



# IGME

595

9-24

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# TESO MORENO

Segunda serie-Primera edición



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



**INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E 1:50.000**

**TESO MORENO**

Segunda serie-Primera edición

**CENTRO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

**Centro de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28036 Madrid**

**Fotocomposición: Geotem, S.A.**

**Imprime: P. Montalvo, S.A.**

**Depósito legal: M-40.588-1988**

**NIPO: 232-88-005-7**

---

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S.A.) en el año 1984 con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E. habiendo intervenido los siguientes autores:

### **Geología de campo, Síntesis y Memoria:**

- MARTIN HERRERO, D.
- BASCONES ALVIRA, L.

### **Colaboraciones:**

- Geología estructural: DIEZ BALDA, M.<sup>a</sup> A. y GONZALEZ LO-DEIRO, F. de los Deptos. de Geología Interna de las U. de Salamanca y Granada, respectivamente.
- Sedimentología del Terciario: CARBALLEIRA CUETO, J. del Depto. de Estratigrafía de la U. de Salamanca.
- Cuaternario y Geomorfología: GOY GOY, J. L. y ZAZO, C. del Depto. de Geología Externa de la U. de Madrid.
- Petrografías: RODRIGUEZ ALONSO, M.<sup>a</sup> D., del Depto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- Micropaleontología: LIÑAN, E. y PALACIOS, T. de los Deptos. de Paleontología de la U. de Zaragoza y Badajoz, respectivamente.

## **Dirección y Supervisión del I.G.M.E.**

— BARON RUIZ DE VALDIVIA, J. M.<sup>a</sup>

## **Revisión estudios petrográficos**

— RUIZ GARCIA, C.

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrológicos y micropaleontológicos.
- Fichas bibliográficas.
- Album fotográfico.

## 0. INTRODUCCION

La Hoja de Teso Moreno (n.º 9-24) se encuentra situada en la zona nord-occidental de la provincia de Cáceres siendo su rasgo geográfico más significativo el Río Torto y la Ribera Basadiga que constituyen frontera natural con Portugal.

El marco geológico se localiza dentro del Macizo Hespérico y más exactamente en la zona 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, que ocupan la mayor parte de la Hoja, materiales del paleozoico que abarcan términos del Ordovícico inferior y medio, depósitos terciarios en esencia de naturaleza cuarcítica y sedimentos cuaternarios.

La estructura responde a las mismas características regionales en las que se encuadra esta Hoja. Destaca como la más acusada la existencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección ONO-ESE de plano axial subvertical que lleva asociada una esquistosidad de flujo  $S_1$  muy marcada. Con posterioridad se producen movimientos tardíos que originan pequeños repliegues con esquistosidad de crenulación observados a nivel puntual y una serie de sistemas de fracturas paralelas y oblicuas a las estructuras de primera fase.

Con anterioridad a las deformaciones hercínicas, tiene lugar una fase de deformación, posiblemente sárdica, que puede ser observa-

da puntualmente en pequeños pliegues, al S 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.

La morfología de la Hoja se caracteriza por la existencia, en los sedimentos del precámbrico de un relieve bastante uniforme que corresponde a nivel regional con la cota 400-420 m que se supone resto de la penillanura cacereña, en donde son abundantes los valles encajados. Como contraste, los relieves ocupados por los sedimentos terciarios, localizados en la zona SE, se encuentran bien modelados y dentro de ellos, se ubican los únicos resaltes paleozoicos de la Hoja.

Entre los antecedentes geológicos más recientes cabe mencionar entre otros, los trabajos de LOTZE, F. (1945-1966), las tesis doctorales de SCHMIDT, H. J. (1957), RODRIGUEZ ALONSO, M.<sup>a</sup> D. (1982) y DIEZ BALDA, M.<sup>a</sup> A. (1982) y las hojas geológicas del plan MAGNA realizadas por TENA DAVILA-RUIZ, M. et al. (1980), BASCONES ALVIRA et al. (1978-1984), CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. et al. (1981), MARTIN HERRERO, D. et al. (1978-1984) y UGIDOS MEANA, J. M. et al. (1983), pertenecientes a la provincia de Cáceres.

También en áreas portuguesas queremos mencionar por sus aportaciones los trabajos realizados por TEIXEIRA, C. et al. (1955 y 1979), TORRE DE ASSUNCAO, C. (1969) y OEN-ING SOEN (1970).

Finalmente, los materiales con metamorfismo de contacto que aparecen en el ángulo NE, pertenecen a la aureola producida por el plutón de Jalama aflorante en las hojas limítrofes hacia el E y NE, estudiadas por GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963-1984).

## 1. **ESTRATIGRAFIA**

La presente Hoja se caracteriza por la presencia de sedimentos precámbricos, pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico, que ocupan aproximadamente el 90 % de la superficie total. Sobre estos sedimentos se deposita la serie paleozoica que abarca términos de Ordovícico inferior y medio, situándose sus afloramientos en la zona SE de la Hoja.

Dentro de los sedimentos posthercínicos aparecen depósitos terciarios pertenecientes a la cuenca de Moraleja.

También y en el borde nororiental, se localizan rocas con metamorfismo de contacto originado por el plutón de Jalama situado prácticamente en el borde del área de estudio.

Finalmente, dentro de los depósitos cuaternarios caben destacar los conos y coluviones adosados a los relieves paleozoicos y los diferentes niveles de terrazas relacionados con la ribera Basadiga.

### 1.1. **PRECAMBRICO SUPERIOR**

#### 1.1.1. **Grauvacas y pizarras (C.E.G.) (3)**

Bajo esta denominación se agrupa una potente serie sedimentaria de características turbidíticas, constituida principalmente por grauvacas y pizarras que se disponen en niveles alternantes de muy diversa

potencia. Sin embargo, dentro de esta monotonía litológica se distinguen, a nivel muy puntual intercalaciones conglomeráticas y/o cuarzograuvacas, que en ningún caso constituyen niveles guía.

#### 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 que en general tienden a acuñarse, sobre todo los niveles de granulometría más gruesa.

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

Estas características permiten considerar las facies como pertenecientes al tipo C de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y probablemente al tipo C<sub>2</sub>.

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

- Metagrauvacas cuarzosas con textura blastosamítica. Se reconoce la textura clástica original recristalizada y tectonizada que corresponde a una roca arenosa de grano muy fino y limo con clastos subangulosos y sorting moderado a bueno. Como principal mineral se encuentra el cuarzo junto con los filosilicatos (sericita, clorita y biotita) y fragmentos de roca en menor proporción. En algunas láminas aparecen laminaciones marcadas por la abundancia de filosilicatos con cuarzo de tamaño arena.
- Metapelitas sericíticas bandeadas con textura blastopelítica. En las láminas se observa la textura clástica original recristalizada y orientada. Las fracciones granulométricas más gruesas están constituidas por clastos subangulosos de tamaño limo y arena muy fina generalmente de cuarzo y en menor proporción de feldespatos. Las fracciones finas se distribuyen, bien dispersas entre las gruesas constituyendo las láminas más claras o en pequeñas láminas a veces difusas en las que abundan más los filosilicatos. La composición mineralógica general

corresponde a cuarzo, sericita, clorita, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, biotita, opacos, turmalina, circón, xenotima, apatito, minerales de hierro y en algunas láminas, material carbonoso.

