



# IGME

596

10-24

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# MORALEJA

Segunda serie - Primera edición



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

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MORALEJA

Segunda serie - Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

*Geología de campo, Síntesis y Memoria:*

— BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y GARCIA DE FIGUERO-LA, L. C. (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.<sup>o</sup> D.; GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CARNICERO, A., y FRANCO, M.<sup>o</sup> P., del Dpto. 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.

— *Granulometrías, minerales pesados y ligeros:* RINCON, R., del Dpto. de Estratigrafía de la U. de Madrid.

— *Rayos X:* BRELL, J. M., del Depto. de Estratigrafía de la U. de Madrid.

*Dirección y Supervisión del IGME:*

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

*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-38.192-1987

NIPO 232-87-007-3

---

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

## 0 INTRODUCCION

La Hoja de Moraleja (núm. 10-24) se encuentra situada en la zona noroccidental de la provincia de Cáceres, siendo sus rasgos geográficos más significativos los valles originados por el río Arrago, los arroyos de La Tinaja y Parra y la Ribera de Gata, que, ocupan una gran superficie de la zona central, y los relieves de la Sierra de Santa Olalla, al NE de la localidad de Cilleros.

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 Ordovícico Inferior, depósitos terciarios pertenecientes a las Cuencas de Moraleja y Coria y sedimentos cuaternarios.

Las áreas graníticas existentes pertenecen al Plutón de Jalama y a la Unidad de Santibáñez, que tienen su prolongación hacia el N por las Hojas limítrofes.

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 observada 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 variedad de relieves existentes según los distintos grupos litológicos. Las áreas graníticas presentan las mayores alturas, que alcanzan los 800 m. de cota máxima en la Sierra de Santa Olalla. Los sedimentos del Precámbrico Superior tienen un relieve bastante uniforme que corresponde a nivel regional con la cota 400-420 m., que se supone restos de la penillanura cacereña y que está surcada por abundantes valles encajados.

Por último, los sedimentos del Terciario aparecen bien modelados y sobre ellos se disponen los amplios valles cuaternarios que recubren y erosionan a los anteriores sedimentos.

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 CASTAÑON, 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. (1955 y 1979), TEIXEIRA, C. et al. (1975), TORRE DE ASSUNCAO, C. (1969) y OEN-ING SOEN (1970).

Finalmente, las áreas graníticas del plutón de Jalama y la Unidad de Santibáñez tienen como antecedente más representativo los trabajos de GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963-1984) y los estudios de BEA, F. (1975 y 1976).

## 1 ESTRATIGRAFIA

La presente Hoja se caracteriza principalmente por la presencia de sedimentos precámbricos, pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico, que ocupan aproximadamente y en conjunto una superficie del 50 por 100 del total. Sobre estos sedimentos se deposita la serie paleozoica, que sólo está representada por materiales del Ordovícico Inferior situados en el borde SE.

Las rocas graníticas pertenecen al plutón de Jalama y a la Unidad de Santibáñez y ocupan una superficie total del 25 por 100 aproximadamente, en donde a nivel cartográfico se han separado diversas facies.

Respecto a los sedimentos terciarios, se encuentran distribuidos en varios sectores, pertenecientes a las cuencas de Coria y Moraleja, parte de los cuales están cubiertos por materiales cuaternarios. De estos últimos caben destacar coluviones, glaciais y diversos niveles de terrazas.

## 1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR

### 1.1.1 GRAUVACAS Y PIZARRAS (C. E. G.) (12)

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 a nivel individual laminaciones paralelas, cantos blandos de pizarras negras, y en el techo de algunos bancos, ripples de crestas rectas o linguoides y a nivel estrato secuencias de Bouma con los términos: masivo, laminación paralela, laminación cruzada y laminación paralela ( $T_{b-c-d}$ ), todo ello en contacto gradual y disminuyendo progresivamente la proporción arenosa y aumentando la pelítica.

Estas características permiten considerar las facies como pertenecientes al tipo C de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y probablemente al tipo  $C_2$ .

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, fino y limo con clastos subangulosos y sorting moderado a bueno. Como principal mineral aparece 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. También meta-psamitas cuarzosas pasando gradualmente a pelitas. En conjunto se observan secuencias de BOUMA del tipo  $T_{b-c-d}$ .
- Metapelitas sericíticas bandeadas con textura blastopelítica. En las láminas se observa la textura clástica original recristalizada y orien-

tada. 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 roca que pueden ser: F. R. cuarzo microcristalino  $\pm$  clorita o sericita; F. R. pelita; F. R. ígnea (Q + f.d.s.) y F. R. volcánica (microlitos de plagioclasa + cuarzo).
- Pizarras sericíticas con textura lepidoblástica, blastopelítica. La composición mineralógica es: sericita, cuarzo, moscovita, clorita, opacos, turmalina, circón, material carbonoso y minerales de hierro. El bandeo es sedimentario y viene marcado por la diferente proporción de cuarzo, filosilicatos y/o material carbonoso. Se observa como los filosilicatos están orientados ligeramente oblicuos a la laminación y posteriormente crenulados. No obstante, la biotita, que se ha desarrollado en cristales mayores, idiomorfos o poiquiloblásticos, no presenta una orientación preferente.

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, podrían clasificarse 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.

En la ribera de Gata, en la banda S, se observa, en un frente de cantera abandonado, conglomerados y microconglomerados en paquetes alternantes con pelitas y grauvacas de hasta 25 cm. Los cantos corresponden a grauvacas y pizarras, aunque de forma aislada, aparece alguno de fosfatos.

Al microscopio se han clasificado metaconglomerados arenosos polimícticos con textura blastosefítica, cuyos componentes son: fragmentos de rocas, cuarzo, clorita, plagioclasas, feldespato potásico, carbonatos, opacos, turmalina, circón y minerales de hierro. La roca está constituida por clastos de grava y arena muy gruesa a media, subangulosos a subredondeados y con un sorting pobre. Los fragmentos de roca pertenecen a cuarzo microcristalino, rocas volcánicas, rocas ígneas y material arenoso y carbonatado que nos indican un área madre múltiple.

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.ª D. (1982), en la zona NE, limítrofe con la que nos ocupa. A su vez, también sería equivalente a las Pizarras inferiores descritas por GARCIA FIGUEROLA, L. C. y FRANCO, P. (1975) y a la Formación Monterrubio, establecida por DIEZ BALDA, M.ª A. (1982) para la zona SO de Salamanca.

El estudio de diversas muestras palinológicas ha permitido clasificar:

- Formas solitarias de pared lisa similares a las FORMAS A (MAN-SUY, 1983), que son sinónimas a *Palaeocryptidium cayeuxi* (DE-FLAENDRE, 1955), con una amplia distribución en el Brioveriense francés (Rifeense Sup. - Vendiense).
- Formas en racimos que serían equivalentes a las FORMAS D (MAN-SUY, 1983), con una edad similar a las anteriores, 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-Paleozoico). 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.

- Formas con procesos angulosos o giberosos, dando incluso formas aberrantes. Algunos de estos ejemplares se han asimilado en otras Hojas a *Eomicrhystridium* sp. Aunque también podrían deber su forma al crecimiento de cristales dentro de la vesícula, cosa corriente en microfósiles orgánicos. Formas con procesos giberosos se han citado en las Formaciones KONGSFJØOR, en la Península de Varanger, que es una formación flysch turbidítica (VIDAL y SIEDLECKA, 1983), con una edad Rifeense Superior.
- *Bavlinella faveolata* (SHEPELEVA, 1892) VIDAL, 1976, con cápsulas superiores a 4 micras y bastante escasas. La abundancia de esta especie ha sido utilizada como indicativa de edad Védica, en gran parte del mundo; sin embargo, se ha observado que pasa al Cámbrico Inferior, por lo que su valor bioestratigráfico hay que tomarlo con precaución. En España se ha observado una gran abundancia de esta especie, y concretamente, por el área N de Cáceres, se han localizado en la Hoja núm. 10-25, Coria, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1982).

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

## 1.2 PALEOZOICO

Los sedimentos paleozoicos aflorantes en esta Hoja se encuentran situados en el ángulo SO y ocupan sólo términos del Ordovícico Inferior.

Dado que estos depósitos forman parte de la Sierra de Cañaveral, 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 y 1984), MARTIN HERRERO, D. et al. (1982-84).

Las descripciones que seguidamente se exponen han sido tomadas en su mayor parte fuera del contexto de esta Hoja, ya que su representación en la misma se limita a un pequeño afloramiento semioculto por las arenas, arcillas y conglomerados cuarcíticos del Sector III de la cuenca terciaria de Moraleja.

## 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 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 de la Hoja número 12-26 (Serradilla), MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982), 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:

Primer término.—Areniscas y/o cuarcitas con laminaciones de ripples de ola y cruzadas 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, Hoja número 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:

# LEYENDA

## I - ESTRATIFICACION

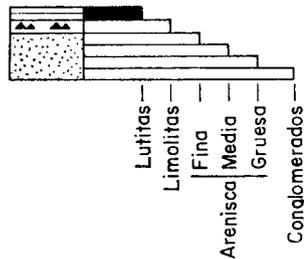
- CAPAS
- 10 cm.
  - 10 - 30 cm.
  - 30 - 100 cm.
  - 100 - 300 cm.

- Acuñaientos
- Fusión de capas

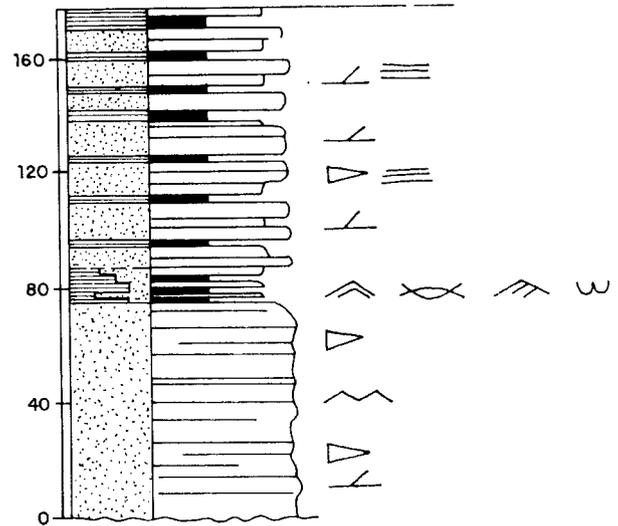
- CONTACTOS
- Netos
  - Graduales
  - Discordante y/o disconforme

## II - LITOLOGIAS

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



Relación aprox.



## III - ESTRUCTURAS

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

Figura 1

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 a 70 cm. con superficie 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 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 bandeado, cuyos componentes principales son moscovita-sericita, clorita y cuarzo, en tanto que aparecen opacos, hematites, turmalina y feldespatos, 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 por 100, en tanto que los opacos piritita, 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 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 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 número 12-26 (Serradilla), al SE de esta 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.

