosos e incluyen cantos de cuarzo, esquistos y liditas. Estos son de angulosos a subredondeados y tienen un centímetro de al menos 8 cm.

Del estudio de minerales pesados de diversas muestras se desprende que el apatito y la turmalina son los minerales mayoritarios. El primero aparece con porcentajes entre 30 y 60 por 100 y el segundo entre un 10 y un 35 por 100.

El análisis mineralógico mediante difracción de rayos X de una muestra arcillosa de la base de la unidad da como resultado que los filosilicatos se encuentran en un 35 por 100, siendo éstos: Esmectita (70 por 100), illita (25 por 100) y caolinita (5 por 100).

La potencia de esta unidad, de clara procedencia de las rocas graníticas situadas al N, alcanzaba los 100 m. en algún punto, como se deduce de datos de sondeos realizados con fines hidrogeológicos.

La edad de estos sedimentos eminentemente arcósicos, no podemos precisarla por carecer de datos paleontológicos. Así pues, la atribuimos al Mioceno por correlaciones de facies y de tipo regional.

1.7.1.2 Arenas, arcillas y conglomerados (sedimentos asociados a la falla de Plasencia) (15)

Constituye un pequeño afloramiento situado al N de la presente Hoja y que se prolonga por la de Plasencia hasta la localidad del mismo nombre.

Litológicamente se caracterizan estos depósitos por estar formados por arcillas más o menos rojizas, arenas, arenas arcillosas y niveles de conglomerados formados por cantos poco o nada cementados, angulosos y con características lenticulares. Estructuralmente tienen una ligera inclinación hacia el N-NE (5-10°) y su deposición debe relacionarse con movimientos tardíos de la falla de Plasencia.

Por lo que se refiere a la edad de esta unidad, el único dato faunístico es el descubrimiento en la base, en las proximidades de Plasencia, dentro de la Hoja del mismo nombre, HERNANDEZ-PACHECO, F., y CRUSA FONT PAIRO (1960 a y b), de restos óseos y dentarios de un rinoceronte primitivo, *Hispanotherium matritense*, que indica una edad del Aragoniense Medio (NM4-5), semejante a la de los yacimientos de San Isidro, Puente de Toledo, la Hidroeléctrica, Moratines y O'Donnell, de la cuenca de Madrid, ALBERDI et al. (1981 a y b, y 1983) y al de Torrijos en la Cuenca del Tajo occidental, AGUIRRE et al. (1982).

La potencia máxima de esta unidad no debe sobrepasar los 100 m., aunque las malas condiciones de observación y la ausencia de datos de sondeo hacen que cualquier estimación pueda ser errónea.

1.8 PLIOCUATERNARIO

1.8.1 CANTOS REDONDEADOS, ARENAS Y ARCILLAS (16)

En el área del cortijo de las Carboneras, en el cuadrante NE de la Hoja, al sur de la carretera Malpartida de Plasencia-Navalmoral, se localizan unos replanos con una ligera inclinación hacia el SE que suponemos deben ser restos de una antigua superficie.

Los depósitos que se encuentran asociados a esta superficie corresponden a materiales detríticos groseros cuya litología dominante son cantos de cuarcita, fundamentalmente, y cuarzo, empastados en una matriz arcillo arenosa rojiza. El tamaño medio de los cantos es 2-4 cm. y la potencia de la unidad no sobrepasa los 3-5 m.

Aunque en realidad las características litológicas difieren un poco de la «Raña» típica de Guadalupe, área de mayor proximidad donde ha sido definida con exactitud, su posición geomorfológica es la misma, por lo que cronológicamente la situamos en el Plio-Cuaternario.

1.9 CUATERNARIO

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.

En este apartado se describen los diferentes tipos de materiales cuaternarios cartografiados, entre los que cabe destacar, los depósitos de pie de monte, los glaciares, los depósitos de tipo coluvionar, los diferentes niveles de terrazas, conos de deyección y aluviales.

1.9.1 PLEISTOCENO INFERIOR

1.9.1.1 Cantos subangulosos y angulosos, arenas y arcillas.

Pie de monte (17)

Se trata de una unidad cuaternaria adosada a la sierra paleozoica cuyos afloramientos más significativos se encuentran al N de la Sierra de Serrejón. Aparte, y a modo de pequeños retazos, existen también depósitos de esta unidad al N de la Sierra de la Serrana. En general el espesor total no supera los 3 m., siendo su edad imprecisa por falta de datos paleontológicos aunque pensamos pudiera corresponder al Pleistoceno Inferior?

1.9.1.2 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (18)

Este grupo litológico corresponde al nivel de terraza del río Tiétar más antigua dentro de la Hoja. Corresponde a una terraza situada en la zona interior de la sierra del Cañaveral y su cota con relación al cauce actual es de unos 100 m.

La litología está formada por cantos de cuarcita y arenisca procedentes de áreas paleozoicas con tamaños variables de 5 a 15 cm. La matriz es en esencia arenosa y el contenido en arcillas rojas variable.

1.9.2 PLEISTOCENO MEDIO

1.9.2.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas.

Terrazas (19), (20), (21), (22), (23), (24), (25) y (26)

De forma escalonada se han localizado hasta ocho niveles de terrazas del Pleistoceno Medio situadas a las siguientes cotas relativas: 70 m., 55-60 m.,

45-50 m., 40-45 m., 35-40 m., 30-35 m., 25-30 m. y 20-25 m., respecto al río Tiétar.

Su composición litológica varía según su situación. Así, el primer nivel que sólo se localiza en el área de la sierra tiene abundantes cantos de cuarcita y arenisca. Por el contrario los restantes niveles se componen fundamentalmente de cantos de granitos y cuarzo con arenas muy silíceas. Los cantos por lo general son bastante redondeados y sus tamaños varían entre 5 y 15 cm. La matriz también depende de su situación siendo mucho más arenosa y silícea la de las rocas ubicadas al N de la sierra.