- Metagrauvasas líticas con textura blastosamítica. Sus componentes mineralógicos son cuarzo, fragmentos de rocas, plagioclasa, feldespato potásico, sericita, clorita, biotita, opacos, turmalina y circón. En general, corresponde a unas areniscas de tamaño de grano variable, de grueso a muy fino con clastos angulosos o subredondeados y sorting pobre. Dentro de los componentes cabe destacar la existencia de varios tipos de fragmentos de rocas que pueden ser: F. R. cuarzo microcristalino±clorita o sericita; F.R. pelita; F.R. ígnea (Q+f.d.s.) y F.R. volcánica (microlitos de plagioclasa+cuarzo).
- Cuarzitas con textura granoblástica y cuarzo, sericita, biotita, opacos, circón, xenotima, y minerales de hierro, como componentes mineralógicos.
- Metavulcanitas con textura microcristalina, fluidal, brechoide y amigdalas. La composición mineralógica corresponde fundamentalmente a masas microcristalinas de minerales arcillosos, tipo, sericita que parecen provenir de la alteración de feldespatos. El resto está formado por cuarzo, feldespatos, opacos, clorita, moscovita, minerales de hierro y biotita:

De todo el conjunto predominan las metagrauvasas cuarzosas y las metapelitas sericíticas, en donde se observa la presencia de filosilicatos que han sido orientados por la primera fase de deformación hercínica y posteriormente crenulados (esto último es más patente en las láminas pelíticas) y superficies de presión-disolución irregulares.

En las metagrauvasas líticas, es de destacar el área madre múltiple puesta de manifiesto por la variedad de fragmentos de rocas que lo constituyen.

Por último se observa en diversas muestras, fragmentos de rocas volcánicas que en función del porcentaje dentro de cada lámina podría clasificarse como roca volcanoclástica.

## 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, de tamaño menor a un centímetro, de fragmentos de roca y cuarzo. Se encuentran inmersos en una matriz formada por cuarzo, sericita y plagioclasas, principalmente.

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

A nivel regional los sedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico (C.E.G.) que aquí se describen, pensamos que tienen su correlación con los materiales del C.X.G. descritos por TEIXEIRA, C. (1979) en Portugal, con las capas de Valdelacasa mencionadas en su tesis doctoral por MORENO, F. (1977) para la zona SE y el Miembro Inferior definido por RODRIGUEZ ALONSO, M.<sup>a</sup> D. (1982) en la zona NE limítrofe con la que nos ocupa. A su vez, también serían equivalentes a las Pizarras inferiores descritas por GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y FRANCO, P. (1975), y a la Formación Monterrubio establecida por DIEZ BALDA, M.<sup>a</sup> A. (1982) para la zona SO de Salamanca.

El estudio de diversas muestras palinológicas tomadas en la carretera comarcal de Valverde del Fresno a Portugal ha permitido clasificar:

- Formas solitarias de pared lisa similares a las FORMAS A (MANSUY, 1983) que son sinónimas a *Palaeocrytidium cayeuxi* (DEFLANDRE 1955), con una amplia distribución en el Brioveyiense francés (Rifeense sup.-Vendiense).
- Formas en racimos que serían equivalentes a las FORMAS, D. (MANSUY, 1983) con una edad similar y que se podrían considerar como una asociación de las anteriores pudiendo incluso ser hasta la misma especie. También se pueden asimilar a *Synsphaeridium* sensu TIMOFEEV de amplia distribución (Precámbrico-Paleozóico). Hay dentro de estas formas algunos ejemplares que tienen sus cápsulas soldadas y de menor tamaño y son similares a las formas descritas por TIMOFEEV como *Symnlassosphaeridium*, de edad Rifeense-Cámbrico, sin embargo, por sus características, parece más prudente incluirlas en el tipo D.

Estas formas son frecuentes en las áreas limítrofes en donde aparecen también, entre otras *Bavlinella faveolata*, Hoja núms. 10-24 Cilleros, MARTIN HERRERO, D. et al. (1984) y Hoja núm. 10-25 Coria, BASCONES ALVIRA et al. (1982).

Por todo ello asignamos a estos materiales del Complejo Esquisto Grauváquico una edad Rifeense superior-Vendiense.

## 1.2. PALEOZOICO

Los sedimentos paleozoicos aflorantes en esta Hoja, se encuentran situados en el ángulo SE y ocupan términos del Ordovícico inferior y medio.

Dado que estos depósitos forman parte de la Sierra de Cañaverál, hemos creído oportuno, a título informativo, incluir en el plano geológico la columna tipo por nosotros establecida, para la estructura sinclinal que configura esta sierra. Como se puede observar los distintos tramos cartográficos abarcan términos que van desde el Ordovícico inferior al Silúrico inferior, BASCONES ALVIRA, L., et al. (1982-1984), MARTIN HERRERO, D., et al. (1982-84).

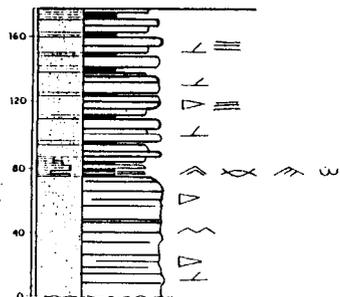
### 1.2.1. **Ordovícico inferior**

#### 1.2.1.1. **Cuarcita armoricana (4)**

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 y 80 m.



**LEYENDA**

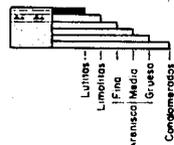
**I - ESTRATIFICACION**

- CAPAS**
- 10 cm
  - 10 - 30 cm
  - 30 - 100 cm
  - 100 - 300 cm
  - Acuñamientos
  - Fusión de capas

- CONTACTOS**
- Netos
  - Graduales
  - Discordante y/o disconforme

**II - LITOLOGIAS**

- Areniscas y/o cuarcitas
- Pizarras
- Alternancias en laminación y/o en estratificación (Relación apros)



**III - ESTRUCTURAS**

- Estratificación cruzado
- Laminación de ripples
- Laminación lenticular
- Laminación paralela
- Superficies de ripples
- Ripples de olas
- Cruzados

Figura 1.

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 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 las hojas limítrofes:

- 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 SE 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:
  - 1.º término. Areniscas y/o cuarcitas con laminaciones de ripples de ola y cruzadas en la base. Potencia de paquetes 13-18 cm.
  - 2.º 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, Hoja núms. 12-25, Malpartida de Plasencia, MARTIN HERRERO, D. et al. (1983) 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.
  - 1.º 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.
  - 2.º término: Cuarcitas gris claras en capas de 10 cm-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 %, siendo sus accesorios sericita-moscovita, clorita, circón, minerales opacos, rutilo, xenotima y esfena.

El tamaño de los granos de cuarzo varía desde 20 micras a cristales 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 bandeo, cuyos componentes principales son moscovita-sericita, clorita y cuarzo, en tanto que aparecen opacos, hematites, turmalina y feldspato, 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 cuarzoes 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 %, en tanto que los opacos piritas, circón, rutilo, sericita-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 suelen ser medio grueso, existiendo, en la zona de deformación más intensa, bandas de deformación y láminas de Boelm. Tanto el circón como el rutito, este último más escaso, son granulares y muy redondeados.