### 1.3 ROCAS PLUTONICAS

Las rocas plutónicas de esta Hoja ocupan un 20 por 100 de la superficie total, individualizadas en dos unidades cartográficas que se continúan hacia el N en las Hojas limítrofes.

La unidad más occidental es al mismo tiempo la más extensa y representa la terminación SE del plutón de Jálama. Su orografía es relativamente accidentada y se debe a las fracturas tardías muy marcadas en todo el área. La segunda unidad corresponde a la terminación de los granitos de Santibáñez y en la Hoja, se encuentran situados en el ángulo NE.

A nivel cartográfico se han distinguido seis facies en el Plutón de Jálama y dos en la Unidad de Santibáñez.

#### 1.3.1 PLUTON DE JALAMA

##### 1.3.1.1 Granitos de dos micas con carácter porfídico variable en facies de grano grueso a muy grueso (4) y granitos de dos micas con megacristales feldespáticos (5)

Son los de mayor representación cartográfica y cuando están afectados por la fracturación tardía constituyen un berrocal de formas amplias y tendencia aplanada.

Su textura es muy heterogranular y porfídica en la mayoría de los casos. Sin embargo aparecen también facies sin megacristales. Por el contrario en las inmediaciones del pueblo de Cilleros, el porfirismo es tan intenso

que la roca queda constituida casi exclusivamente por megacrystales de varios centímetros de feldespato potásico idiomórficos sin orientación definida y que engloban al resto de los constituyentes mineralógicos o éstos se agrupan en los pequeños espacios que dejan entre sus caras (5).

En otras partes se pueden establecer de forma estadística dos grupos de megacrystales de feldespato potásico. Uno, muy abundante, de tamaño de 2 a 3 cm. bien idiomórficos y en la mayoría de los casos orientados dando a la roca un marcado carácter de fluidaridad cuya dirección es variable. Incluso dentro del mismo afloramiento pueden aparecer con cambios direccionales. El mayor número de medidas dan componente al NO, o si se quiere paralelas al contacto de la masa plutónica con el encajante. El otro grupo de fenocrystales alcanza tamaños superiores a los 8 cm. y no presenta fábrica linar ni plano linear. Son mucho menos abundantes que los anteriores con la excepción de las acumulaciones indicadas en Cilleros. Los megacrystales tienen un alto grado de triclinicidad con maclas de Carlsbad y desarrollo de perfitas que pueden aparecer en dos sistemas. Se ven pocos casos de albitización marginal y es escasa la presencia de mirmekitas. El feldespato potásico es siempre un componente dominante pues además de formar megacrystales aparece también como intersticial.

Las plagioclasas son de carácter ácido con valores de An entre 10 y 14 por lo que la consideramos como oligoclasa ácida. No aparecen zonadas aunque algunas veces presentan diferencias en la intensidad de la alteración del borde al centro.

El cuarzo es siempre anhedral y puede aparecer como gotiforme dentro de los feldespatos o más abundante de forma intersticial. En este segundo caso es frecuente su sinosis de bordes muy interpenetrados así como el contener frecuentes agujas de rutilo.

La biotita no presenta orientación excepto en las zonas de abundantes megacrystales de feldespato potásico de la primera generación que se amolda al contorno de los mismos. En pocos ejemplares se encuentra inalterada. Presenta dos tipos de alteraciones. Una, la cloritización, puede ser casi completa conservando los halos pleocroicos y originando agujas de rutilo de forma saignée, o bien masas de leucoxeno. La otra es una transformación en feldespato potásico que sigue los planos (001) de la biotita. Esta alteración se da con mayor frecuencia en los contactos con cristales del feldespato. Además de las inclusiones de circón que originan los halos pleocroicos contienen apatitos no radiactivos. También aparece la biotita en agregados de láminas cortas, euhedrales no alteradas y que suponen restos de pequeños spot surmicáceos.

La moscovita aparece en láminas grandes con una marcada interacción con las plagioclasas. La proporción de moscovita a biotita es muy variable.

Como minerales subordinados encontramos apatito, circón, opacos, rutilo, topacio, minerales de hierro y turmalina. Este último mineral se pre-

senta con tendencia idiomórfica en pequeños cristales tendentes a asociarse con la biotita. Está siempre en cantidades mínimas y a pesar de su poca abundancia, es rara la muestra que no la contiene. Lo mismo ocurre con el topacio, también en cristales pequeños, casi siempre en conexión con los feldespatos.

Contiene algunos enclaves de carácter micáceo así como otros del encajante. Estos últimos de composición arcillosa y/o cuarzosa pueden alcanzar varios metros de radio. Su mineralogía es sencilla con dominio de cordierita, micas y cuarzo. Cuando la cordierita constituye nódulos en una matriz de biotita-cuarzo, aparece orientada al igual que en las pizarras nodulosas del encajante.

En algunos enclaves micáceos se desarrollan fenoblastos de feldespato potásico. El contacto granito grano grueso-metamórfico es normal y buza hacia fuera de la roca plutónica por su lado occidental. Solamente en las inmediaciones del depósito de aguas de Cilleros hay evidentes signos de una fracturación tardía que afecta al contacto.

#### 1.3.1.2 Granitos de dos micas con sillimanita en facies de grano fino (6)

Son también granitos de dos micas que comprenden varias facies si tenemos en cuenta el porfirismo, la proporción entre las micas y el tamaño de grano.

Los megacristales de feldespato potásico, cuando aparecen, son siempre pequeños, dispersos y sin una orientación definida. No existen los grandes cristales que presentan las facies de grano grueso del apartado anterior. Están pertitzados con inclusiones de otros minerales. Las plagioclasas presentan el tipo de oligoclasa ácida e incluso puede ser albita de alto contenido en An.

La proporción entre las micas es muy variable, encontrándose términos puramente moscovíticos y otros en los que hay un dominio neto de la biotita. Estas diferencias en cuanto a la mica tienden a constituir bandas alargadas en el sentido SE-NO pero los límites entre ellas son imprecisos por lo que no se cartografian. La biotita está parcialmente transformada en clorita más agujas de rutilo.

Una característica mineralógica que los distingue de los anteriores es la presencia de sillimanita. Se sitúa dentro de la moscovita y debe considerarse como relicta. Conserva muchas veces arcos poligonales. En algunas muestras de la zona E de Cilleros se puede ver a simple vista junto a láminas de biotita.

Sus minerales accesorios son los mismos que en el granito de grano grueso, es decir, apatito, circón, opacos, rutilo, topacio, minerales de hierro y turmalina, si bien esta última aparece muy esporádicamente. En algunas

muestras de la dehesa de Los Arenales, al E de Cilleros, la sillimanita es visible a simple vista junto a laminillas de biotita. Es interesante resaltar que en una muestra con sillimanita y turmalina, aquélla aparece dentro de ésta.

#### 1.3.1.3 Granitos de grano fino con sulfuros (7)

En algunos puntos el granito de grano fino del apartado anterior y en sus facies más moscovíticas, presenta concentraciones de opacos que por efecto de la alteración originan aureolas teñidas de óxido de Fe. La zona más extensa se localiza en el curso alto del arroyo de Santa Catalina.

Se trata de una roca de grano fino equigranular hipidiomórfica con la oligoclasa relativamente euhedral y tan sólo con moscovita como componente micáceo. Los opacos que originan las manchas de óxidos, son a su vez óxidos de Fe, pero es muy probable que se tratara de sulfuros y/o arsenopirita, ya que hay algunos filoncillos de cuarzo que conllevan estos componentes.

#### 1.3.1.4 Granitos aplíticos (8)

Constituyen bandas alargadas en sentido SE-NO y están en relación con el granito de grano grueso descrito en el apartado 1.3.1.1. Se cartografían las de mayor potencia, entre las que destaca la del Campillo, por su anchura y porque contiene una apófisis en dirección SO siguiendo una línea de falla en ese sentido. Algunas otras de menor entidad se cortan en zonas de la Navelonga y El Cominal. Dan un berrocal de formas pequeñas y tendencia cúbica o en lajas. Tiene una fábrica isótropa muy equigranular o heterogranular seriada. Raras veces se le ve algún megacristal que siempre es de feldespato potásico. Las proporciones de feldespato potásico al cuarzo son muy similares y este último mineral tiende a presentarse en sinusis con cristales muy anhedrales. La moscovita tiende a dominar sobre la biotita y ésta tiene abundantes halos pleocroicos en torno a los circones. Cuando la biotita se encuentra dentro de las plagioclasas presenta una cloritización no muy intensa.

Los minerales accesorios son apatito, circón, opacos, rutilo, topacio y minerales de hierro. Algunos de los minerales opacos son óxidos de Fe con restos de sulfuros.

#### 1.3.1.5 Aplitas en facies de borde (9)

Aparecen como apuntamientos alargados a escasa distancia del borde

del granito de grano grueso. Su potencia es si acaso de 100-200 metros y el constituyente fundamental es una aplita muy leucocrática, relativamente pobre en micas siendo siempre la moscovita mucho más abundante que la biotita.

La característica más sobresaliente es la de presentar bandas concordantes con el borde de grano grueso y textura pegmatítica con moscovita palmerada. A veces estas bandas pegmatíticas se sustituyen por una alineación de grandes cristales euhedrales de feldespato potásico englobados en la matriz aplítica.

### 1.3.2 UNIDAD DE SANTIBAÑEZ

#### 1.3.2.1 Granitos de dos micas en facies de grano grueso (10)

En esta Hoja aflora en dos bandas separadas por una intermedia de granitos de grano fino (11). Estratigráficamente dan la impresión de bandas de dirección NE, pero en su continuidad hacia el Norte no presentan esta dirección.

El tamaño del grano es desde luego grueso pero en ningún caso presenta términos tan espectaculares como los del granito de grano grueso (4) del plutón de Jálama. También es muy variable su porfirismo que cuando es muy abundante da lugar a una fábrica de dirección N.

Las plagioclasas son euhedrales con An de 8-14 por 100 y en muchos casos es tan abundante como el feldespato potásico, por lo que se trata de verdaderas adamellitas, y son los términos más dominantes hacia el extremo sur.

Por otras características mineralógicas se parece al descrito bajo la misma denominación en el batolito de Jálama. Únicamente es menos frecuente la presencia de turmalina y por el contrario hay algunos puntos que contiene sillimanita dentro de la moscovita.

#### 1.3.2.2 Granitos de grano fino (11)

Origina un berrocal de formas pequeñas pero bastante redondeadas o alargadas en dirección N debido a que en la mayor parte de esta masa hay una clara fábrica de igual dirección. Cuando esta fábrica es planar su buzamiento tiene un claro componente al Este.

El tamaño de grano es bastante fino y no presenta términos de tipo medio como ocurría en el granito similar (granitos de dos micas con sillimanita en facies de grano fino (6) del plutón de Jálama. Su composición mineralógica es por el contrario muy parecida, si bien no es frecuente la presencia de la sillimanita dentro de las láminas de moscovita.