1.9.3 PLEISTOCENO MEDIO-SUPERIOR

1.9.3.1 **Cantos de cuarcita subredondeados con matriz arcillo-arenosa roja. Glacis de cobrera (27)**

Tiene muy escasa representación, ya que sólo, al menos a la escala de trabajo, tienen representación cartográfica al N de la Sierra de Serrejón, a la cual deben su origen.

La litología es similar a la de un depósito coluvionar actual, y está formada por cantos subredondeados de cuarcitas más o menos sueltos sobre una matriz arenoso-arcillosa rojiza.

1.9.4 PLEISTOCENO SUPERIOR

1.9.4.1 **Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (28) y (29)**

Estos dos niveles de terrazas se localizan en ambas márgenes del río Tiétar y al N de la sierra por lo que su composición litológica esencial son cantos de granito y cuarzo. No obstante de forma dispersa aparecen también cantos de cuarcita que interpretamos deben ser heredados de un antiguo nivel de «raña».

Las alturas relativas de estos dos niveles son 10-15 m. y 3-7 m.

1.9.5 PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO

1.9.5.1 **Bloques y cantos angulosos empastados en una matriz areno-arcillosa. Coluviones (30)**

Se sitúan adosados a los relieves paleozoicos del sur de la Hoja donde forman un depósito casi continuo que orla las sierras.

Están constituidos por bloques y cantos de cuarcita, fundamentalmente, empastados en una matriz de composición areno-arcillosa.

1.9.5.2 CANTOS SUBREDONDEADOS CON MATRIZ ARCILLO-ARENOSA. CONOS Y ABANICOS ALUVIALES (31)

Se desarrollan, principalmente, sobre los materiales terciarios de la zona oriental de la Hoja y se componen de cantos subredondeados de cuarzo, granito y esquistos empastados, en mayor o menor medida, por una matriz arcillo-arenosa.

1.9.6 HOLOCENO

1.9.6.1 CANTOS, ARENAS Y ARCILLAS. LLANURA ALUVIAL (32)

Sólo está representada en el río Tiétar y en algunos arroyos del norte de la Hoja. Su litología fundamental es análoga a la de cualquier terraza.

1.9.6.2 CANTOS, ARENAS Y ARCILLAS. ALUVIAL (33)

Excepto en el río Tiétar aparecen con escasa entidad debido a las características de los arroyos de la Hoja. Cuando existen presentan una litología de cantos de esquistos, granitos y cuarzo, fundamentalmente, sueltos en una matriz aren-arcillosa.

1.9.6.3 ARENAS Y CANTOS SUBANGULOSOS. ALUVIAL-COLUVIAL (34)

Se distingue esta unidad en la cabecera de algunos arroyos donde se forma un depósito, constituido principalmente por arenas y cantos subangulosos de granito o esquistos según el área madre.

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 Sinclinorio de la Sierra de Cañaveral, 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 dos fases de deformación tardihercínica, sin orden cronológico establecido, pero en donde destaca una de ellas como la principal (N 30-50° E) al originar una esquistosidad de crenulación subvertical que no lleva asociada ningún tipo de macroestructura.

Finalmente, existen una serie de fallas oblicuas a las estructuras, que han actuado como fallas normales y de desgarre con pequeño desplazamiento, y que asimilamos al sistema de fracturas tardihercínicas de amplio desarrollo en todo el Macizo Hespérico. Es a este sistema al que pertenece la falla de Alentejo-Plasencia que produce desplazamientos en la horizontal de hasta 3 km. y que cruza la Hoja por el ángulo NO.

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 Ordovílico 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 la carretera comarcal Alburquerque-Herrerauela). El pliegue tiene un plano axial de dirección N 136° E y buzamiento 58° S, y un eje de dirección N 22° E y plunge 55° S y es cortado

por la esquistosidad primaria hercínica (S_1) con una dirección N 136° E y buzamiento 80° S. Si descontamos, por medio de una falsilla de Wulff, el efecto del plegamiento hercínico llevando la estratificación media de la zona (dirección N 120° E, buzamiento 60° S) a la horizontal, nos queda una dirección primitiva para ese eje de aproximadamente N 35° E.

También, y dentro del ámbito de la Hoja núm. 9-27 (Membrío), BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1980), en el punto kilométrico 10,900 de la carretera comarcal Membrío-Alcántara se ha localizado otro pequeño pliegue, tipo «Mullions», de las mismas características con un eje de dirección N 85° E y plunge 52° N, y atravesado por una esquistosidad de primera fase (S_1) de dirección N 154° E con un buzamiento de 65° N que corta a los dos flancos.

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 buzarían entre 30° NO y 50° SE. Estos pliegues no llevarían asociado ningún tipo de esquistosidad, o al menos esta no se ha detectado.

Finalmente, para la zona N, limítrofe 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 HERCÍNICAS

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 deben su origen a la primera fase de deformación Hercínica, que afecta de diferente manera al conjunto de materiales existentes en la Hoja. Por ello, se distinguen dos tipos de pliegues, corres-

pondientes a los dominios precámbrico y paleozoico, con las siguientes características:

a) *Dominio precámbrico*

En el Complejo Esquisto-Grauváquico del Precámbrico Superior no existen los pliegues cilíndricos, ya que la deformación se produce sobre superficies (S_0) previamente plegadas.

Los pliegues correspondientes a este primer dominio 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 80° E y N 120° 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 decimétricos 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.

b) *Dominio paleozoico*

Los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Su amplitud varía entre 0,5 Km. y 2,5 Km., y la longitud de onda entre 1,5 Km. y 4 Km. El estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competentes, tendiendo a similares en las incompetentes.

Todos los pliegues que configuran el llamado sinclinal de Cañaveral, que se sitúa, en parte, dentro de la presente Hoja, forman en su conjunto un gran sinclinorio con vergencia NE.

A nivel individual los sinclinales tienen su flanco sur (equivalente al norte en los anticlinales) subverticales o invertidos con buzamientos superiores a los 70°. Para los flancos normales, tanto en anticlinales como en sinclinales, los buzamientos son muy variables y oscilan entre la subverticalidad y la subhorizontalidad (Hojas núms. 12-25 y 12-26, Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente).