Todo este tramo descrito ha sido tradicionalmente admitido como representante del Skidaviense, 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 SE de esta zona, MARTIN HERRENO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1982) icnofósiles clasificados como *Cruziana rugosa* D'ORBIRNY y *Skolithos*. sp. que corresponden al Ordovícico inf. (probable Arenig). Por ello asignamos a estas cuarcitas una edad Ordovícico inferior.

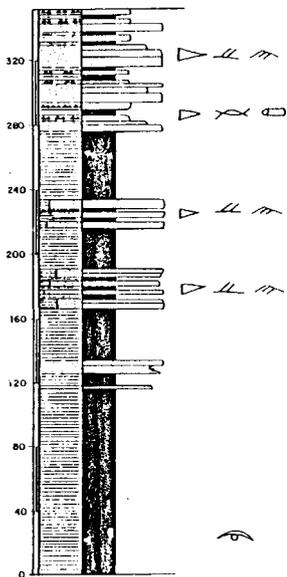
## 1.2.2. **Ordovícico Medio**

### 1.2.2.1. **Pizarras con intercalaciones de cuarcitas (5)**

En concordancia con la cuarcita armoricana, se deposita una serie pizarrosa con intercalaciones cuarcíticas, más frecuentes hacia el techo, cuya potencia total en el Sinclinal de Cañaverál se estima entre 300 y 350 m y que en esta hoja sólo afloran unos 200 m máximo de todo este tramo.

En la zona central de la estructura (carretera de Trujillo a Plasencia), se ha establecido una columna tipo (Figura 2) parte de la cual queda incluida en la Hoja núms. 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.



**LEYENDA**

**I - ESTRATIFICACION**

- CAPAS**
- < 10 cm
  - 10 - 30 cm
  - 30 - 100 cm
  - 100 - 300 cm
  - Acumulamientos
  - Fusión de capas
- CONTACTOS**
- Netos
  - Graduales
  - Discordante y/o disconforme

**II - LITOLOGIAS**

- Areniscas y/o cuarcitas
  - Pizarras
  - Limolitas
  - Alternancias en laminación y/o en estratificación. Retorción opax
- 
- Limolitas
  - Limolitas Fina
  - Arenisca Media
  - Grueso
  - Comp. arenaceas

**III - ESTRUCTURAS**

- Laminación cruzada
- Laminación de ripples
- Laminación lenticular
- Pistos en general

**FOSILES**

- Trilobites

Figura 2.

- 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 bandeado característico, en donde los términos de grano más fino, lutitas y limolitas, son de tono 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 detríticos 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 blastosamítica y esquistosa. Los minerales principales son: moscovita-sericita, 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 mismo planos. Por último las turmalinas cuando aparecen, se encuentran muy redondeadas en su aspecto típicamente detrítico.
- Cuarcitas algo ferruginosas o micáceas, con texturas blastosamíticas 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-sericita. Los granos de cuarzo parecen en su mayoría nuevos, no observándose contornos o formas típicamente detríticas. 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 % de cuarzo, un 2 % de cemento ferruginoso y un 12 % de matriz clorítica. Las fracciones son del 85 % de limo y 13 % de arcilla.

Con relación a la fauna existente en este tramo cartográfico, hay que hacer notar la ausencia de restos pero en su prolongación hacia el este se tienen las siguientes referencias.

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, y 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: *Heterorthina cf. Kerfornei* (MELOU) 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 núm. 12-26 MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1982), 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.

### 1.3. ROCAS FILONIANAS

#### 1.3.1. 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 llegan al 0,5 % en volumen.

El cuarzo cristaliza en forma de grandes placas anhedrales con bordes de grano rectos o débilmente suturados. Tienen una deformación interna intracrystalina 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 (aproximadamente 1-2 % del volumen del cuarzo) y se disponen fundamentalmente según dos direcciones.

Algunos diques de cuarzo tienen mineralogía un poco más com-

pleja. Destacan entre otros los constituidos por cuarzo y apatito y cantidades accesorias de clorita, albita, moscovita y feldespato potásico.

#### 1.4. ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

Las rocas afectadas por un metamorfismo de contacto, pertenecen a los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico descritos en el apartado 1.1.1.

Su representación cartográfica en esta Hoja, es muy escasa situándose sus afloramientos en el ángulo NE de la misma.

El origen de este metamorfismo se debe al plutón de Jalama emplazado justo en el borde de las hojas limítrofes.

##### 1.4.1. **Esquistos moteados y metapelitas moteadas (1)**

Incluidos en este grupo litológico se han reconocido al microscopio:

- Esquistos cuarzo-moscovíticos con clorita y cordierita que presentan textura granoblástica, lepidoblástica, maculosa y poiquiloblástica. Como componentes mineralógicos aparecen: cuarzo, moscovita, clorita, biotita, cordierita, plagioclasa, opacos, turmalina, apatito, circón, material carbonoso, minerales de hierro y pinnita.
- Metapelita moscovítica moteada con textura lepidoblástica, granoblástica, maculosa, cuyos componentes mineralógicos son: moscovita, biotita, cuarzo, clorita, opacos, pinnita, turmalina y minerales de hierro.

De visu las rocas incluidas en esta aureola de metamorfismo, presentan tonos grises, son muy compactas, aquellas que provienen de grauvacas y en general todas tienen un moteado muy característico.

El límite superficial de estos materiales con respecto a las rocas del plutón de Jalama, es del orden de los 1.000 m.

#### 1.5. Terciario

Dentro del marco de la Hoja de Teso Moreno los depósitos ter-

ciarios existentes pertenecen a la Cuenca de Moraleja que junto a la de Coria están bien representadas en la Hoja 10-24 Cilleros, MARTIN HERRERO, D. et al. (1984).

Ambas cuencas se caracterizan fundamentalmente por tener un marcado control estructural según dos direcciones preferentes, una próxima a E-O y otra N 30-70° E, que junto con el resto de los sistemas de fracturación van a condicionar el emplazamiento y potencias de los sedimentos neógenos de la zona.

Las características litológicas de los distintos sectores de la Cuenca de Moraleja es la siguiente:

Sector I: arcillas, limos y arenas micáceas.

Sector II: arcosas y arcillas.

Sector III: arenas, arcillas y conglomerados cuarcíticos.

Sector IV: arcillas, arenas y conglomerados.

En la Hoja que nos ocupa, solo se encuentran los sedimentos del Sector III (Figura 3.)

### 1.5.1. **Mioceno**

#### 1.5.1.1. **Arenas, arcillas y conglomerados cuarcíticos (6)**

Pertenciente al Sector III de la Cuenca de Moraleja, aparecen unos sedimentos constituidos genéricamente por arenas, arcillas y conglomerados cuarcíticos que sólo se localizan en el ángulo SE de la Hoja.

Se trata de una serie de materiales en donde predominan los cantos y bolos de cuarcita y areniscas redondeados, subredondeados y angulosos en tamaño que varían de 5 cm a 1 m con matriz arcillosa rojiza y arenoso amarillenta rojiza.