## 1.4 ROCAS FILONIANAS

### 1.4.1 DIQUES DE CUARZO (2)

Constituye un importante sistema, 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 superficial se han marcado en la cartografía.

La génesis de estos diques, que presenta direcciones paralelas o sub-paralelas 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 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 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, albíta, moscovita y feldespato potásico.

### 1.4.2 DIQUES BASICOS (3)

Existen haces o diques sueltos de composición básica que encajan tanto en los granitos como en los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico, con potencias del orden de 1-2 m. Su alteración es grande y de aquí que

cuando aparecen encajados en los sedimentos del C. E. G. se determinen mal, ya que su potencia siempre es escasa.

Se pueden establecer tres tipos de diques básicos:

— Dique de «El Salto», situado en el Km. 13,900 de la carretera comarcal 513, que corresponde a un lamprófido de dirección E-O y potencia variable, pero pocas veces superior al metro. Sólo aparece la textura porfídica en los casos de mayor potencia y entonces existen buenos cristales de hornblenda y algunos feldespatos.

— Haces de diabasas constituidos por varios diques de muy pequeña potencia y direcciones paralelas entre sí. Se han cartografiado tres relacionados con el Plutón de Jálama y uno con la Unidad de Santibáñez.

Se evidencia una textura microporfídica de minerales ferromagnesianos, en donde algunas son secciones idiomórficas propias de olivinos. La alteración es acusada y prácticamente están convertidos en una masa arcillosa-talcosa con óxidos de Fe y algo de clorita y serpentina.

— Dique de Montevejo, situado en el Km. 40,500 de la carretera comarcal 526, a la altura de la Casa de Montevejo. Se trata de un dique de diabasas que se encaja en los materiales del C. E. G., cortando la esquistosidad  $S_1$ , bajo un ángulo de  $40^\circ$ . Su textura es holocristalina diabásica, amigdalar con andesina, augita, hornblenda y actinolita, como minerales principales, y calcita, clorita, opacos, leucoxeno, sericita, uralita, cuarzo y epidota como accesorios. Hay que hacer notar que la plagioclasa tiene un contenido en An próximo al 40 por 100, el clinopiroxeno es augita titanada y parcialmente uralitizada, el anfíbol aparece como hornblenda basáltica y actinolita y existen pequeñas cantidades de cuarzo en agregados redondeados.

## 1.5 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

Las rocas afectadas por el metamorfismo de contacto por acción de las rocas plutónicas, pertenecen a los materiales del Complejo Esquisto Grauwáquico, descritos en el apartado 1.1.1.

Su representación cartográfica se dispone para la zona occidental del Plutón del Jálama, según una banda de 0,7-1,5 Km. y para la oriental toda una superficie aproximada de 5-6 Km., que corresponde a la separación existente entre dicho plutón y la Unidad de Santibáñez.

### 1.5.1 ESQUISTOS MOTEADOS Y GRAUVACAS MOTEADAS (1)

Incluidos en este grupo litológico se han reconocido al microscopio:

- Esquistos cuarzo-feldespáticos biotíticos moteados con textura granoblástica, lepidoblástica maculosa con cuarzo, biotita, feldespato, moscovita, clorita, opacos, turmalina, circón y minerales de hierro como componentes mineralógicos.

La textura granoblástica está definida por el cuarzo y los feldespatos raramente maclados y difíciles de distinguir por ello del cuarzo. Los filosilicatos constituyen la textura lepidoblástica y en su mayoría están orientados. Por último, la textura maculosa es debida al metamorfismo de contacto y viene marcada por una simple reorganización de los filosilicatos, aparición de sericita o moscovita de menor tamaño y disminución notable de la proporción de biotita.

- Pizarras moscovíticas-biotíticas moteadas con textura lepidoblástica, maculosa. Los componentes mineralógicos son: sericita, clorita, cuarzo, biotita, moscovita, pinnita, opacos, turmalina y minerales de hierro. Se reconocen pequeñas áreas circulares o elipsoidales, en las que por el efecto térmico del metamorfismo de contacto se han reorganizado los filosilicatos apareciendo moscovita y menor proporción de biotita o clorita y también en algunos de ellos pinnita. Gran parte de la clorita existente procede de la biotita.
- Esquistos maculosos con textura lepidoblástica, poiquiloblástica maculosa. Los componentes mineralógicos corresponden a cuarzo, moscovita, biotita, cordierita, albita, andalucita, clorita, opacos, pinnita, óxidos de hierro, apatito y turmalina. La cordierita de forma globosa, poiquiloblástica alargada en el sentido de la esquistosidad, aparece alterada a pinnita en su totalidad.

### 1.6 TERCIARIO

Dentro del marco de la Hoja de Cilleros, aparecen depósitos terciarios pertenecientes a las Cuencas de Moraleja y Coria. Ambas se caracterizan por presentar un claro 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.

Para la cuenca de Moraleja se han separado cuatro sectores, en tanto que para la de Coria se diferencian cinco, de los cuales sólo dos aparecen en esta Hoja. Su distribución espacial queda gráficamente reflejada en las figuras 2 y 3.

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

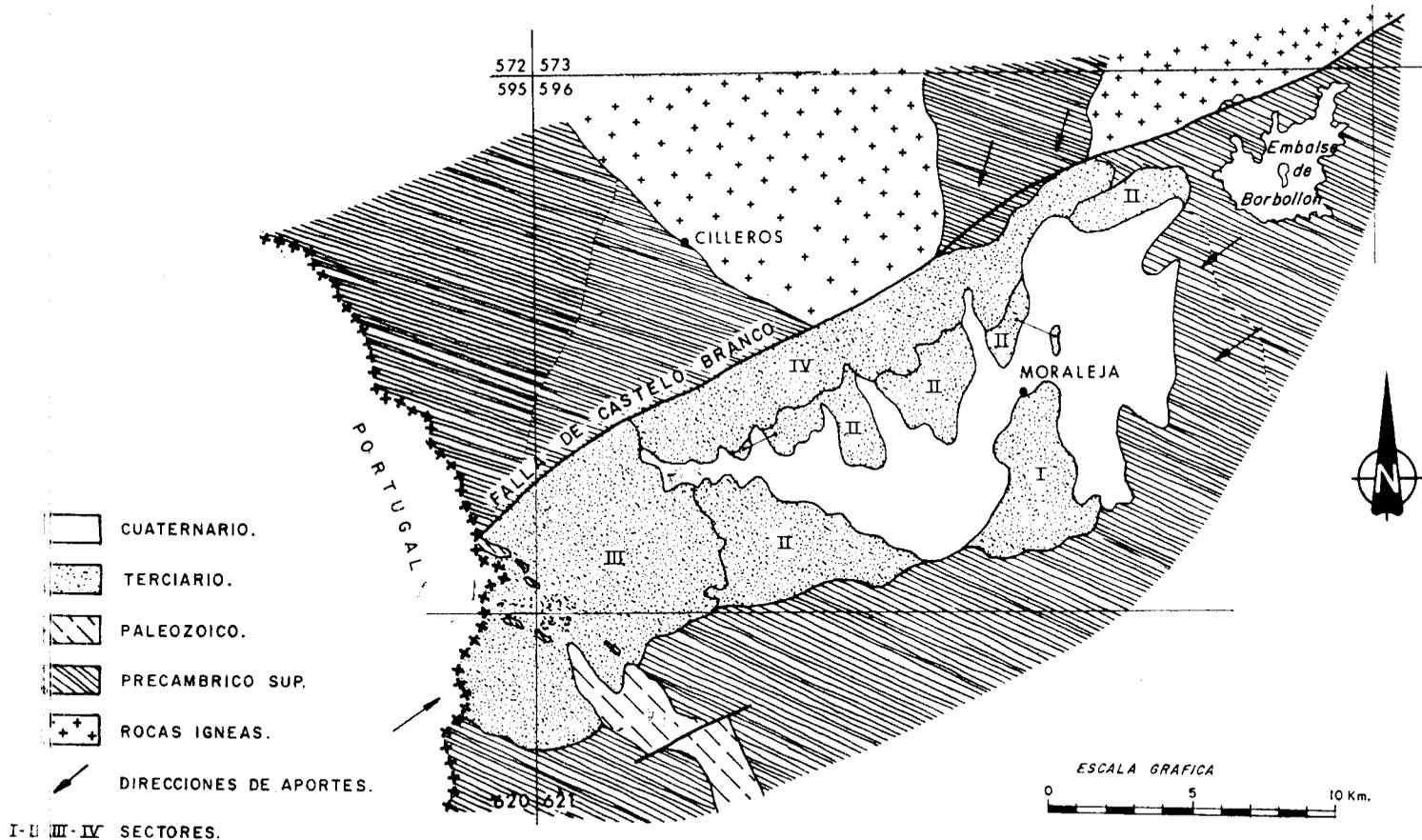


Figura 2

-  CUATERNARIO.
-  TERCIARIO ( CUENCA DE CORIA ).
-  PALEOZOICO.
-  PRECAMBRICO SUP.
-  ROCAS IGNEAS.
-  DIQUE ALENTEJO-PLASENCIA.

 LIMITE SUPUESTO ENTRE SECTORES.

 DIRECCION DE APORTES.