La dirección general de todo el Sinclinal es de N 120°-130° E, que coincide con la que origina la primera fase de deformación Hercínica, a la que debe su origen. No obstante, y por efecto del sistema de fallas senestras N 40°-50° E, esta dirección sufre una clara modificación a N 90° E que afecta a toda la zona media de la estructura (Hojas núms. 10-25, 11-25, 12-25 y 11-26).

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 pre-existentes.

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 afecta 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 buzan hacia el Norte que los que buzan hacia el Sur).

En general, hemos visto que este tipo de pliegues tienen una traza axial de dirección N 100-120° E, con planos axiales que buzan al N o al S de 0 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 subhorizontales.

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., en tanto que en los materiales paleozoicos su representación es menor y llega a estar ausente en algunos puntos.

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 monoclinal plegada el techo y el muro en cada punto.

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el conteo de 184 polos de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 121° E y buzamiento de 86° S (fig. 5).

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 en el apartado 2.3.1.2.

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 a los pliegues del plano axial N 10-35° E. Por el contrario, en los distintos afloramientos en donde están presentes los pliegues de plano axial N 100-120° E subhorizontales, no hemos visto que lleven asociado ningún tipo de esquistosidad.

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 167 polos de las lineaciones L_1 , que tienen un buzamiento menor de 90°. El resultado obtenido es un punto máximo de dirección N 123° E y plunge de 20° hacia el S (fig. 6).

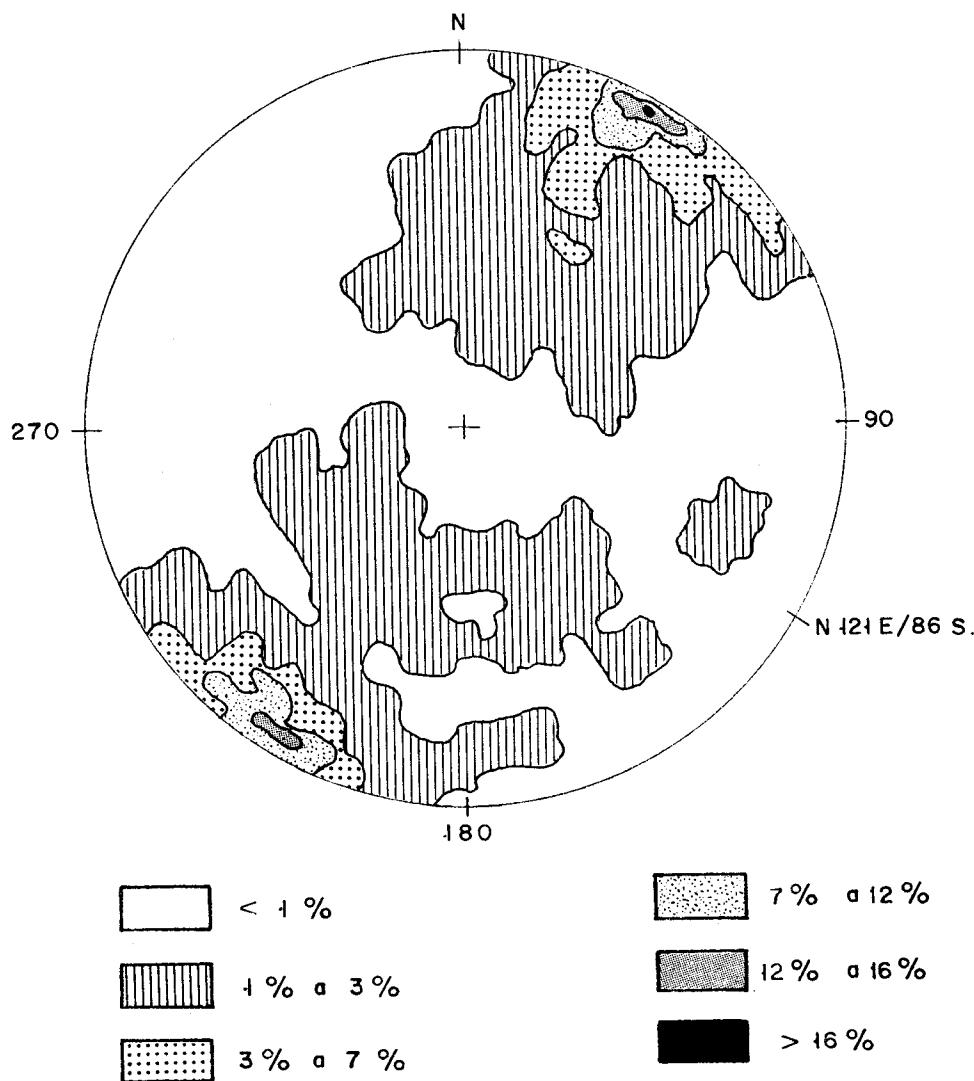


Figura 5.—Proyección de 184° polos de la esquistosidad primaria S_1 . Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