Por la naturaleza de los sedimentos de este grupo, su origen se debe a la erosión de los relieves paleozoicos del Sinclinal de Cañaveral que se han visto afectados por el reajuste de los bloques producido por los sistemas de fracturas tardías.

## ESQUEMA GENERAL DE LA CUENCA NEOGENA DE MORALEJA Y SUS DIFERENTES SECTORES

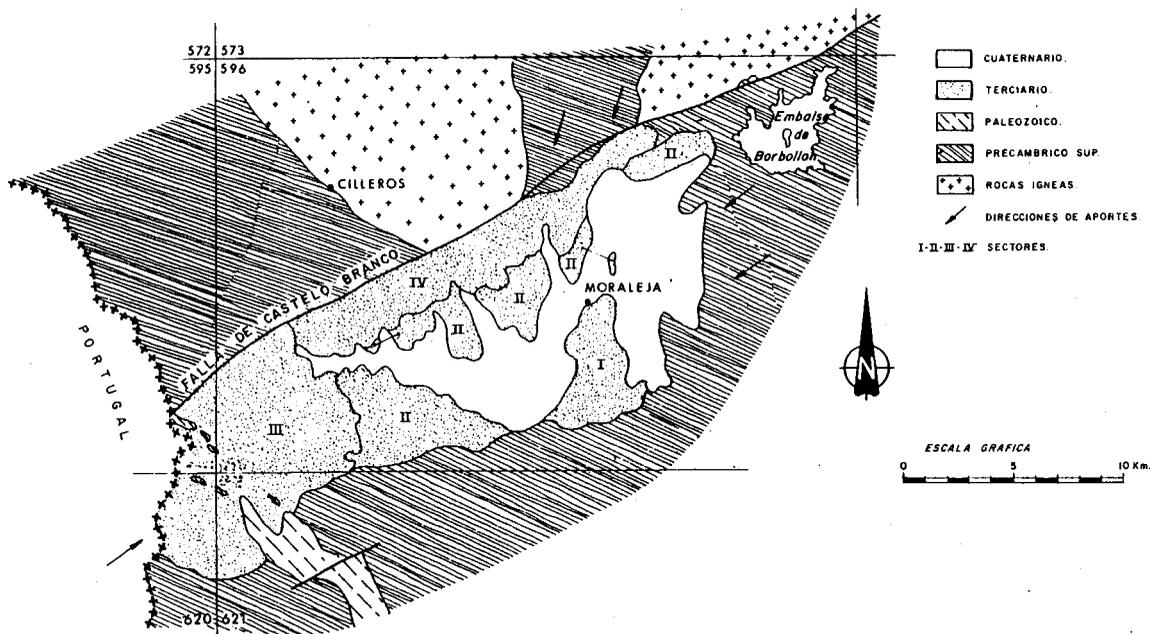


Figura 3. Esquema general de la cuenca neógena de Moraleja y sus diferentes sectores.

A nivel cartográfico, se observa en la Hoja de Cilleros que al menos aparentemente, se sitúan sobre las arcosas y arcillas del Sector II e interdentados con las arcillas, arenas y conglomerados del Sector IV.

Su potencia se estima que puede alcanzar los 100 m.

La ausencia de datos faunísticos, nos impide datar con precisión la edad de estos depósitos, que por consideraciones regionales incluimos en el Mioceno.

## 1.6. 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, depósitos de tipo coluvionar, diferentes niveles de terrazas, conos de deyección y aluviales.

### 1.6.1. Holoceno

#### 1.6.1.1. Bloques y cantos de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz areno arcillosa rojiza. Coluvión (7)

Se sitúan adosados a los relieves paleozoicos del SE de la Hoja y recubren parte de estos últimos. Están constituidos por bloques y cantos angulosos de cuarcita fundamentalmente, pero también aparecen areniscas y cuarzo en menor proporción, todo ello empastado en una matriz areno-arcillosa.

#### 1.6.1.2. Arcosas con cantos sueltos de cuarcitas. Conos de deyección (8)

Tienen su inicio en los relieves terciarios de la zona de Fresno Gor-

do. En esencia están formados por arcosas de granulometría media-gruesa, en el que aparecen dispersos cantos cuarcíticos subredondeados con un tamaño máximo de 15 cm de diámetro.

**1.6.1.3. Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas (9) y (10)**

Se trata de las terrazas más modernas de la Ribera de Basadiga depositadas a 4 m y 1-2 m aproximadamente sobre el cauce actual.

La litología corresponde a cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo dispersos en una matriz arenosa rojiza.

**1.6.1.4. Cantos, arenas y arcillas. Aluvial (11)**

Con escasa representación a esta escala de trabajo, aparece con una litología de cantos poligénicos redondeados, arenas y arcillas con porcentajes variables según su ubicación.

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

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

Con posterioridad tienen lugar al menos dos deformaciones tar-

días, sin orden cronológico establecido que producen pequeños pliegues cuyos planos axiales presentan direcciones N 10-35° E y N 100-120° E. Ambas deformaciones originan esquistosidades de crenulación y no llevan asociadas ningún tipo de macroestructuras.

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

## 2.2. ESTRUCTURAS PREHERCINICAS (Fase Sárdica)

La presencia de una fase de plegamiento anterior a la Orogenia Hercínica ha sido puesta de manifiesto en numerosas ocasiones y por diversos autores, basándose tanto en la existencia de una discordancia por debajo del Ordovícico inf., 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 sup., sería aproximadamente entre N-S y NE-SO.

Por nuestra parte, al sur de esta zona, hemos observado en la Hoja núm. 9-28 (S. Vicente de Alcántara), MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1978), un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad ( $S_1$ ) (km 21,2 de c.c. Alburquerque-Herreruela).

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

De acuerdo con OEN ING SOEN (1970) y con nuestros propios datos, creemos que los pliegues sárdicos tendrían, en la zona que nos ocupa, una dirección aproximada NE-SO, con un plano axial subvertical y flancos que buzarian entre 30° NO y 50° SE. Estos pliegues no

llevarían asociados ningún tipo de esquistosidad, o al menos ésta no se ha detectado.

Finalmente, para la zona N, limítrofe con el área de estudio, cabe mencionar la existencia de pliegues de este tipo estudiados por RODRIGUEZ ALONSO, M.<sup>a</sup> D. (1982), en su tesis doctoral.

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

### 2.3. ESTRUCTURAS HERCINICAS

Una vez plegado todo el conjunto de materiales que constituyen el C.E.G. por la fase Sárdica y después de un período erosivo, se produce la sedimentación del Paleozoico. Es al final de 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 1.<sup>a</sup> 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, correspondientes a los dominios precámbricos 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 120° E y N 140° E.

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

Finalmente, y a nivel puntual, se han visto pequeños repliegues que afectan a veces a diques centimétricos de cuarzo, budines en diques decimétricos también de cuarzo, y pequeños kind-bands a nivel milimétrico en tramos pizarrosos.

#### b) *Dominio paleozoico*

Los escasos afloramientos existentes en la hoja pertenecen al flanco N de la estructura sinclinal de Cañaverál que tiene un largo recorrido en la zona Centroibérica. Por ello y con el fin de ubicar estos relieves dentro de esta estructura se describen sus rasgos más característicos, MARTIN HERRERO et al. (1982-1984) y BASCONES et al. (1982).