I-II-III-IV-V SECTORES

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

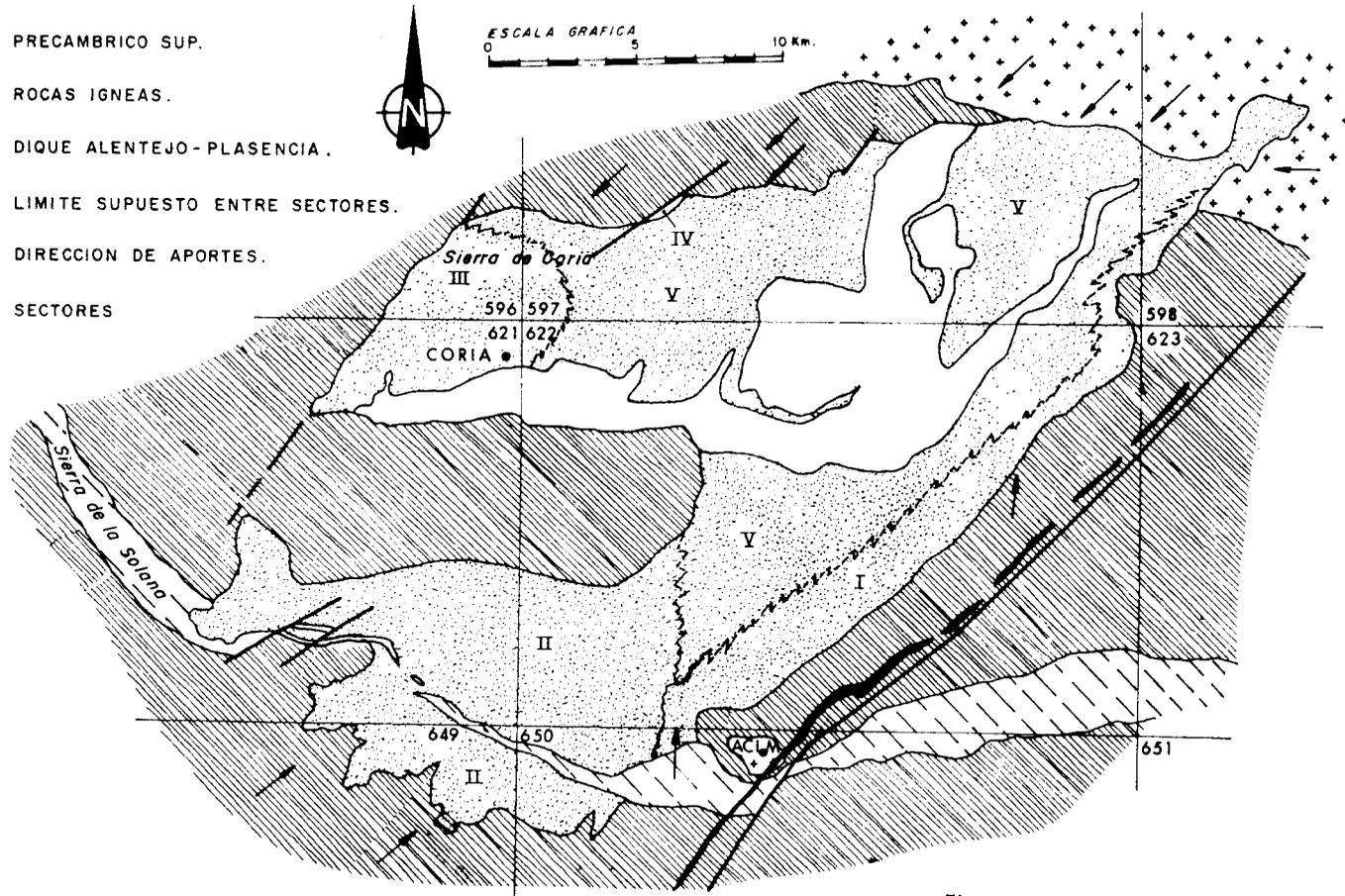


Figura 3

Las características litológicas de los distintos sectores es la siguiente:

#### *Cuenca de Moraleja*

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.

#### *Cuenca de Coria*

Sector I: En este sector se localizan dos grupos litológicos: conglomerados y fangos y arenas, arcillas y conglomerados.

Sectores II y V: Arcosas y arcillas. Corresponden a depósitos de áreas graníticas del S y N, respectivamente.

Sector III: Arcillas, limos y arenas micáceas.

Sector IV: Conglomerados y arenas, análogas a las del sector I.

En esta Hoja sólo aparecen depósitos del sector V y del sector III.

A la vista de las características litológicas, de los datos aportados por los estudios de laboratorio y teniendo en cuenta el factor estructural de toda la región, se puede pensar que ambas cuencas, en principio, estarían unidas en una fosa que tendría su límite norte en la falla de Castelo Branco y el sur en la falla de Alentejo-Plasencia.

Seguidamente se exponen las características de cada uno de los sectores antedichos y sus relaciones entre ambas cuencas.

### 1.6.1 MIOCENO

#### 1.6.1.1 Arcillas, limos y arenas micáceas (14)

Los sedimentos de este grupo litológico pertenecen al sector I de la cuenca de Moraleja y a los del sector III de la cuenca de Coria, que corresponde genéricamente a arcillas, limos y arenas micáceas.

Para la zona SE, perteneciente a la Cuenca de Coria, los mejores afloramientos aparecen en distintos frentes abiertos para explotaciones, en régimen intermitente, de arcillas. En ellos se distinguen tres tipos de materiales.

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

El segundo tipo lo constituyen facies canalizadas, formadas por arenas blanco-amarillentas micáceas, de grano fino a medio. Presentan estratificación cruzada en surco, ripples y laminación cruzada debida a ripples.

Aparecen intercaladas en ellas arcillas marrones y limos verdosos muy laminados con burrows, tanto verticales como horizontales.

El último grupo de facies está integrado por limos, arcillas y arenas de grano fino, cuya característica fundamental es que presentan constantemente laminación paralela, laminación cruzada debida a microripples, bioturbación y burrows. Presentan frecuentemente concrecciones carbonatadas y horizontes edafizados. Sus características podrían corresponder a depósitos en ambientes de llanuras de inundación distales o incluso lacustres. Subordinadas a estas facies aparecen pequeños niveles de facies canalizadas arenosas.

El estudio de diversas muestras tratadas con R. X nos indican un contenido en cuarzo que varía del 15 por 100 al 20 por 100 y de filosilicatos del 85 al 90 por 100, respectivamente. Dentro de estos últimos se observa una variación del 30 al 60 por 100 en illita, del 15 al 45 por 100 en esmectita y del 20 al 25 por 100 en clorita. También se observan indicios de caolinita que en algún caso alcanzan un 5 por 100 del contenido total.

Las facies de este grupo existentes en la Cuenca de Moraleja se sitúan en esta localidad y se extienden hacia el sur, en donde aparecen directamente sobre los sedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico del Precámbrico Superior.

En esta área, las arcillas, limos y arenas micáceas no se encuentran con la misma claridad que en los afloramientos de la cuenca de Coria, ya que estos depósitos se localizan en una superficie de escaso relieve actual sobre los que se instalaron sedimentos cuaternarios de naturaleza aluvionar, que en la actualidad tienen escasa o nula representación cartográfica, pero que dificulta en gran medida las observaciones a realizar.

No obstante, de las muestras tomadas en las proximidades a Moraleja se han realizado estudios de R. X que dan un contenido en cuarzo del 10 por 100, un 85-90 por 100 de filosilicatos y hasta un 5 por 100 de feldespatos. Con relación a los filosilicatos se observa una variación en la esmectita del 35 al 50 por 100, un 40 por 100 de illita, entre un 5 por 100 y un 10 por 100 de caolinita y un contenido en clorita de hasta el 20 por 100.

Una comparación de estos datos con los existentes para la Cuenca de Coria descritos, permite ver que no hay prácticamente diferencias entre ellas, por lo que nos inclinamos a pensar que inicialmente ambas cuencas fueran una sola, dando lugar a una sedimentación uniforme en toda ella, con posterioridad se reajustarían los bloques sobre los que se produjo la sedimentación y quedarían aisladas entre sí.

Del estudio de minerales pesados en la zona de Coria, al S de la Hoja, se pone de manifiesto la existencia de trazas de moscovita y anatasa y frecuentes leucoxenos e ilmenita. A su vez, el mineral más abundante

corresponde a la turmalina, en tanto que el circón y el granate aparecen en escasa proporción. A partir de estos datos y de las observaciones directas en campo, cabe pensar que la procedencia de estos materiales debe su origen a áreas graníticas.

El espesor máximo de esta unidad, en base a datos geoelectricos del área de la Cuenca de Coria, se sitúa sobre los 650 m.

Con relación a la edad de estos depósitos, los únicos restos de fauna los hemos localizado en la margen derecha del río Alagón, junto a la carretera comarcal 526 (Portezuelo-Coria). Corresponden a restos de escamas de peces, posiblemente Clupeidos, que no permiten realizar una datación precisa. Por ello consideramos a estos depósitos como de edad Miocena, en función a sus características litológicas y similitud con cuencas de esta edad, dentro de la región, Hoja núm. 10-25. Coria, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1982).

#### 1.6.1.2 Arcosas y arcillas (15)

En este apartado se describen las arcosas y arcillas del Sector II de la Cuenca de Moraleja, que corresponden con las arcosas y arcillas del Sector V de la Cuenca de Coria.

Los sedimentos de la Cuenca de Coria aflorantes en la zona SE tienen escasa representación dentro de esta Hoja de Cilleros, no obstante, sus características coinciden con las generales de este Sector V en la Hoja número 11-24, Montehermoso, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1984), por lo que los datos obtenidos para estas últimas son correlacionables con la que nos ocupa.

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

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

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

Por porcentajes de estos minerales en las muestras estudiadas presentan las siguientes variaciones mínimas y máximas:

	%
Turmalina ... ..	7-60
Apatito ... ..	2-78
Circón ... ..	2-31
Andalucita ... ..	2-40
Anatasa ... ..	2-27

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

	%
Cuarzo ... ..	77-94
Feld. K ... ..	4-20
Plagioclasas ... ..	Tr-10

En las muestras recogidas en los niveles más arcillosos se realizaron estudios de difracción de rayos X. El porcentaje de filosilicatos alcanza valores de hasta el 90 por 100, siendo las esmectitas y la illita las más abundantes.

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

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

Para el área de la Cuenca de Moraleja las arcosas presentan unas características similares a las existentes en la Cuenca de Coria, aunque «de visu» predominan los tonos amarillos verdosos sobre los grises. También aparecen cantos pequeños de grauvacas y pizarras del C. E. G., pero muy dispersos y con tamaños medios de 2 cm.

Al N de la localidad de Moraleja queda aislado en la cartografía un afloramiento de esta unidad en donde se ha realizado una pequeña serie que de muro a techo corresponde a:

- Arenas de grano fino en dos niveles. El inferior, bioturbado, edafizado, con rizoconcreciones, manganeso, etc. El superior es de arenas más limpias, con costras carbonatadas y rizoconcreciones. Presentan algunos pequeños cantos de esquisto. Potencia: 1 a 1,5 m

- Arenas. Potencia: 1 m.
- Arenas amarillentas de granos medio a fino, bastante compacta. Algo bioturbadas. Potencia: 1,5 m.
- Arenas con rizoconcreciones y burrows. Potencia: 2 a 2,5 m.
- Fangos. Potencia: 0,3 m.

Del estudio de muestras para minerales pesados se han obtenido unos porcentajes para los minerales más representativos que corresponden a:

	%
Turmalina ... ..	36-82
Apatito ... ..	2-29
Circón ... ..	2-29
Andalucita ... ..	5-15
Anatasa ... ..	2-29
Rutilo ... ..	1-14

y en algunas muestras aparecen granates en un contenido muy variable no superior al 12 por 100.

Con relación a los minerales ligeros los valores extremos en los estudios realizados, son los siguientes:

	%
Cuarzo ... ..	84-100
Feld. K ... ..	0- 13
Plagioclasas ... ..	Tr- 10

La comparación de los datos obtenidos en ambas cuencas nos indican que existen ligeras variaciones en cuanto al contenido en turmalina y apatito en los minerales pesados, y que los resultados de los porcentajes de los minerales ligeros son prácticamente iguales.

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

de fracturas que producen importantes «escalones» en el zócalo precámbrico.

Al no disponer de ningún dato paleontológico y por comparación con otras facies de la región, incluimos a esta unidad como perteneciente al Mioceno.