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

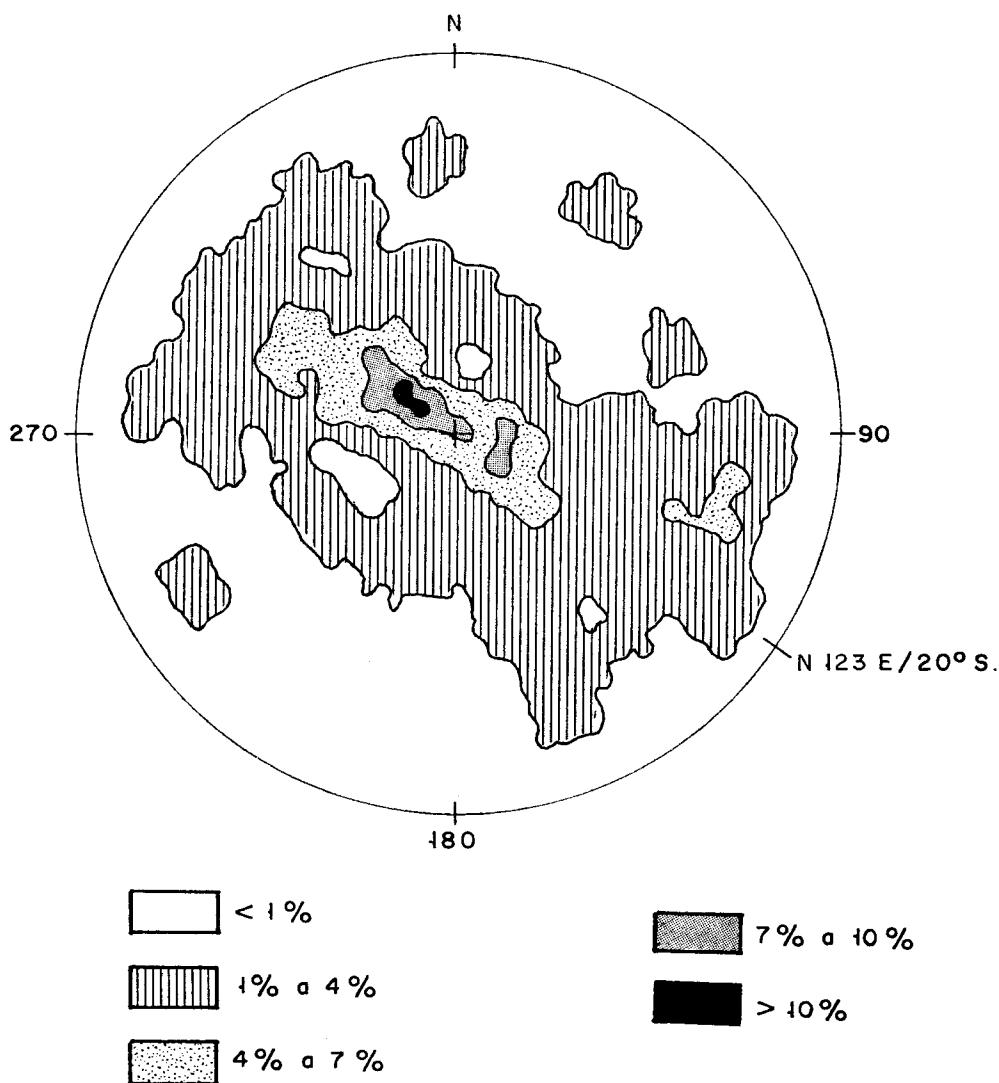


Figura 6.—Proyección de 167 polos de la lineación de intersección L_1 . Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).*

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

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 los 0,5 cm. de diámetro, visibles en capas samíticas con granulometría grosera y en microconglomerados.
- Deformación de cantos de naturaleza cuarzograuváquica principalmente, dispersos en pizarras. El tamaño máximo de los cantos es de 4 a 6 cm., según el eje mayor del elipsoide de deformación.

Este tipo de deformaciones se han localizado en diversos afloramientos de la carretera comarcal a Galisteo, en el vértice NO de la Hoja.

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 llenas de cuarzo que suponemos, al no estar replegadas, deben su origen a la misma fase de deformación.

2.3.3.2 Lineaciones tardías

No se ha localizado ningún tipo de lineaciones relacionadas con las distintas deformaciones tardías existentes en el área de estudio.

2.3.4 FRACTURAS

Se distinguen dos tipos a escala regional que también están representadas dentro del marco de la presente Hoja:

— Dirección N 80-120° E

Esta familia está bien definida tanto en los materiales paleozoicos 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 a escala regional en diversos puntos pone de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

Del estudio de algunas fracturas de este tipo dentro de la Sierra de S. Pedro (Hoja núm. 10-23, Arroyo de la Luz) se dedujo su similitud con las descritas por OEN ING SOEN (1970), en el norte de Portugal, es decir,

debe tratarse de desgarres con componente vertical que han debido actuar en varias ocasiones dando como resultado final movimientos en tijera.

— Dirección N 15-50° E

Constituye a nivel regional el principal sistema de fracturas del cual forma parte la falla de Alentejo-Plasencia. Esta fractura tiene un recorrido de más de 400 Km. de longitud y corresponde a una falla direccional senestra con desplazamiento horizontal de 3 Km. Atraviesa la Hoja por el ángulo NO, con una dirección N 50° E.

Estas fallas son causantes de la inflexión que presentan todas las estructuras, tal como se puede observar en las medidas de S_0 , S_1 y L_1 existentes en sus proximidades.

— Dirección N 150-160° E

Corresponde a un sistema de fracturas de segundo o tercer orden, con ligero desplazamiento horizontal y movimiento dextro que va asociado con el de dirección N 15-50° E, ya descrito.

3 GEOMORFOLOGIA

La morfología de la Hoja queda caracterizada por la ruptura que se produce en el paisaje al pasar de una zona de sierra en el sur de la Hoja, al replano que se extiende por el resto de la misma.

Al norte, por la zona occidental, se abre la cuenca terciaria del río Tiétar sobre cuyos depósitos se desarrollan la mayoría de las superficies de terrazas existentes, que constituyen las unidades morfológicas más destacables.

La sierra, que estructuralmente corresponde a un sinclinal invertido, presenta varios bancos de cuarcitas que destacan a modo de crestones alcanzando la cota más alta (690 m.) en la Sierra de Serradilla. La cota media de estos crestones se sitúa sobre los 450 m.

El resto de la superficie de la Hoja está ocupada por sedimentos del C. E. G. que forman en general una penillanura con relieves alomados donde los arroyos se encajan fuertemente sin apenas dejar depósitos. No obstante, en el área noroccidental y norte existen relieves anómalos dentro de estos depósitos (Alto de Campillones, Sierra de Berenguel, Loma de Mengona)

debido principalmente a la existencia de niveles más competentes (conglomerados y cuarzograuvacas) y a la presencia de importantes fracturas.

Las terrazas, que como hemos dicho, constituyen las unidades morfológicas más destacables se sitúan en el área oriental de la Hoja y se presentan asociadas al cauce del río Tiétar o a alguno de los arroyos que vierten sus aguas a él (Valbuena, Porguerizo, Tejada, etc.). Se distinguen hasta 12 niveles, siendo del orden de 100 m. la cota relativa del primer nivel. La disposición de estos depósitos, en ambos márgenes, indica una relativa simetría del valle.