Los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Su amplitud varía entre 0,5 km y 5 km y la longitud de onda entre 1,5 km y 8 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 Cañaverál, que se sitúa, en parte, dentro de la presente Hoja, forma 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 tardías, 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 preexistentes.

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

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

#### — *Pliegues de dirección N 10-35° E*

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

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

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

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

Son escasos los puntos en donde se han visto este tipo de pliegues, no obstante se ha podido observar que se trata de pliegues asimétricos cuyos flancos tienen distintas longitudes (más largos los que buzanan hacia el Norte que los que buzanan hacia el Sur) y el ángulo que forman entre sí es de 120-135°.

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

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

### 2.3.2. **Esquistosidades**

#### 2.3.2.1. **Esquistosidad de primera fase hercínica**

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

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el contaje de 122 polos de ( $S_1$ ), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 135° E y buzamiento de 90° (Figura 4).

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 defor-

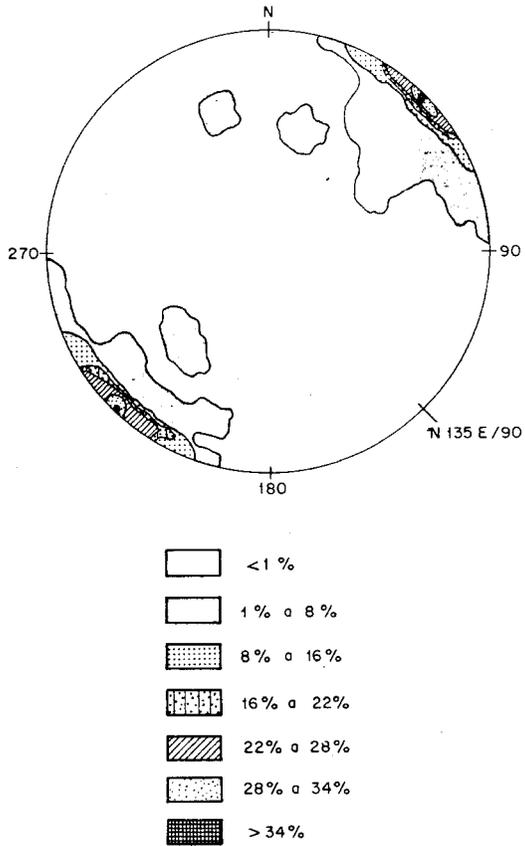


Figura 4. Proyección de 122\* polos de la esquistosidad primaria  $S_1$ . Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

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

maciones mayores, por lo que sólo existen pequeños pliegues, observados a nivel puntual, tal como se indicó anteriormente.

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

Esta esquistosidad de crenulación se encuentra presente en toda la zona occidental de la Provincia de Cáceres, CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. et al. (1980-82), BASCONES ALVIRA, L. et al. (1980-84), MARTIN HERRERO, D. et al. (1978-84) y UGIDOS MEANA et al. (1983).

Por otra parte y también crenulando a la  $S_1$  se observa una esquistosidad con dirección N 130-150° E y buzamientos generalizados hacia el S de 20° a 50° que está asociada a los pliegues tardíos de dirección aproximada N 100-120° E.

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

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

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

### 2.3.3. **Lineaciones**

#### 2.3.3.1. **Lineaciones de primera fase hercínica**

##### a) *Lineaciones de intersección*

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

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio inferior), hemos representado 69 polos de las lineaciones  $L_1$ , que tienen un buzamiento menor de  $90^\circ$ . El resultado obtenido es un punto máximo de dirección N  $134^\circ$  E y plunge de  $50^\circ$ . (Figura 5).

##### 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 corresponde a 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.

Por último diremos que en este tipo de marcadores no hemos visto indicios de posteriores deformaciones.

#### 2.3.3.2. **Lineaciones tardías**

Sólo se han localizado de forma aislada, una lineación de intersección tardía que va asociada a la esquistosidad de crenulación de dirección N  $130-150^\circ$  E, con plunges de hasta  $30^\circ$  N o S.

### 2.3.4. **Fracturas**

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

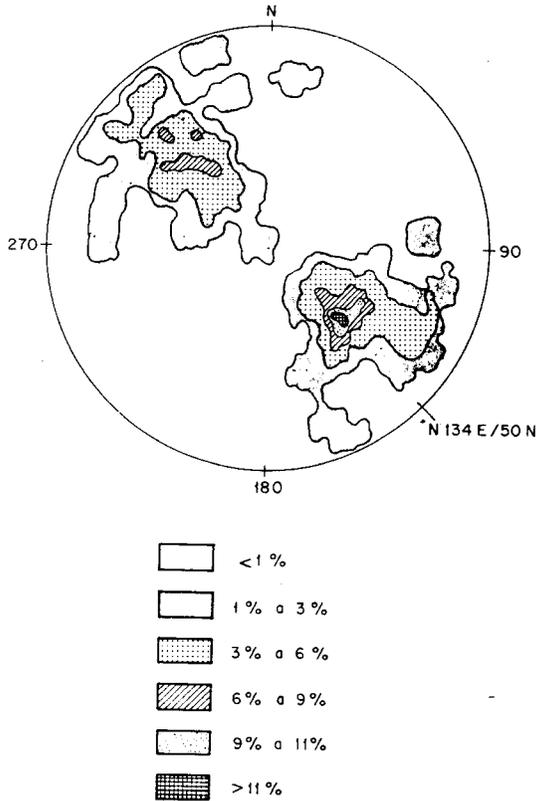


Figura 5. Proyección de 69\* polos de la lineación de intersección  $L_1$ . Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

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

— *Dirección N 120-140° E*

Esta familia se encuentra bien definida tanto en los materiales paleozoicos como en los del C.E.G. Presenta direcciones comprendidas entre N 120° E y N 140° 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 estrias en diversos puntos de la región, pone de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

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

— *Dirección N 30-70° E*

A este sistema pertenecen la mayor parte de las fracturas existentes en la Hoja y constituyen a nivel regional el principal grupo de fracturas del que forma parte la falla senestra de Alentejo-Plasencia situada al E de la zona que nos ocupa.

Dentro de esta Hoja y como accidente estructural más espectacular se localiza la falla de Castelo Branco. Corresponde a una falla senestra de dirección N 60° E y plano subvertical, que con un recorrido longitudinal visible del orden de los 130-140 km, tiene su inicio al SO de dicha localidad portuguesa y su terminación oriental en las Hurdes, al NE de esta zona de estudio, JULIVERT et al. (1974).

Ambas fracturas senestras (Alentejo-Plasencia y Castelo Branco) junto con otras del mismo sistema, con las conjugadas de dirección aproximada N 90-130° E y con las de dirección N 120-140° E preexistentes, dan lugar a fosas que en la actualidad se encuentran colmatadas por sedimentos terciarios. Tal es el caso de la cuenca de Moraleja, Hoja núm. 10-24 Cilleros, MARTIN HERRERO et al. (1984) de las que forman parte los sedimentos de naturaleza conglomerática del apartado 1.5.1.1., que tiene su prolongación hacia el SO por tierras portuguesas y la Cuenca de Coria al E. de la anterior.