### 1.6.1.3 Arcillas, arenas y conglomerados (16)

Los materiales de esta unidad cartográfica pertenecen al sector IV de la Cuenca de Moraleja, que se disponen como se observa en la figura 2, según una banda de 2,5 Km. de anchura media y dirección NE-SO.

Los mejores afloramientos de la Hoja se observan en los taludes existentes en las carreteras comarcales de Moraleja a Cilleros y Moraleja a Perales del Puerto, al cortar éstas las formaciones en sentido oblicuo.

En ellos se ve una litología caracterizada por la presencia de arcillas arenosas, arenas arcósicas y conglomerados de cantos de grauvacas y pizarras, subredondeados, pertenecientes al C. E. G. del Precámbrico Superior y en algunos cantos angulosos de cuarzo.

Todo el conjunto se encuentra entremezclado sin ningún tipo de selección o gradación, y únicamente se observa una orientación planar en todos los cantos del C. E. G. Estos aparecen con tamaños que oscilan entre los 5 cm. y 25 cm., los más abundantes, e incluso con carácter aislado, aparecen bloques de naturaleza grauváquica, de hasta 2 m.

En general, todos los cantos tienen una forma plano-alargada y bien redondeados sus bordes. Las observaciones realizadas a lo largo de las dos carreteras mencionadas nos han dado una dirección variable para el eje mayor de dichos cantos, entre N 10° E y N 5° O pinchando siempre hacia el N entre 2° y 10° y las medidas en las superficies planas dan una variación en dirección de N 70°-140° con buzamientos de 5-20° N.

La disposición de todo el conjunto nos indica que la sedimentación de estos materiales se produjo como consecuencia de un flujo de dirección aproximada N-S, cuyo curso se adaptó al plano de la falla senestra de Castelo Branco, erosionando a su vez a los materiales terciarios pre-existentes. Todo ello estaría relacionado con el reajuste de bloques del área que daría lugar a la configuración actual de las cuencas de Coria y Moraleja.

La potencia de esta unidad detrítica, que atribuimos al Mioceno por consideraciones de tipo regional, no se ha podido determinar con precisión, pero estimamos que podrá llegar a alcanzar los 100 m.

#### 1.6.1.4 Arenas, arcillas y conglomerados cuarcíticos (17)

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 SO de la Hoja.

Se trata de una serie de materiales en donde predominan los cantos y bolos de cuarcitas y areniscas redondeados, subredondeados y angulosos en tamaños que varían de 5 cm. a 1 m. con matriz arcillosa rojiza y arenoso amarillenta y 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 producidos por los sistemas de fracturas tardías.

A nivel cartográfico, se observa que al menos aparentemente se sitúan sobre las arcosas y arcillas del Sector II, interdentado con las arcillas, arenas y conglomerados del Sector III.

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.

### 1.7 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 terraza.

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

#### 1.7.1 PLEISTOCENO INFERIOR

##### 1.7.1.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (18), (19), (20), (21) y (22)

A este grupo pertenecen las terrazas existentes en el ángulo SE relacionadas con el río Alagón, que discurre fuera de la Hoja. Los distintos niveles, pertenecientes al Pleistoceno Inferior, tienen como cotas relativas

con respecto al cauce actual de dicho río, 180 m., 160 m., 140 m., 125 m. y 100 m., respectivamente.

Su composición litológica corresponde a cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo en tamaños variables, que llegan de forma aislada hasta 20 cm. de diámetro, dispersos en una matriz arenosa de naturaleza silícea roja.

## 1.7.2 PLEISTOCENO MEDIO

### 1.7.2.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas.

**Terrazas (23), (24), (25), (26) y (27)**

De forma escalonada continúan las terrazas del Pleistoceno Medio, de las cuales las dos primeras, (23) y (24), pertenecen al río Alagón; la siguiente, (25), es común para los ríos Alagón y Arrago, y las últimas, (26) y (27), corresponden al río Arrago.

Las cotas relativas con relación a los cauces actuales son, respectivamente, 80 m., 60 m., 46-50 m., 36 m. y 26 m.

La litología es la misma que las ya descritas, es decir, cantos redondeados de cuarcita, arenisca y cuarzo con tamaños que no superan los 12-15 cm. de diámetro, dispersos en una matriz areno-arcillosa rojiza.

### 1.7.2.2 Cantos subredondeados con matriz arcillo-arenosa roja.

**Glacis de cobertera (28)**

Aparecen con escasa representación en la zona SE, parte de ellos adosados a los relieves terciarios del Sector III de la cuenca de Moraleja descritos en el apartado 1.6.1.4, a los que deben su origen.

Estos sedimentos dan lugar a unos replanos inclinados de 1 m. de potencia aproximada, que abarca una extensión superficial máxima de 2 Km. La litología es similar a la del área madre de donde provienen, es decir, cantos subredondeados de cuarcita y arenisca con tamaños de hasta 10-15 cm. de diámetro emplazados en una matriz areno-arcillosa rojiza.

## 1.7.3 PLEISTOCENO SUPERIOR

### 1.7.3.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (29), (31), (32) y (33)

Estos niveles de terrazas pertenecen también al río Arrago, localizándose prácticamente en su totalidad en la zona central de la cuenca de Moraleja, originando grandes superficies escalonadas. Las cotas aproximadas, con

relación al cauce actual, son: 19-22 m., 15 m., 10 m. y 6 m., respectivamente.

En cuanto a la litología se trata de cantos redondeados de cuarcita, areniscas y algunos de cuarzo, cuyos tamaños no superan los 15 cm. en una matriz areno-arcillosa rojiza.

#### **1.7.3.2 Cantos subredondeados con matriz areno-arcillosa. Abanicos aluviales (30)**

En este grupo se incluyen los sedimentos del Pleistoceno Superior, que tienen una morfología de abanico. Se localizan en la zona SO de la Hoja, y su extensión superficial es del orden de los 2,5 Km. de largo por 0,8 Km. en su zona de mayor anchura.

La litología se compone de cantos de cuarcita y arenisca subredondeados con una matriz areno-arcillosa rojiza.

### **1.7.4 PLEISTOCENO SUPERIOR. HOLOCENO**

#### **1.7.4.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Derrames (34)**

Con muy poca representación cartográfica, se localizan en la zona SE de la Hoja una serie de materiales que corresponden a derrames de terrazas. Por ello su litología de cantos de cuarcitas y areniscas con matriz areno-arcillosa rojiza corresponde con la de las áreas de donde proceden.

#### **1.7.4.2 Cantos subredondeados con matriz arcillo-arenosa. Conos aluviales (35)**

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

#### **1.7.4.3 Cantos, arenas y arcillas. Coluvión (36)**

Se sitúan adosados a relieves de diversa entidad litoestratigráfica, por lo que la litología de los mismos está en función de sus áreas de procedencia.

En general, se trata de cantos, unos de naturaleza grauváquica y otros cuarcíticos y areniscosos, los primeros por lo general son aplanados sub-

redondeados y los segundos redondeados. En ambos casos la matriz es areno-arcillosa con tonalidades rojizas.

## 1.7.5 HOLOCENO

### 1.7.5.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (37) y (38)

Corresponde a las terrazas más bajas del río Arrago y sus arroyos, situadas a 3 m. y 1,5 m. de cota con relación al cauce actual.

La litología es la misma que la existente en el resto de las terrazas descritas, es decir, cantos redondeados de areniscas, cuarcitas y cuarzo en una matriz areno-arcillosa.

### 1.7.5.2 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Llanura aluvial (39)

Sólo está representada en la zona SE de Moraleja, y corresponde a sedimentos dejados por la Ribera de Gata. Su litología fundamental es análoga a la de cualquiera de las terrazas descritas.

### 1.7.5.3 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial (40)

Excepto en la zona central de la Hoja, aparecen con escasa entidad debido a las características de los arroyos. En general, cuando existen, presentan una litología de cantos de esquistos, cuarcitas, areniscas y cuarzoes redondeados según las áreas por las que discurren, sueltos en una matriz areno-arcillosa grisácea.

## 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 Sinclinatorio de la Sierra de Cañaverál, y también de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad de flujo casi siempre presente.

En relación 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 tardías, 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 y que asimilamos al sistema de fracturas tardías de amplio desarrollo en todo el Macizo Hespérico.

## 2.2 ESTRUCTURAS PREHERCINICAS (FASE SARDICA)

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

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

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

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.

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 asociadas 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.ª D. (1982), en su tesis doctoral, así como los datos aportados por GARCIA DE FIGUEROA, L. C. (1970) para la provincia de Salamanca.

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

## 2.3 ESTRUCTURAS HERCINICAS

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

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

### 2.3.1 PLIEGUES

#### 2.3.1.1 Pliegues de la primera fase Hercínica

Todos los pliegues vistos 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, correspondientes 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 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 kink-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, 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 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 sólo están presentes a nivel puntual mediante pliegues menores con un tamaño que varía de 5 cm. a 1 m.

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

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

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

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

Los planos axiales llevan una dirección N 10-35° E y buzamientos sub-verticales, 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 monoclinial plegada, el techo y el muro en cada punto.

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el conteo de 186 polos de ( $S_1$ ), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 145° E y buzamiento de N 145° E con buzamiento subvertical (fig. 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 deformaciones mayores, por lo que sólo existen pequeños pliegues, observados a nivel puntual, tal como se indicó anteriormente.

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

Esta esquistosidad de crenulación se encuentra presente en toda la zona occidental de la provincia de Cáceres, CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al. (1980-82), BASCONES ALVIRA, L. et al. (1980-84), MARTIN HERRERO, D. et al. (1978-84) y UGIDOS MEANA, J. M.ª 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 epizodales y que corresponde con la  $S_2$  Hercínica, DIEZ BALDA, M.ª 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.