Aparte, como superficies morfológicas destacables cabe mencionar los glacis, en general de cobertura, que descienden de las sierras de la Serrana y de Serrejón, y los coluviones que forman una orla prácticamente continua al pie de la sierra.

Por último, en el ángulo NE de la Hoja, afloran materiales graníticos sobre los que se desarrollan los típicos berrocales en los que aún pueden reconstruirse la disyunción interna.

4 PETROLOGÍA

4.1 PETROLOGÍA IGNEA

Teniendo en cuenta los datos expuestos en el apartado de estratigrafía el significado de las rocas graníticas puede sintetizarse en los siguientes puntos:

- a) Los leucogranitos se han producido durante momentos en torno a la fase tardía principal. Tanto sus relaciones con rocas migmatíticas como sus características petrográficas permiten establecer que se trata de granitos originados por anatexia de niveles litológicos próximos a su posición actual, como lo confirma la transición gradual con migmatitas y, en el caso de la masa de leucogranitos al O de Tejeda del Tiétar, la transición gradual con rocas de tipo nefísico leucocrático. Pueden considerarse como granitos autóctonos y por tanto apenas desplazados de sus puntos de origen.
- b) Los granitos de dos micas presentan características que indican igualmente su origen anatéctico a partir de materiales metasedimentarios dada su mineralogía y relación con las migmatitas. Igualmente los datos químicos, UGIDOS (1974), BEA (1975), muestran una relación

$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ propia de rocas peralumínicas, en buen acuerdo con los datos petrográficos y de campo, que evidencia su pertenencia al tipo S, CHAPPEL y WHITE (1974).

- c) Dadas las relaciones espaciales y temporales entre los granitos y las migmatitas se concluye que ambos tipos de rocas tienen su origen en el mismo proceso anatéctico que debió comenzar ligeramente antes de la fase tardihercínica principal (F2) y continuar tardíamente respecto a la misma.

4.2 PETROLOGIA METAMORFICA

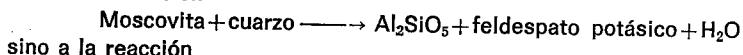
4.2.1 CARACTERISTICAS GENERALES DEL METAMORFISMO

El estudio del metamorfismo ofrece dificultad en lo que se refiere a la separación entre los efectos de un metamorfismo regional y los efectos térmicos derivados de la intrusión de los granitos debido a la coincidencia espacial entre la disposición de estos y la situación de las isogradas regionales. Así, minerales como andalucita y cordierita presentan dudas en cuanto a su génesis, no estando claro si han sido originados por uno u otro tipo de metamorfismo, por la superposición de ambos o, lo que se considera más probable, por un proceso térmico continuo prolongado en el tiempo por efecto intrusivo de los granitos, con subsiguiente telescoping de las isogradas iniciales.

Hecha esta matización, se señalan a continuación las características más destacables en relación con la petrografía metamórfica.

El metamorfismo comienza con el desarrollo de la esquistosidad de flujo, no habiendo encontrado restos minerales anteriores, que estuvieran afectados por esta fase.

Se ha determinado la posición aproximada de las isogradas biotita (+) y andalucita (+) en parte establecidas en un trabajo anterior, UGIDOS y FERNANDEZ LAGUNA (1973), que se mantienen concordantes con la estructura regional ONO-ESE. Igualmente se ha indicado la posición de la isograda moscovita (—), si bien debe matizarse que la desaparición de moscovita no se debe a la reacción



$\text{Moscovita} + \text{biotita} + \text{cuarzo} \longrightarrow \text{cordierita} + \text{feldespato potásico} + \text{H}_2\text{O}$
que tiene lugar a temperatura ligeramente inferior a la de la primera reacción, WINKLER (1978).

La isograda de la biotita coincide prácticamente, aunque no de un modo riguroso, con la desaparición de clorita en presencia de moscovita y cuarzo, sin que esto signifique, obviamente, el paso de bajo grado metamórfico a grado medio, ya que es desconocida la composición de la clorita.

Paralelamente a la isograda de la biotita y con mayor proximidad al granito de dos micas comienzan a aparecer cordierita y andalucita. Las relaciones texturales de biotita, cordierita y andalucita son las siguientes:

- Biotita: Comienza su desarrollo con la esquistosidad de flujo y se continúa con la formación de láminas dispuestas en forma oblicua, prácticamente perpendicular, respecto a dicha esquistosidad y/o de forma independiente de las dos direcciones citadas. En algunos puntos se ha observado también el crecimiento de clorita (clinocloro?) oblicuo a la primera esquistosidad. La biotita, por tanto, se forma durante un dilatado período de tiempo que oscila de $\sin-S_1$ a momentos posteriores a una débil fase de deformación casi perpendicular a ésta.
- Cordierita: Presente según diferentes relaciones texturales, su situación espacial abarca desde una posición intermedia entre la isograda de la biotita y la de la andalucita, hasta rocas de tipo migmatítico en las que llega a tener una importante representación cuantitativa. Petrográficamente se distinguen los siguientes tipos de cordierita, excluyendo los que se encuentran en las migmatitas, que se considerarán en otro apartado:
 - Cordierita I: Desarrollada en forma intersticial con otros minerales (biotita y cuarzo o sólo cuarzo en niveles ricos en este mineral) se dispone en forma alargada según la esquistosidad de flujo y su alteración a pinnita es prácticamente generalizada, siendo frecuente también la alteración a productos isótopos.
 - Cordierita II: En cristales de mayor tamaño, poiquiloblásticos, que incluyen tanto a la biotita asociada a S_1 como a biotitas oblicuas-perpendiculares a esta fase. Se encuentra alterada a pinnita.
No se ha podido determinar si alguno de estos dos tipos de cordierita está afectado por una fase de deformación y la posición espacial de ambos es prácticamente la misma.
 - Cordierita III: En cristales de tendencia euhedral, no poiquiloblásticos, originados en la reacción señalada con anterioridad.
- Andalucita: Al igual que en el caso de la cordierita pueden distinguirse dos tipos texturales:
 - Andalucita I: Dispuesta en forma alargada según S_1 .
 - Andalucita II: En cristales de mayor tamaño, poiquiloblásticos, que incluyen los dos tipos de biotita ya señalados.