En las cuencas mencionadas, los sedimentos terciarios del borde ocultan los planos de dichas fallas por lo que las observaciones realizadas se han tomado en hojas limítrofes o/y en fracturas paralelas próximas a ellas. Los resultados obtenidos nos indican que dichos planos deben ser subverticales o con buzamientos no inferiores a los 80°.

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

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

— *Dirección N 90-130° E*

A este sistema corresponden fracturas conjugadas con el sistema principal antes descrito, y que fundamentalmente con el y con las fracturas de dirección N 120-140° E preexistentes, forman el control estructural de las cuencas terciarias de la región.

Tienen escasa representación tanto en el dominio paleozoico como en el C.E.G. y se caracterizan por tratarse de fallas con componente vertical.

Su longitud cartográfica visible máxima es del orden de los 6-7 km.

— *Direcciones N 10-30° E y N 150-170° E*

Ambos sistemas son fracturas de segundo o tercer orden que van asociadas a las de dirección N 30-70° E. Con desplazamientos senestros y dextros respectivamente aparecen con escasas representación en la zona de estudio y su último movimiento debe de corresponder a fracturas normales de componente vertical.

### 3. GEOMORFOLOGIA

Se caracteriza esta Hoja por presentar un relieve bastante uniforme con una superficie morfológica de cota 400-420 m que coincide con la existente a nivel regional.

Como excepción mencionaremos los cerros de Cuartino y Teso Moreno cuyas cotas de 529 m y 440 m respectivamente, destacan dentro de esa superficie.

La ribera Basadiga, prolongación del río Eljas, es el río más importante que discurre de norte a sur y constituye frontera natural con Portugal. Su cauce deja pocos niveles de terrazas, que tan sólo se desarrollan en la parte SE sobre los materiales del C.E.G. o los sedimentos terciarios, en donde quedan dos niveles escalonados de 4 m y 1-2 m con relación al cauce actual.

La morfología que se observa en los materiales del Complejo Esquistos Grauváquico es poco variada y la característica más acusada es el fuerte encajamiento de los cursos de agua, que viene condicionado fundamentalmente por la densidad de fracturación.

Por último en la zona SE se encuentran los sedimentos conglomeráticos terciarios que dan lugar a cerros bien modelados, destacando entre ellos, los resaltes cuarcíticos del Cabeza del Macho a cuyo pie se desarrollan los depósitos del tipo coluvionar.

## 4. **PETROLOGIA**

### 4.1. **PETROLOGIA METAMORFICA**

#### 4.1.1. **Metamorfismo regional**

Las rocas del precámbrico y paleozoico existentes en esta Hoja, han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado perteneciente a la zona metamórfica de la biotita.

Las relaciones del metamorfismo con la deformación, quedan claramente reflejadas en los estudios petrográficos, en donde aparece una esquistosidad  $S_1$  producida por la 1.ª Fase de deformación hercínica y que se corresponde con las observaciones «de visu» descritas en el apartado 2.3.2.

La blastesis mineral de los blastos metamórficos con respecto a esta esquistosidad  $S_1$  es muy clara ya que los filosilicatos están orientados paralelamente a la laminación y también aparecen en esa dirección, pequeñas superficies de disolución presión.

Con posterioridad, estos filosilicatos han sufrido crenulaciones por efecto de las deformaciones tardías a que se ve sometida toda la región.

#### 4.1.2. **Metamorfismo de contacto**

La superposición del metamorfismo de contacto producido por el

plutón de Jalama sobre los materiales con metamorfismo regional, queda patente por la presencia de cordierita que aparece escasamente alterada a pinnita.

Es con posterioridad a la intrusión granítica cuando se producen los movimientos tardíos que van a dar lugar a crenulaciones en los filosilicatos.

También hay que hacer notar que la clorita poiquilobástica, probablemente ha crecido después.

## 5. HISTORIA GEOLOGICA

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

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

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

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

Tal como se observa en el apartado de estratigrafía, la serie paleozoica existente en esta Hoja, se limita a los escasos afloramientos

del ordovícico inferior formados por las cuarcitas armoricanas y las pizarras con intercalaciones cuarcíticas del Ordovícico medio. Ambas formaciones pertenecen a los relieves paleozoicos que configuran el Sinclinal de Cañaverál por lo que hemos creído oportuno, para una mejor visión regional de la evolución de la cuenca, añadir las características sedimentarias del conjunto hasta el Silúrico inferior inclusive.

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 de Cañaverál (Hojas núms. 10-25, 11-25 y 11-26) (Coria, Torrejuncillo, y Cañaverál, 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 Cañaverál, MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. (1982) 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. BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. (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 de-

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

Antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, se produce la intrusión de masas graníticas (Hoja núm. 10-24. Cilleros), que origina un metamorfismo de contacto que afecta a los materiales del C.E.G. en el vértice NE de la Hoja.

A continuación se producen deformaciones tectónicas que dan lugar a diversos sistemas de fracturas tardi y posthercínicas, entre las cuales cabe destacar el sistema de dirección N 15-60° E al que pertenecen las fallas de Castelo Branco y Alentejo-Plasencia, las cuales presentan desplazamientos horizontales senestros claramente visibles en las hojas por las que discurren.

Es en el terciario cuando tiene lugar la sedimentación de los depósitos conglomeráticos existentes en la Hoja, que tienen un marcado control estructural. Estos sedimentos se sitúan sobre los existentes en la cuenca de Moraleja (Hoja núm. 10-24. Cilleros) y deberían su origen a la erosión de los relieves paleozoicos de la zona con transporte de dirección NE.

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 esta Hoja no existe ningún indicio minero.

### **6.2. CANTERAS**

Sólo aparecen pequeños frente abiertos en niveles más cuarcíticos (cuarzograuváquicos) del Complejo Esquisto Grauváquico utilizados como materiales de construcción rústica.

Por otro lado, son materiales de posible explotación los niveles de terrazas de la Ribera de Basadiga, en la zona SE, para la obtención de arenas y gravas.

### **6.3. HIDROGEOLOGIA**

La zona ocupada por esta Hoja, pertenece a la cuenca del río Tajo, siendo la Ribera de Basadiga la principal arteria existente.

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 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 y 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. En principio estos materiales debido a su litología son susceptibles de formar buenos acuíferos, no obstante la existencia de niveles endurecidos restan porosidad al conjunto lo que limitará en parte la obtención de caudales importantes.
- d) Sedimentos cuaternarios. Dentro de este grupo sólo merecen especial interés todas las terrazas de la Ribera de Basadiga, aunque los caudales serán relativamente bajos debidos principalmente a la escasa potencia de las mismas.