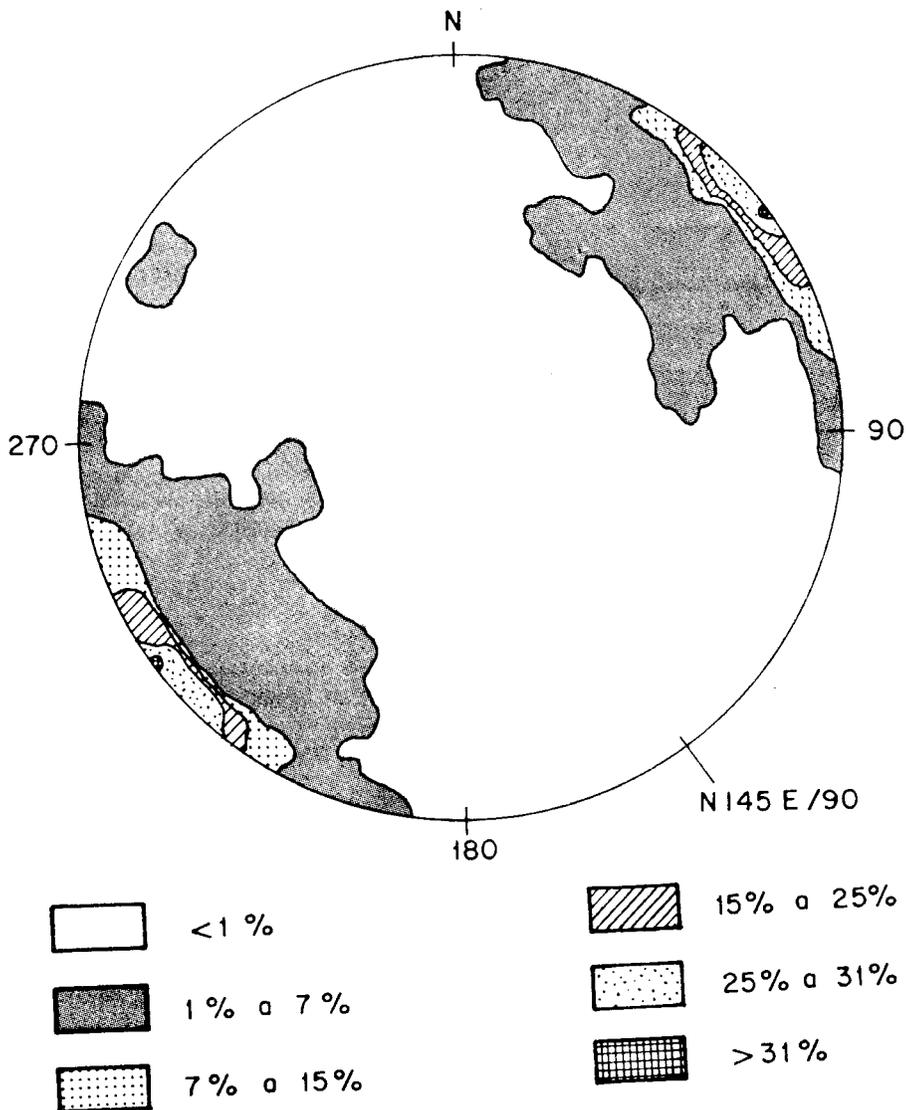


Figura 4.—Proyección de 186\* polos de la esquistosidad primaria  $S_1$ . Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

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

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

### 2.3.3 LINEACIONES

#### 2.3.3.1 Lineaciones de primera fase hercínica

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

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

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio inferior), hemos representado 128 polos de las lineaciones  $L_1$ , que tienen un buzamiento menor de 90°. El resultado obtenido es un punto máximo de dirección N 145° E con buzamiento de 56° hacia el S, respectivamente (fig. 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 corresponden a dos tipos de afloramientos:

- Deformaciones de grano 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 dispersas en pizarras. El tamaño máximo de los cantos es de 2 a 4 cm., según el eje mayor del elipsoide de deformación.

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

#### 2.3.3.2 Lineaciones tardías

Sólo se han localizado de forma aislada, una lineación de intersección

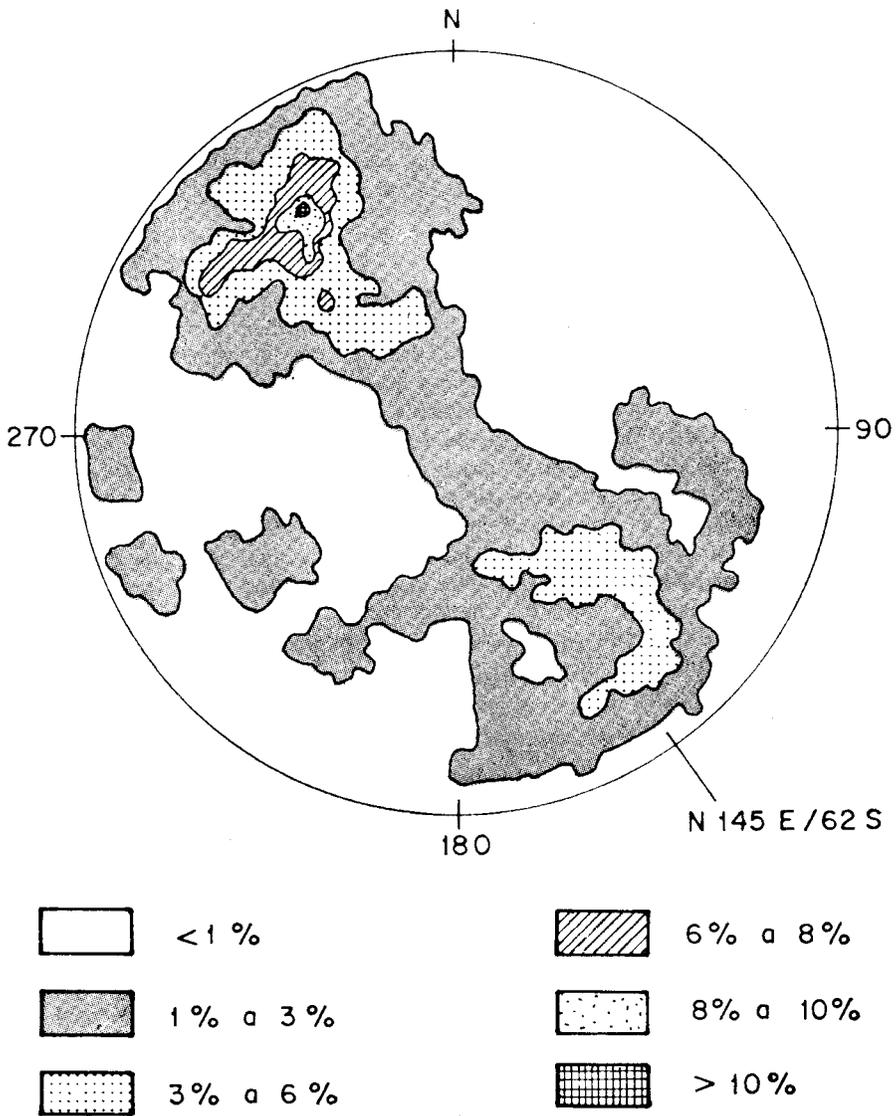


Figura 5.—Proyección de 128\* polos de la lineación de intersección L<sub>1</sub>. Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

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

tardía que va asociada a la esquistosidad de crenulación de dirección N 130-150° E, con plunges de hasta 30° N o S.

### 2.3.4 FRACTURAS

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

#### — Dirección N 120-140° E

Esta familia está bien definida tanto en los materiales paleozoicos de las Hojas limítrofes hacia el S y SO de la que nos ocupa, como en los del C. E. G. Presenta direcciones comprendidas entre N 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 estrías en diversos puntos de la región, pone de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

Los ejemplos más representativos de este tipo de fallas se localizan en los relieves paleozoicos, ya que la variedad litológica hace que queden marcadas con más claridad. Destacan distintos puntos del Sinclinal de Cañaveral en donde se observan repeticiones de tramos e incluso producen saltos en donde falta parte del flanco N ó S, Hoja número 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.

En el caso de las cuencas de Moraleja y Coria, separadas en la actua-

lidad por la falla de Casas de Don Gómez al SE de la Hoja, cabe pensar fueran una única cuenca que sufriría con posterioridad un reajuste de bloques que origina su configuración actual.

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

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

Estos movimientos distensivos continúan una vez colmatadas las cuencas, ya que se observan, en varios puntos, estrías en paquetes areniscosos y/o conglomerados 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 él 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 a tercer orden que van asociadas a las de dirección N 30-70° E. Aparecen con escasa representación en la zona de estudio y deben de corresponder a fracturas normales de componente vertical en su último movimiento.

## 2.4 CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANÍTICAS

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

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

#### — Orientación de megacristales

Con relación a los megacristales de feldespato, se ha observado su existencia, en mayor o menor cantidad, en casi todas las facies descritas.

Las medidas tomadas para las lineaciones de megacristales en la zona occidental, área granítica de Jálama, aparecen con una dirección comprendida entre los N 120-150° E y la orientación planar de dichos feldespatos, aparecen igual dirección y con buzamiento S del orden de los 70-80°.

Para el área de Santibáñez, zona NO de la Hoja, las lineaciones de megacristales aparecen norteadas dentro del entorno N-S, en tanto que las orientaciones planares tienen igual dirección pero con buzamientos comprendidos entre los 30-65° hacia el N.

#### — Fracturas

La intensa fracturación existente en las áreas graníticas de esta Hoja, debe su origen a los movimientos tardíos comunes a todo el dominio hercínico. Su mayor representación cartográfica es el reflejo del comportamiento mecánico de estas rocas ante los esfuerzos sufridos.

Los sistemas de fracturas existentes, corresponden a los descritos en el apartado anterior, pero dentro de ellos queremos resaltar las fracturas de dirección N 30-70° E.

A este sistema pertenece la falla de desgarre senestro de Castelo Branco, ya mencionada, que recorre la Hoja con dirección NE-SO y pone en contacto mecánico estas áreas graníticas con las grauvacas y pizarras del precámbrico superior y los depósitos terciarios de la cuenca de Moraleja.

Las medidas tomadas en diaclasas y fracturas indican una inclinación de sus planos hacia el N con buzamientos superiores a los 70° y que alcanzan en muchos casos la subverticalidad.

### 3 GEOMORFOLOGIA

La morfología de la Hoja presenta un relieve muy contrastado, en donde las máximas elevaciones se localizan en la Sierra de Santa Olalla con cotas de hasta 720 m. El resto se caracteriza por la existencia de un relieve muy uniforme, con una superficie morfológica de cota aproximada de 400-420 m. que coincide con el existente a nivel regional.

Para los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico, la característica más acusada, al margen de su relieve, es la existencia de un fuerte encajamiento de los cursos de agua que viene condicionado fundamentalmente por la fracturación.

Las áreas graníticas del Plutón de Jálama, tienen una morfología muy variada ya que es en esta zona donde se encuentran los mayores relieves de la Hoja (Sierra de Santa Olalla) a cuyo pie se desarrollan berrocales favorecidos por la intensa fracturación. Parte de la superficie hacia el SE de este plutón y la Unidad de Santibáñez, aparecen con abundante suelo vegetal y escasez de buenos afloramientos, en donde predominan los grandes replanos que entran dentro de las características de la penillanura cácerseña.

La zona central de la Hoja y el ángulo SE, se encuentran ocupados por sedimentos terciarios con superficies bien modeladas y cuaternarios que rellenan zonas caracterizadas por su marcado control estructural. Estas zonas corresponden a las denominadas cuencas de Moraleja y Coria respectivamente.

Los sedimentos de la cuenca de Moraleja se encuentran, en su parte central y nordoriental, erosionados, semicubiertos o cubiertos por los sistemas aluviales del Arroyo de la Tinaja, la Ribera de Gata y el río Arrago que con diez niveles cartografiados de terrazas, dan lugar a superficies escalonadas. Estas se disponen con cotas que varían desde los 46-50 m. a 1,5 m. con relación al cauce actual, de las cuales, las más bajas aparecen ocupando grandes extensiones superficiales.