En la mayor parte de la zona de la andalucita es frecuente la presencia de fibrolita asociada o no al primer mineral y también asociada a cuarzo en forma de pequeñas venas. La relación andalucita-fibrolita no resulta fácil de interpretar. No obstante varios datos sugieren que la andalucita procede de la

inversión de la fibrolita. Así, la fibrolita se aprecia generalmente como afectada por una fase post S_1 , mientras que la andalucita no se ha encontrado afectada por dicha fase; además, ocasionalmente, es posible observar inclusiones de fibrolita en andalucita sin que ésta muestre evidencia de transformación en fibrolita. Ambos aspectos indican que la andalucita es posterior a la fibrolita.

No hay tampoco evidencia clara de deformación de la andalucita y la distribución de los dos tipos es, también, prácticamente la misma.

Otros minerales presentes, asociados a los anteriores, son: moscovita, plagioclasas (muy escasas), opacos, anatasa, rutilo, circón, apatito, minerales de hierro y turmalina.

Puede señalarse que la transición en estos tipos de rocas (esquistos y cuarzoesquistos cordieríticos-andalucíticos) a migmatitas tiene lugar de forma brusca, coincidiendo, prácticamente con la isograda Moscovita (—).

4.2.2 EVOLUCION DEL METAMORFISMO

Estos aspectos han sido considerados anteriormente, UGIDOS (1973, 1974 a y b, 1981), UGIDOS y BEA (1979), en trabajos en los que se tienen en cuenta zonas más amplias y un mayor número de datos, por lo que se señalará aquí una breve síntesis de los principales resultados, considerando además, los nuevos datos obtenidos en la realización de esta Hoja y en la de Plasencia (12-24).

Teniendo en cuenta las relaciones texturales señaladas parece claro que andalucita I y cordierita I han sido originadas durante el metamorfismo regional, si bien persiste la duda en cuanto al momento de su crecimiento. Cordierita II y andalucita II son debidas a procesos térmicos claramente posteriores a S_1 y a otra fase que pliega a ésta, durante los cuales continúa el crecimiento, de, al menos, biotita.

Aparentemente, por tanto, metamorfismo regional y el posible metamorfismo de contacto quedan separados en el tiempo por una fase que deforma a S_1 (fase tardía principal). Sin embargo, esta situación aparente se debe a que las condiciones térmicas de alto grado permanecen durante un largo período de tiempo que sobrepasa la citada fase y coinciden en el tiempo la formación de migmatitas cordieríticas y el desarrollo de cordierita II-III y de andalucita II.

Tal situación es resultado de los siguientes procesos que marcan la evolución del metamorfismo:

- a) Estado inicial de metamorfismo regional de baja presión con desarrollo de paragénesis con cordierita I y andalucita I en zonas de grado medio y de sillimanita en la zona de alto grado metamórfico. La iso-

- grada inicial moscovita (—) no es actualmente observable debido a acontecimientos térmicos posteriores, si bien es de suponer su desarrollo dada la presencia de sillimanita I, residual en las migmatitas. Durante este mismo estadio se producen fenómenos anatécticos que dan lugar a migmatitas y leucogranitos no cordieríticos. En relación con estos fenómenos tiene lugar, también la formación abundante de fibrolita.
- b) El metamorfismo se continúa bajo nuevas condiciones de más alta temperatura y/o más baja presión durante las cuales la asociación biotita-sillimanita no es estable y se producen las migmatitas cordieríticas y el telescoping de la isograda inicial moscovita (—), originada según la primera de las reacciones señaladas más arriba. Igualmente tiene lugar la inversión de fibrolita a andalucita y una nueva posición de la isograda moscovita (—) debida a la segunda de las reacciones citadas. Parte de la fibrolita debe dar lugar también a sillimanita II, por lo que las condiciones del metamorfismo se sitúan en el entorno del equilibrio andalucita-sillimanita, si bien esto no puede asegurarse de un modo taxativo ya que estos dos minerales no se han encontrado juntos en la región considerada.

Durante estos estadios tardíos del metamorfismo tiene lugar la intrusión de los granitos y el ascenso continuo de estos ha sido considerado como fuente térmica causante de los acontecimientos metamórficos-anatécticos finales, UGIDOS (1973, 1974 a), UGIDOS y BEA (1979), así como del metamorfismo de «contacto» que origina cordierita II y andalucita II. En áreas próximas, pero fuera de la Hoja de Plasencia y de Malpartida de Plasencia, el metamorfismo de contacto llega a producir corneanas en facies piroxénica (cordierita-feldespato potásico-sillimanita-biotita-cuarzo-oligoclasa) tardías respecto a las principales deformaciones, UGIDOS (1974 a, 1981, y datos no publicados).

Por tanto, se ha dado una evolución del metamorfismo hacia condiciones de más alta temperatura o se han mantenido las mismas durante un largo período de tiempo de forma que las asociaciones metamórficas tardías son indistinguibles de posibles asociaciones de «metamorfismo de contacto», en el caso presente de coincidencia de la intrusión granítica con la disposición espacial de las isogradas. El carácter continuo del proceso determina que la mayor parte de los minerales (cordierita, andalucita, etc.) pueden encontrarse, dependiendo de la localidad, con diferentes relaciones texturales respecto a las fases de deformación, incluso en una misma muestra.

La evolución del metamorfismo respecto a las deformaciones puede sintetizarse como sigue:

Fase I (desarrollo de esquistosidad de flujo): crecimiento de clorita, micas blancas y biotita en dominios de bajo grado metamórfico. Biotita, moscovita,

andalucita y cordierita en zonas de grado intermedio. Sillimanita en zonas de alto grado.

Interfase I-Fase tardía principal: procesos anatécticos con la formación de migmatitas y leucogranitos no cordieríticos. Abundante formación de fibrolita.