## 7. BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; MARTINEZ GARCIA, E. (1973): «Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el Noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca)». *Studia Geológica* VI, pp. 29-48.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y 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 núms. 674-675 (7-27/8-27) Sever-Santiago de Alcántara. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1984): «Mapa geológico de España», E. 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 622 (11-25) Torrejoncillo. *I.G.M.E.*
- 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) Membrio. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1981): «Mapa Geológico de España», E 1/50.000 2.ª Serie, Hoja núm. 678 (11-27) Casar de Cáceres. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D. y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982): «Mapa Geológico de España», E 1/50.000 2.ª Serie, Hoja núm. 620 (9-25) Zarza la Mayor. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D. y CORRETGE CAS-

- TAÑON, L. G. (1982): «Mapa Geológico de España», E 1/50.000 2.ª Serie, Hoja núm. 621 (10-25) Coria *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y UGIDOS MEANA, J. M.ª (1984): «Mapa Geológico de España», E 1/50.000 2.ª Serie, Hoja núm. 597 (11-24) Montehermoso. *I.G.M.E.*
- BEA, F. (1975): «Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres». Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca.
- BEA, F. (1976): «Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos de área Cáceres-Salamanca-Zamora (España)». Implicaciones petrogenéticas. *Studia Geologica* XI pp. 25-73. Salamanca.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1982). «Litostratigrafía e estructura do "Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico"». Grupo de Douro (Nordeste de Portugal). Tesis doctoral. Universidade do Coimbra.
- BOUMA, A. H. (1962): «Sedimentology of zona flysch deposits». Elsevier, Amsterdam. 168 pp.
- BOUYX, E. (1962): «La edad de los esquistos de la Alcudia». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 66 (pp. 197-200).
- BOUYX, E. (1964): «Extensión de los terrenos anteordovicenses 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): «Contribución a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (1971): «Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la Prov. de Cáceres». *Bol. Geol. y Min.* t. 82 Fasc. 2.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): «Quelques remarques sur la tectonique du Portugal». *Bol. Soc. Geol.*, Portugal, 8, pp. 193-206.
- CORRETGE, L. G. (1971): «Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres)». Tesis doctoral. U. de Salamanca.
- CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1981): «Mapa Geológico de España», E. 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 648 (9-26). Alcántara. *I.G.M.E.*

- CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y PEREZ DEL VILLAR, L. (1964): «Aspectos petrológicos y estructurales de las rocas filonianas en el Complejo Esquisto-Grauváquico del área Zarza la Mayor-Garrovillas (Provincia de Cáceres)». *I Congreso Español de Geología*. T. II pp. 97-108.
- CORRETGE, G., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971): «Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de San Pedro (Cáceres)». *I Congreso Hispano Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I. Sección I (Geología). E-1-17.
- CORRETGE CASTAÑÓN, L. G.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1981): «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 649 (10-26). Garrovillas. *I.G.M.E.*
- CORRETGE CASTAÑÓN, L. G.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1981): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 677 (10-27). Brozas, *I.G.M.E.*
- CHAPPELL, 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.; MARCHAL, M. (1980): «A classification of volcanic and plutonic rocks using  $R_1R_2$ ». Diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature.
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA: Salamanca (1980). «Plutonism of central western Spain». A preliminary note. *Estudios Geológicos* 36, 339-349.
- DIEZ BALDA, M.ª A. (1982): «El Complejo Esquisto Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura Hercínica al S de Salamanca». Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- EGOZCUE, D. J., y MALLADA, D. L. (1976): «Memoria geológico-Minera de la Provincia de Cáceres». *Imprenda de Manuel Tello*. Madrid.
- FLOOR, P. (1970): «Sesión de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest-penninsulaire». *Bol. Geol. Min.* TLXXXI-II-III pp. 245-248.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963): «El dique diabásico del Norte de Extramadura». *Notas y com. Inst. Geol. de España*, núm. 69 (pp. 43-78).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965): «La continuación hacia el SW

- del dique básico de Plasencia (Cáceres)». *Notas y com. Instit. Geol. y Min. de España*, núm. 77 (129-164).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1970): «La existencia de pliegues en el complejo esquistograuváquico de la provincia de Salamanca». *Acta Geológica Hispánica*, T.V. pp. 105-108.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971): «Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros». *Separata de Studia Geológica*, II, pp. 45-46.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1972): «Mapa Geológico de España» E 1/50.000 1.ª Serie. Hoja núm. 573 (Gata). *I.G.M.E.*
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y CARNICERO (1973): «El extremo noroeste del gran dique de Alentejo-Plasencia». *Studia Geológica* 6, 73-84.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y FRANCO, P. (1975): «Las formaciones infraordovícicas y el borde las Granodioritas al Este de Guijuelo (Salamanca)». *Estud. Geolog.* V. XXXI, pp. 487-500.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G., y BEA, F. (1974): «El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos». *Boletín Geológico y Minero*. T. LXXXV-III.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y PARGA, R. (1968): «Sobre los orotoneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica». *Acta geológica Hispana*. Tomo III, núm. 3, pp. 69-72.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y UGIDOS MEANA, J. M. (1971): «Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaverl (provincias de Salamanca y Cáceres)». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I-Sección 1 (Geología). E 1-18.
- GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C.; VEGAS, R. (1977): «El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (Prov. de Cáceres, España)». *Faixa Piritosa Ibérica*. Lisboa 1977.
- GONCALVES, C., y TEIXEIRA LOPES, J. V. (1971): «Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geológicos de sua descoberta e Valorição». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo II. Sección 4. Investigación Mineral. P-4-23.
- GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971): «Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres». *Est. Geolog.* vol. XXVII pp. 177-78.

- HAMMANN, W. (1974): «Phacopina und cheirurina (Tribobita) aus dem Ordovizium von Spanien». *Senckenbergiera lethaea*, 55 (1-5), pp. 1-151, 42 figs-texto, 2 tablas, 12 lám. Frackfurt am Main.
- HAMMANN, W., y HENRY, J. L. (1978): «Quesques speas de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricain et de la Peninsule Iberique». *Sechenbergiera lethaea*, 59 (4-6) pp. 4.101-429. Frackfurt am Mein.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1933): «Bosquejo preliminar de las comarcas geográficas de Extremadura». *Pub. Inst. Reforma Agraria*. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1934): «Síntesis fisiográfica y geológica de España». *Trab. Museo Nac. Cienc. Nat. Serv. Geol* núm. 38.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1939): «Las sierras centrales de la Extremadura». *Las ciencias año IV*, núm. 2. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1954): «Ensayo sobre tectónica paleozoica en Extremadura». *Publicaciones del Cons. Sup. de Invest. Cient. Real Sociedad Española de Historia Natural*. Tomo extraordinario. Homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, pp. 387-413. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1958): «Datos Geotectónicos de la Extremadura Central». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*. II Trimestre núm. 50 (pp. 329-344).
- HURTADO FERNANDEZ, A. (1971): «Memoria de la Hoja núm. 51 del Mapa Nacional de Síntesis Geológica a Escala 1:200.000». *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I. Sección I (Geología).
- I.G.M.E. (1970): «Mapa Geológico E: 1/200.000», núm. 43. Plasencia.
- I.G.M.E. (1971): «Mapa Geológico E: 1/200.000», núm. 51. Cáceres.
- I.G.M.E.: «Mapa metalogenético de España», E: 1/200.000 núm. 43. Plasencia.
- I.G.M.E.: «Mapa metalogenético de España», E: 1/200.000 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 I.G.M.E.*
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1974): «Nuevos datos sobre el Ordoví-