Por último el sistema de terrazas del río Alagón deposita al sur de la Hoja que nos ocupa hasta seis niveles en la zona SE, con cotas de 180 m. a 60 m. con relación al curso actual y en distintas superficies sobre las arcillas de la cuenca de Coria.

## **4 PETROLOGIA**

### **4.1 PETROLOGIA IGNEA**

La distinción típica en campo entre las facies graníticas de grano grueso a muy grueso (4) y (10) y las de grano fino (6) y (11) de las áreas de Jálama y Santibáñez, corresponden a una diferenciación genética y/o de emplazamiento.

En todos hay un dominio del feldespato potásico sobre las plagioclasas lo que concuerda con los datos geoquímicos disponibles. Asimismo es alta la suma de todos los feldespatos y le da una tendencia hacia los campos de los granitos alcalinos, que estarían entre los granitos de tipo S originados de forma mesocrustal y emplazados a niveles bastante altos de la corteza, como lo atestigua el metamorfismo de contacto poco intenso.

En las facies de grano más grueso se puede deducir la existencia de dos génesis sucesivas de fenocristales de feldespato potásico. Ambos son

póstumos ya que aparecen inclusiones de cualquier otro componente mineralógico a veces con figuras de frasl. La primera correspondería a un estadio de blastesis precoz y de aquí la orientación que presenta en general de componente N al NO con cristales cortos y alargados. La segunda, más tardía, da lugar a cristales mayores y no orientados que se la supone simultánea a las grandes concentraciones feldespáticas que aparecen en posición subhorizontal en las inmediaciones de Cilleros y seguramente también simultánea o relacionada con las pequeñas pegmatitas de bordes imprecisos que aparecen de vez en cuando. Dada la orientación de la primera blastesis se supone que la intrusión de este granito fue en láminas de dirección SE-NO y simultánea o casi simultánea con la formación de la esquistosidad dominante.

Consideramos que la sillimanita que aparece en láminas de moscovita del granito de dos micas con sillimanita en facies de grano fino (6), representa un mineral relicto de la zona de fusión del magma granítico y no un mineral de asimilación del encajante basándonos en la falta de metamorfismo regional de grado medio a alto en las zonas inmediatas.

Tanto un granito como otro presentan diques de cuarzo de poca potencia y extensión. Se les considera originados de forma póstuma aunque quizás con alta temperatura ya que pasan al encajante y originan metamorfismo de contacto en sus inmediaciones. Otros serían de tipo «sierra», es decir, estructuras silicificadas que en esta Hoja tienen un desarrollo no cartografiable.

Se han realizado diversos análisis químicos sobre muestras de granitos y diabasas, obteniéndose los resultados expresados en la figura 6.

#### *Geoquímica de granitos*

Las muestras de la Unidad de Santibáñez corresponden a granitos s. s. que pueden adscribirse a la serie de feldespato alcalino.

Para las del Plutón de Jálama se muestra un quimismo típico de la «serie híbrida» correspondiente a granitos de dos micas o granodioritas muy evolucionadas. Según se puede apreciar en los resultados de la muestra número 9.050, se trata, sin duda, de una aplita del Ring-dike de Gata dado que se caracteriza por un  $K_2O/Na_2O > 1$  y altos contenidos en Li y Rb.

#### *Geoquímica de diabasas*

Los datos existentes para el dique de Salto, situado en el borde NO, en la carretera nacional 513, indican un alto contenido en álcalis.

Se trata de una voguesita con tendencia a esperssartita por la cantidad de clinopiroxeno y las plagioclasas. Su textura es variable de unos puntos a otros. Sólo es verdaderamente porfídica o microporfídica en las zonas de

ANALISIS QUIMICOS

Muestra núm.	I					II		III		IV	V
	9001	9005	9014	9058	9067	9022	9050	9040	9044	9092	9120
S <sub>2</sub> O <sub>2</sub> ... ..	72,16	73,06	71,41	72,46	72,77	73,84	74,48	73,81	76,47	71,41	43,12
T <sub>1</sub> O <sub>2</sub> ... ..	0,43	0,28	0,42	0,28	0,34	0,20	0,07	0,29	0,64	0,32	2,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	13,53	14,05	14,05	14,88	14,25	14,22	14,05	14,39	16,27	15,04	13,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	0,70	0,39	0,63	0,57	0,87	0,43	0,19	0,63	0,96	0,60	3,41
FeO ... ..	1,97	1,35	2,03	1,03	1,11	0,73	0,25	0,82	1,73	1,11	7,22
MgO ... ..	0,55	0,39	0,59	0,43	0,41	0,29	0,07	0,43	1,23	0,48	7,67
MnO ... ..	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,13
CaO ... ..	0,92	0,85	0,85	0,75	0,67	0,71	0,62	0,65	0,72	0,71	10,82
Na <sub>2</sub> O ... ..	3,07	3,12	2,59	3,12	3,18	3,07	4,80	2,68	0,93	2,59	2,39
K <sub>2</sub> O ... ..	4,65	4,72	5,17	4,87	4,57	5,17	3,52	4,80	7,25	5,20	1,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	0,32	0,31	0,35	0,37	0,37	0,31	0,48	0,35	0,34	0,31	0,39
CO <sub>2</sub> ... ..	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O ... ..	1,46	1,22	1,42	1,14	1,16	0,69	1,35	1,29	3,06	1,81	6,38
TOTAL ... ..	99,81	99,78	99,56	99,93	99,74	99,70	99,92	100,18	99,65	99,63	100,01
Li ... ..	184	159	136	158	213	200	980	175	214	180	67
Rb ... ..	311	302	289	279	259	314	799	300	241	306	59
Ba ... ..	219	212	314	314	270	257	24	217	653	219	785
Sr ... ..	71	50	74	62	65	39	16	44	107	55	490

*Plutón de Jálama*

- I. Granitos de dos micas con carácter porfídico variable en facies de grano grueso a muy grueso (4).
- II. Granitos aplíticos (8).
- III. Granitos de dos micas con sillimanita en facies de grano fino (6).

*Unidad de Santibáñez*

- IV. Granitos de grano fino (11).

*Rocas filonianas*

- V. Diabasas (3).

Figura 6

mayor potencia y aparecen entonces fenocristales de feldespato potásico alterado y hornblenda basáltica. Con menos frecuencia lo hace la biotita verde y los cristales más pequeños de plagioclasa. Las alteraciones y sustituciones son abundantes y aparece mucha clorita, serpentina y calcita, GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. et al. (1974).

Para el dique existente en la carretera comarcal 526, junto a la casa de Montevejeo, el quimismo es totalmente anómalo para una diabasa. Es una roca ultrabásica ( $\text{SiO}_2$ , 45 por 100) muy rica en volátiles, alcalinos y elementos incompatibles ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ , Li, Rb, Ba y Sr). Químicamente es igual que una camptonita típica (lamprófido alcalino), que aproximadamente corresponde a un basalto alcalino rico en volátiles. Confirman las afinidades camptoníticas la aparición de CPX y AMP titanados en la norma de RITTMAAN. Para clasificarlos como lamprófido es necesario ver la textura, esta debe ser microlítica microporfídica con fenocristales de CPX, AMP o BIOT pero sin plagioclasa fenocristalina, únicamente en la mesostasis.

## 4.2 PETROLOGIA METAMORFICA

### 4.2.1 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 primera 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 previa.

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

### 4.2.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

La superposición del metamorfismo de contacto producido por las rocas ígneas sobre los materiales con metamorfismo regional, queda patente por la presencia de cordierita que aparece escasamente alterada a pinnita.

Las asociaciones de minerales varían entre metamorfismo de bajo grado a medio.

Las rocas graníticas están emplazadas a niveles bastante altos de la

corteza, como atestigua el metamorfismo de contacto poco intenso que llega a dar nódulos no muy definidos de cordierita en extensión pequeña, incluso en «roof pendent».

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

Los metablastos formados en la etapa de metamorfismo de contacto engloban de una forma muy clara a la esquistosidad regional y a los minerales de dicho metamorfismo. No cabe duda por ello, que el metamorfismo de contacto es post-cinemático con respecto a la etapa principal de deformación hercínica.

## 5 HISTORIA GEOLOGICA

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

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

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

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 un pequeño afloramiento de cuarcitas (cuarcita armoricana) del Ordovícico Inferior que pertenece a los relieves paleozoicos de las Hojas limítrofes y que configuran en su conjunto el Sinclinal de Cañaverál. Por ello hemos creído oportuno, para una mejor visión regional de la evolución de la cuenca, añadir las características sedimentarias del área hasta los depósitos del Silúrico Inferior inclusive.

El comienzo de la sedimentación ordovícica se caracteriza por la apari-

ción 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 intra-orдовіска, ya mencionada por LOTZE (1969), que se puede observar en diversos puntos de la Sierra del Cañaverál (Hojas núms. 10-25, 11-25 y 11-26) (Coria, Torrejoncillo 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 CASTAÑON, L. G. (1982), 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.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑON, 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 números 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.

Antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, se produce la intrusión de masas graníticas que origina un metamorfismo de contacto que afecta a los materiales anteordovícicos.

A continuación se producen deformaciones tectónicas que dan lugar a diversos sistemas de fracturas tardi y posthercínicas, entre los cuales cabe destacar el sistema de dirección N 30-70° 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.

Ya en el Mioceno comienza el relleno de 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 Poleozoico 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, a la vez que la orografía previa va a condicionar también la ubicación de los mismos.

La distribución de los sedimentos en las cuencas de Coria y Moraleja hace pensar en una posible unión inicial de ambas, pero debido al movimiento póstumo del sistema de fracturación tardihercínica, en la actualidad se encuentran separadas geográficamente. Si esto no fuera así, sería difícil explicar la existencia de facies de centro de cuenca (fangos) en contacto con los materiales precámbricos. Este hecho que se puede observar al SE de Moraleja estaría en contradicción con el esquema de distribución de sedimentos que queda condicionado por los relieves previos y su litología.

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**

Son varios los puntos donde se han localizado explotaciones mineras, aunque en la actualidad, todas ellas, aparecen abandonadas.

Para el área granítica de Jálama se localizan al N de Cilleros, explotaciones de Pb y Zn en filones de cuarzo de dirección N 30-50° E. Al E, en el borde oriental de este área, se encuentran también con morfología filoniana de naturaleza hidrotermal, otras tres de W y Sn.

En la Unidad granítica de Santibáñez se cita una explotación abandonada de Au de la que se desconocen sus datos económicos (IGME, 1973).

En los sedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico aparecen para la zona de Perales del Puerto, al N de la Hoja, tres explotaciones de diques

de cuarzo de dirección N 130-160° E subparalela a la esquistosidad de primera fase hercínica, con mineralizaciones de W. Por último y en estas mismas rocas encajantes, se encuentran en la zona de Calzadilla en el ángulo SE, cuatro puntos en donde se han explotado diques de cuarzo cuya mena principal era el Au.