Fase tardía principal: plegamiento de S_1 , crecimiento de clorita, biotita, andalucita (?) y cordierita (?) en zonas de bajo y medio grado metamórfico. Continuación de anatexia y desplazamiento de isogradas.

Tardi-post Fase tardía principal: desarrollo de biotita, moscovita, andalucita y cordierita en zonas de grado medio. Inversión de fibrolita. Migmatitas cordieríticas. Posible removilización de leucogranitos. Intrusión de los granitos de dos micas sillimaníticos. Intrusión de granitos bióticos.

Por lo que se refiere a las condiciones del metamorfismo debe señalarse que se trata de un caso típico de metamorfismo de baja presión cuyo régimen térmico está condicionado fundamentalmente por el aporte térmico causado por el ascenso de importantes masas graníticas simultáneamente con un proceso de elevación y erosión de la cadena hercínica, UGIDOS y BEA (1978). El resultado conjunto de la combinación de ambos procesos es la evolución regional del metamorfismo hacia condiciones de mayor temperatura y menor presión con telescoping de las isotermas e isogradas iniciales y desarrollo de procesos anatécticos en niveles relativamente someros, bajo condiciones de P y T en torno a 2-3 kb. y 700-750° C, para los estadios de máxima intensidad metamórfica, UGIDOS (in litt.).

Finalmente debe señalarse que la consideración conjunta de metamorfismo regional y metamorfismo de contacto está justificada si se estudian simultáneamente los datos obtenidos en la zona sur de la Hoja de Plasencia y norte de la presente, así como a datos de otras áreas próximas.

El estudio podría hacerse también separando ambos procesos pero el hecho de que la migmatización cordierítica sea tardía respecto a las principales fases de deformación, al igual que las posibles paragénesis «de contacto» en dominios de más baja intensidad metamórfica, unido a la presencia próxima de corneanas en facies piroxénica, sugieren más bien que «metamorfismo regional» y «metamorfismo de contacto» son resultado de un mismo y único fenómeno térmico cuya manifestación final produce diferentes efectos, dependiendo de cual haya sido la historia previa de las rocas afectadas. Así, en zonas de grado medio se desarrolló cordierita II y en zonas de alto grado, en las que previamente se ha formado sillimanita, se producen migmatitas ricas en cordierita. Este último mineral y cordierita II y III, así como andalucita II, tendrían el mismo significado temporal en relación con el foco térmico causante de las rocas metamórficas actualmente observables.

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 turbíticas, 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-Ahilal 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.

El comienzo de la sedimentación ordovícica se caracteriza por la aparición de depósitos propios de una plataforma marina somera detrítica, formada por cuarcitas, areniscas y pizarras en donde son abundantes los niveles bioturbados y las pistas orgánicas. Le sigue una discordancia intraordovícica, ya mencionada por LOTZE (1969), que se puede observar en diversos puntos de la Sierra hacia Portugal (Hojas núms 10-25, 11-25 y 11-26) (Coria, Torrejón-cillo y Cañaveral, respectivamente).

Sobre dichos sedimentos se deposita una serie conglomerática de carácter aluvial que implica una importante regresión, emersión y laguna que sólo aparece en el Alto de Silleta (Hoja núm. 11-26, Cañaveral) y que podrían tener su equivalencia en los niveles conglomeráticos rojizos existentes en algunos puntos del flanco sur del Sinclinal de la Sierra de S. Pedro, Hoja núm. 10-28, Arroyo de la Luz, MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1980).

La transgresión marina posterior afecta ya a toda el área. El resto de los materiales que constituye el conjunto del Ordovícico, formado por cuarcitas, areniscas y pizarras, se caracteriza por su deposición de forma continua en un medio de plataforma marina somera relativamente estable. Hacia el Ordovícico Superior la plataforma se inestabiliza cambiando también el carácter de los depósitos, estando sometida también a la acción de corrientes constantes y aumentando la pendiente.

La sedimentación del Silúrico se inicia con la aparición de cuarcitas originadas en una plataforma somera con aportes detríticos groseros. A partir

de entonces se registra una tranquilidad relativa de la cuenca depositándose fundamentalmente pizarras. Es en esta última época cuando tiene lugar un volcanismo que interestratifica materiales tufíticos (Hojas núms. 12-25 y 12-26, Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente).

Todos estos materiales paleozoicos y 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. Posteriormente tiene lugar una migmatización que debe situarse en el tiempo en los estadios finales de la fase tardihercínica principal o con posterioridad a ella.

Antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, se produce la intrusión de las masas graníticas, que origina un metamorfismo de contacto que afecta a los materiales anteordovícicos y que no es claramente separable del metamorfismo regional como se expone en el apartado 4.2.

A continuación se producen los reajustes tectónicos que dan lugar a diversos sistemas de fracturas, tardí y posthercínicos, entre los cuales cabe destacar el que incluye la falla Alentejo-Plasencia, que presenta desplazamientos horizontales senestros de hasta 3 kilómetros.

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.

En los depósitos detríticos ligados al dique de Plasencia y fallas asociadas, debido a su configuración, no llega a desarrollarse un verdadero sistema fluvial, siendo en general depósitos de «debris flow» ligados a un sistema de fracturas.

Las sucesivas etapas erosivas y el posterior encajamiento de la red hidrográfica 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 Malpartida de Plasencia (núm. 12-25) sólo existe un indicio mineral. Se trata de minerales radioactivos en pizarras del C. E. G afectados por metamorfismo térmico, en el término municipal de Tejeda de Tiétar.

6.2 CANTERAS

No existen grandes explotaciones para uso industrial dentro del ámbito de la Hoja. Pueden mencionarse, no obstante, algunos pequeños frentes abiertos en niveles más cuarcíticos (cuartzograuváquicos) y conglomeráticos del Complejo Esquisto Grauváquico. Una de estas explotaciones, actualmente abandonada, se localiza en la carretera de Galisteo, a unos 1.500 m. del cruce con la nacional Cáceres-Salamanca.