- cico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres)». *Breviora Geológica Astúrica*, Año XVIII. Oviedo núm. 4, p. 57.
- KELCH (1957): «Stratigraphie und Tectonik der zentralen. Extremadura im Hereich der westlichen». Sierra de San Pedro (Spanien). *Munster* 1977.
- LAVES, F., y SOLDATOS, K. (1963): «Cie Albit-Mikroclin Orientierungs-Beziehungen in Mikroclinperthiten und deren genestische 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. Instit. Geol. y Minero núm. 60*, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1969): «El Cámbrico de España. 1.ª parte, I.G.M.E.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976): «Las capas de transición», Cámbrico inferior y otras series preordovicicas (Cámbrico Superior), en los Montes de Toledo Surorientales: sus implicaciones geotectónicas». *Estudios geol.*, 32, 591-613.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1978): «Mapa Geológico de España», E 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 702 (9-28). S. Vicente de Alcántara. I.G.M.E.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982): «Estudio Geológico de los materiales anteordovícicos y paleozoicos del Sinclinal de Cañaverál». I.G.M.E.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982): «Mapa Geológico de España», E 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 651 (12-26). Serradilla. I.G.M.E.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984): «Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres». *I Congreso español de geología*. T. III, pp. 75-90.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 703 (10-28). Arroyo de la luz. I.G.M.E.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 650 (11-26). Cañaverál. I.G.M.E.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, y GARCIA DE FIGUEROA, L. C. (1984): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 597 (10-24). Cilleros, I.G.M.E.

- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y UGIDOS MEANA, J. M. (1983): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 623 (12-25). Malpartida de Plasencia. *I.G.M.E.*
- MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1975): «Forme et orientation de l'ellipsoïde de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la general de l'arc Ibero-armoricain». *C.R. Acord, Sc. Paris. t. 280* (20 junio 1975).
- MEHNERT, K. R. (1968): «Migmatites and the origin of granitic rocks». *Elsevier*. Amsterdam 393 p.
- 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.*
- M.O.P.U. (1978): *Estudio de los recursos hidráulicos de la M.I. del río Tajo (entre los ríos Gualija y Alburreal)*. Cáceres.
- MORENO SERRANO, F. (1975): «Olistostromas, fangoconglomerados y Slump folds». Distribución de facies de las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa», provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real. *Separata de Estudios Geológicos*, vol. XXXI, pp. 249-260. Agosto 1975.
- MORENO SERRANO, F. (1975): «Las deformaciones anteordovicias del Anticlinal de Valdelacasa». *Boletín Geológico y Minero, T. LXXXV-IV* (396-400). Geología.
- MORENO SERRANO, F. (1977): «Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales». *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid.
- MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1976): «Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Astúrica*. Año XX, núm. 1. Oviedo.
- MUTTI, E., y RICCI LUCHI, F. (1975): «Turbidite facies and facies associations in examples of turbidite facies and associations from selected formations». *IX Intec. Cong. Sedim. Libro Guia de Excursiones 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.<sup>a</sup> Serie Hoja núm. 577 (Bohoyo): *I.G.M.E.*
- ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., y FERNANDEZ, P. (1980): «Mapa Geológico de España». 1:50.000. 2.<sup>a</sup> Serie, Hoja 578 (Arenas de San Pedro). *I.G.M.E.*
- PARGA, J. R. (1969): «Sistema de fracturas tardihercínicas 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* núm. 40. *Bol. Geol. y Min.* t. 82, fasc. 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, Cañaverl. *I.G.M.E.*
- QUESADA GARCIA, A. (1960): «Falla de desgarre en el SW de la Península Ibérica». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min.* 58, 163-182.
- REGENCIO, C. A., y PORTUGAL, M. (1981): «O. Sinclinal Paleozoico de Esposende (Porto). Sequeros (Salamanca) o Troço entre a Marofa e o Satas (Portugal Central)». *Cuadernos geología Ibérica*.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.<sup>a</sup> 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 Atlántic ocean. *J. of Geology*». 86, 299-309.
- SCHMIDT THOME, P. (1950): «Basamento paleozoico y cobertera en la parte occidental de la España Central» (Prov. de Salamanca y Cáceres). *Public. extranjeras sobre Geología de España*. t.v. Madrid.
- SCHMIDT, H. J. (1957): «Stratigraphie und Tetonik des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüse Tajo und Alagon (spanien)». *Munster* junio 1977.

- SCHOTT, J. J.; MONTIGNY, R., y 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 Jurassic». *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 457-470.
- SOARES DE ANDRADE, A. A. (1972): «Sur l'âge Permien inférieur d'une intrusion doléritique á Portel, Alentejo (filón de Messejana)». *Rev. Fac. Cienc. Lisboa*, 17, 237-242.
- TEIXEIRA, C. (1955): «Notas sobre a geología de Portugal: O Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico». *Porto Editora*. Lisboa. 50 p.
- TEIXEIRA, C. (1979): «Le precambrien portugais». *C. R. Som. Soc. Geol. France*. Fasc. 5-6. 228-230. París.
- TEIXEIRA, C., y TORQUATO, J. R. (1975): «Nouvelles données sur l'âge du grand filon doléritique de Vila do Bispo-Plasencia». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 19, 99-101.
- TENA DAVILA-RUIZ, M. y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 704 (11-28). Cáceres. *I.G.M.E.*
- TORRE DE ASUNCAO, C. (1969): «Sur la petrographie du Complexo des schistes et grauvacoos 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. *Univ. Salamanca*.
- UGIDOS, J. M.ª (1974 A): «Características del Metamorfismo en el área Béjar-Plasencia». *Bol. Geol. Min.* 85, 6 73-81.
- UGIDOS, J. M.ª (1974 b): «Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar. Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina». *Studia Geologica*. 8, 27-46.
- UGIDOS, J. M.ª (1974 c): «Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes». *Studia geologica* 7, 63-68.
- UGIDOS, J. M.ª (1974 d): «Los granitos biotíticos±cordierita de Béjar y áreas adyacentes». *Bol. Geol. Min.* 85, 66-74.
- UGIDOS, J. M.ª (1976): «Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y

- áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)». *Separata Studia Geológica*, 10 pág. 31-43. Salamanca, 1976.
- UGIDOS, J. M.<sup>a</sup> (1980-81): «Discusión sobre la génesis de los granitos calcoalcalinos del Macizo Hespérico». *Bol. Soc. Geol. Portugal*. 22, 129-133.
- UGIDOS, J. M.<sup>a</sup> (1981 a): «Sobre el metamorfismo en los sectores occidentales de Gredos». *Cuadernos Lab. xeol. de Laxe*. 2, 117-122.
- UGIDOS, J. M.<sup>a</sup> y BEA, F. (1976): «Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "youngenr" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta». *Studia Geológica*, 10. 45-59.
- UGIDOS, J. M.<sup>a</sup>, y BEA, F. (1979): «Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico». *Studia Geologica*. 14, 35-77.
- UGIDOS, J. M.<sup>a</sup> y FERNANDEZ LAGUNA, F. J. (1973): «El metamorfismo al E. de Plasencia (Cáceres)». *Studia Geologica* 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.<sup>a</sup> Serie. Hoja núm. 598 (12-24). Plasencia. I.G.M.E.
- 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 prov. de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Minero de España* T. 82 p. 351-358.
- VEGAS, R. (1974): «Repartición de las series anteordovícicas del S.O. 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 p. 207-215.