Por otro lado, se explotan en la actualidad, también de forma esporádica, diversos niveles de terrazas del río Tiétar para la obtención de arenas y gravas. Estas extracciones son más frecuentes en el mismo cauce del río, es decir, en las zonas de barras, tanto laterales como centrales.

6.3 HIDROGEOLOGIA

La zona ocupada por la Hoja de Malpartida de Plasencia (núm. 12-25) pertenece en su totalidad a la cuenca del río Tajo, siendo el río Tiétar la principal arteria existente. Aparte, existen multitud de arroyos que vierten sus aguas a dicho río por ambas márgenes, o directamente al Tajo, en la zona sur de la Hoja. Como excepción hay que anotar que los arroyos del ángulo NO de la Hoja vierten al río Jerte, debido a la existencia de una divisoria entre las dos subcuenca (Tiétar y Jerte) en dicha zona.

En general, los arroyos discurren fuertemente encajados, y siguiendo líneas estructurales cuando discurren por materiales del Complejo Esquisto Grauváquico y, por el contrario, tienden a formar llanuras de inundación relativamente amplias, 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 paleozoicos. Ofrecen escaso interés debido principalmente a sus características litológicas que imprimen al conjunto de estos materiales una permeabilidad baja o nula. No obstante, debido a la existencia de una serie de fracturas, tanto transversales como longitudinales a la estructura general, cualquier investigación con el fin de alumbrar aguas subterráneas deberá dar preferencia a estas zonas.
- c) Sedimentos terciarios. Estos sedimentos, que se extienden por la zona oriental de la Hoja (Cuenca del Tiétar), presentan una litología, disposición y potencia que, «a priori», hace pensar en la posibilidad de constituir un acuífero de relativa importancia. No obstante, la frecuente existencia de niveles endurecidos y con gran contenido en arcillas, limita en gran medida las posibilidades de conseguir caudales relativamente importantes. En este sentido, existen datos de diversos intentos de alumbrar aguas subterráneas en estos depósitos con resultados negativos, incluso con perforaciones que atravesarán toda la unidad, llegando al sustrato precámbrico impermeable.
- d) Depósitos cuaternarios. Se pueden distinguir dos tipos preferentemente: derrubios de ladera y terrazas. En los primeros, localizados, los de mayor entidad, adosados a los relieves paleozoicos, existen fuentes de pequeño caudal. Sin embargo, debido a la escasa potencia de estos sedimentos y a su geometría, cualquier captación sólo serviría para abastecimientos rurales de escasa importancia
Por lo que se refiere a los depósitos de terraza, son de resaltar los relacionados con el río Tiétar, donde en la actualidad existen captaciones de agua subterránea con pozos de gran diámetro, obteniéndose caudales relativamente bajos debido principalmente al escaso espesor del acuífero.
- e) Materiales graníticos. En estos materiales, que se localizan en el ángulo NE 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 disagregación, por meteorización, y de intensa fracturación, o bien, en las zonas de contacto con los depósitos del Complejo Esquisto Grauváquico, donde existen fuentes con caudal continuo incluso en estiaje.

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 noreste 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), Severo Santiago de Alcántara». *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. (1976).—«Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas». *Studia Geologica*, XI, pp. 25-73, Salamanca.
- 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 anteordovicienses 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-Ordovi-ciennes 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 Araña (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, 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-Americanano de Geología Económica*. Tomo I. Sección I (Geología). E-1-17.
- CORRETGE CASTAÑON, 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 CASTAÑON, 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 ussing 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.
- 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. Institut. Geol. y Min. de España*, núm. 77 (129-164).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1970).—«La existencia de pliegues en el complejo esquisto-grauváquico 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-Ahilal de los Aceiteros». *Separata de Studia Geológica*, II, pp. 45-46.

- 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.; 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-Ahilal de los Aceiteros y Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres)». *I Congreso Hispano-Luso-Americanano 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 descoberteria e Valorização». *I Congreso Hispano-Luso-Americanano 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. Geol.*, 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, Phycopariida) de l'Ordovicien du Massif Armorican et de la Penínsule 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-Americanano 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 Bereich der westlichen Sierra de San Pedro (Spanien)». Munster, 1977.
- LAVES, F. & SOLDATOS, K. (1963).—«Cie Albit-Mikroklín Orientierungs-Beziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Dentung». 2. Krist; 129, 69-102.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Fosch*, 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1960).—«El precámbrico de España». *Notas y Com. Institut. Geol. y Minero de España*, núm. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1969).—«El Cármbico de España. Primera parte». IGME.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976).—«Las capas de transición. Cármbico Inferior y otras series preordovícicas (Cármbico 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.º 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 Cañaveral». IGME.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.º serie. Hoja núm. 651 (12-26). Serradilla». IGME.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.º serie. Hoja número 703 (10-28). Arroyo de la Luz». IGME.

- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.^a serie. Hoja número 650 (11-26). Cañaveral». *IGME*.
- MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1975).—«Forme et orientation de l'elipsoïde de déformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la généralité de l'arch ibero-armoricain». *C. R. Acad. 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 Pre-cámbrico-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.; 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. Asturica*, 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 Excusiones A-11, pp. 21-36. Nice (Italia).
- OEN ING SOEN (1970).—«Granite intrusion Folding and Metamorphism 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, Cañaveral. 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 Espoende (Porto), Sequeros (Salamanca) o Troço entre a Marofa e o Satas (Portugal Central)». *Cuadernos geología Ibérica*.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.º 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 cobertura 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 Flüsse Tajo und Alagón (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 Peninsula since Middle Jurasic». *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 457-470.
- SOARES DE ANDRADE, A. A. (1972).—«Sur l'âge Permien inférieur d'une intrusion doléritique à Portel, Alentejo (filon de Messejana)». *Rev. Fac. Cienc., Lisboa*, 17, 237-242.
- 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 CASTAÑON, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.º 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±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 calcocálcicos 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.
- WINKLER, H. G. F. (1978).—«Petrogénesis de Rocas metamórficas». Traducción española de «Petrogenesis of Metamorphic Rocks (1976)». *H. Blume Ediciones*. Madrid, 346 pp.