## 6.2 CANTERAS

Dentro del ámbito de la Hoja, las explotaciones más significativas corresponden a los existentes en los materiales arcillosos correspondientes a las cuencas terciarias de Coria y Moraleja para su uso en cerámica industrial.

Estas explotaciones se localizan en diversos puntos de la zona SE con fáciles accesos por la carretera comarcal 526 y también en puntos aislados en las proximidades a Moraleja, todas ellas utilizadas en régimen intermitente.

Por lo que se refiere a los materiales graníticos existen canteras abiertas en lugares cercanos a áreas urbanas donde se extrae material para construcción rústica y ornamental. No obstante, todas las canteras localizadas durante la ejecución del presente estudio se explotan con carácter muy local y temporalmente.

## 6.3 HIDROGEOLOGIA

El marco de la presente Hoja pertenece en su totalidad a la cuenca del río Tajo, siendo el río Arrago, la ribera de Gata y el arroyo de la Tinaja, los principales cursos de agua existente, a los que confluyen numerosos arroyos.

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

Desde el punto de vista hidrogeológico cabe distinguir una serie de materiales de diferentes comportamientos:

- 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 subte-

rráneas con caudales significativos por lo que, y debido a la importante escorrentía superficial, resultado de la baja permeabilidad de estos materiales, la forma más común de almacenamiento de aguas, sobre todo con fines ganaderos, es la construcción de pequeñas presas de tierra en zonas de vaguada o de regatos.

- b) Sedimentos terciarios. Estos sedimentos, que ocupan aproximadamente el 50 por 100 de la Hoja presentan una litología, estructura y potencia que, a priori, hacen pensar en la posibilidad de constituir un acuífero importante. No obstante el alto contenido en arcilla que presentan las arcosas, limitan en gran medida las posibilidades de conseguir caudales relativamente importantes.
- c) Sedimentos cuaternarios. Entre éstos son de destacar los depósitos de terrazas relacionadas con los ríos antes mencionados, donde, sobre todo en los niveles más bajos, existen captaciones con caudales bajos-medios.
- d) Materiales graníticos. En estos materiales que ocupan un 20 por 100, aproximadamente, de la superficie de la Hoja sería posible, en principio, alumbrar caudales suficientes para el abastecimiento de pequeñas comunidades, siempre que la investigación se oriente hacia las zonas de fuerte disgregación, por meteorización, y de intensa fracturación, o bien, en las zonas de contacto con los depósitos del Complejo Esquisto Grauváquico donde existen pequeñas fuentes con caudal casi continuo.

## 7 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca). *Studia Geológica*, VI, pp. 29-48.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH., y RIBEIRO, A. (1973).—«Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen». *Nature Physical Science*, V, 241 15. January 15.
- BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1978).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 674-675 (7-27/8-27), Sever-Santiago de Alcántara». *IGME*.
- BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 622 (11-25). Torrejoncillo». *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*.
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y UGIDOS MEANA, J. M. (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 597 (11-24). Montehermoso». *IGME*.
- BEA, F. (1975).—«Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres». Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca.
- BEA, F. (1976).—«Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas». *Studia Geologica*, XI, pp. 25-73, Salamanca.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1982).—«Litostratigrafía e estructura do "Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico". Grupo do Douro (Nordeste de Portugal)». Tesis Doctoral. Universidade do Coimbra.
- BOUMA, A. H. (1962).—*Sedimentology of zona flysch deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- BOUYX, E. (1962).—La edad de los esquistos de la Alcudía». *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-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres». *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, fasc. 2.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).—«Quelques remarques sur la tectonique du Portugal». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8, pp. 193-206.
- CORRETGE, L. G. (1971).—«Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres). Tesis Doctoral. U. de Salamanca.
- CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1981).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 648 (9-26). Alcántara». *IGME*.

- CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y PEREZ DEL VILLAR, L. (1984).—«Aspectos petrológicos y estructurales de las rocas filonianas en el Complejo 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 número 649 (10-26). Garrovillas». *IGME*.
- CORRETGE CASTAÑÓN, L. G.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1981).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 677 (10-27). Brozas». *IGME*.
- 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., y MARCHAL, M. (1980).—«A classification of volcanic and plutonic rocks using  $R_1R_2$ . Diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature».
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA: Salamanca (1980).—«Plutonism of central western Spain. A preliminary note». *Estudios geológicos*, 36, 339-349.
- DIEZ BALDA, M.ª A. (1982).—«El Complejo 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». Imprenta de Manuel Tello. Madrid.
- FLOOR, P. (1970).—«Session de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest-penninsulaire». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI-II-III, pp. 245-248.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963).—«El dique diabásico del Norte de Extremadura». *Notas y Com. Inst. Geol. de España*, núm. 69 (pp. 43-78).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965).—«La continuación hacia el SO del dique básico de Plasencia (Cáceres)». *Notas y Com. Instit. Geol. y Min. de España*, núm. 77 (129-164).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1970).—«La existencia de pliegues en el complejo 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-Ahigal de los Aceiteros». *Separata de Studia Geológica*, II, pp. 45-46.

- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1972).—«Mapa geológico de España, Escala 1/50.000, 1.ª serie. Hoja núm. 573 (Gata)». *IGME*.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y CARNICERO, A. (1973).—«El extremo noroeste del gran dique de Alentejo-Plasencia». *Studia Geológica*, 6, 73-84.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y FRANCO, P. (1975).—«Las formaciones infraordovícicas y el borde de las Granodioritas al Este de Guijuelo (Salamanca)». *Estud. Geolog.*, V, XXXI, pp. 487-500.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G., y BEA, F. (1974).—«El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos». *Boletín Geológico y Minero*, t. LXXXV-III.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y PARGA, R. (1968).—«Sobre los ortoneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica». *Acta Geológica Hispana*, tomo III, núm. 3, pp. 69-72.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y UGIDOS MEANA, J. M. (1971).—«Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres)». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, tomo I, sección I (Geología), E 1-18.
- GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C., y VEGAS, R. (1977).—«El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (prov. de Cáceres, España)». *Faixa Piritosa Iberica*, Lisboa, 1977.
- GONCALVES, C., y TEIXEIRA LOPES, J. V. (1971).—«Jazigo de uranio de Nisa, Aspectos geológicos de sua descobrera e Valorição». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, tomo II, sección 4, Investigación Mineral. P-4-23.
- GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres». *Est. Geolog.*, vol. XXVII, pp. 177-78.
- HAMMANN, W. (1974).—«Phacopina und cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien». *Senckenbergiera lethaea*, 55 (1-5), pp. 1-151, 42 figs. texto, 2 tablas, 12 láms. Franckfurt am Main.
- HAMMANN, W., y HENRY, J. L. (1978).—«Quesques speas de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricain et de la Peninsule Iberique». *Sechkenbergiera lethaea*, 59 (4-6), pp. 411-429. Franckfurt am Mein.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1933).—«Bosquejo preliminar de las comarcas geográficas de Extremadura». *Pub. Inst. Reforma Agraria*, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1934).—«Síntesis fisiográfica y geológica de España». *Trab. Museo Nac. Cienc. Nat. Serv. Geol.*, núm. 38.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1939).—«Las sierras centrales de la Extremadura». *Las Ciencias*, año IV, núm. 2, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1954).—«Ensayo sobre tectónica paleozoica en Extremadura». *Publicaciones del Cons. Sup. de Invest. Cient. Real So-*

- ciudad Española de Historia Natural*. Tomo extraordinario. Homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, pp. 387-413. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1958).—«Datos geotectónicos de la Extremadura Central». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, II trimestre, núm. 50 (pp. 329-344).
- HURTADO FERNANDEZ, A. (1971).—«Memoria de la Hoja núm. 51 del Mapa Nacional de Síntesis Geológica a Escala 1:200.000». *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, tomo I, sección I (Geología).
- IGME (1970).—«Mapa geológico E. 1/200.000. Hoja núm. 43. Plasencia».
- IGME (1971).—«Mapa geológico E. 1/200.000. Hoja núm. 51. Cáceres».
- IGME.—«Mapa metalogenético de España E. 1/200.000. Hoja núm. 43. Plasencia».
- IGME.—«Mapa metalogenético de España E. 1/200.000. Hoja núm. 51. Cáceres».
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, D., y CONDE, L. (1974).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1/1.000.000». *Servicio Publicaciones IGME*.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1974).—«Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres)». *Breviora Geológica Astúrica*, año XVIII, Oviedo, núm. 4, p. 57.
- KELCH (1957).—«Stratigraphie und Tectonik der zentralen Extremadura im Hereich der westlichen Sierra de San Pedro (Spanien)». Munster, 1977.
- LAVES, F. & SOLDATOS, K. (1963).—«Cie Albit-Mikroklin Orientierungs-Beziehungen in Mikroklinperthiten und deren genestische Dentung». *2. Krist*; 129, 69-102.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Messeta». *Geotekt. Fosch*, 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1960).—«El precámbrico de España». *Notas y Com. Instit. Geol. y Minero de España*, núm. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1969).—«El Cámbrico de España. Primera parte». *IGME*.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976).—«Las capas de transición. Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior), en los Montes de Toledo surorientales: Sus implicaciones geotectónicas». *Estudios geol.*, 32, 591-613.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1978).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 702 (9-28). S. Vicente de Alcántara. *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Estudio geológico de los materiales anteordovícicos y paleozoicos del Sinclinal de Cañaveral». *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 651 (12-26). Serradilla. *IGME*.

- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984).—«Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres». *I Congreso Español de Geología*, t. III, pp. 75-90.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 595 (9-24). Teso Moreno». *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 703 (10-28). Arroyo de la Luz». *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 650 (11-26). Cañaverale». *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y UGIDOS MEANA, J. M. (1983).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 623 (12-25). Malpartida de Plasencia». *IGME*.
- MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1975).—«Forme et orientation de l'elipsoïde de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la general de l'arch ibero-armoricain». *C. R. Acord. Sc. Paris*, t. 280 (20 junio 1975).
- MEHNERT, K. R. (1968).—«Migmatites and the origin of granitic rocks». Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- MIALL, A. D. (1977).—«Fluvial Sedimentology». Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary, Alberta, Canada.
- MONTEIRO PENHA (1973).—«Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos especiales de uranio». Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- MOPU (1978).—«Estudio de los recursos hidráulicos de la M. I. del río Tajo (entre los ríos Gualija y Alburreal)». Cáceres.
- MORENO SERRANO, F. (1975).—«Olistostromas, fangoconglomerados y "Slump folds". Distribución de facies de las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa, provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real». *Separata de Estudios Geológicos*, volumen XXXI, pp. 249-260, agosto de 1975.
- MORENO SERRANO, F. (1975).—«Las deformaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa». *Boletín Geológico y Minero*, t. LXXXV-IV (396-400). Geología.
- MORENO SERRANO, F. (1977).—«Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales». Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976).—«Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas con la discordancia "sárdica", en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XX, núm. 1. Oviedo.
- MUTTI, E., y RICCI LUCHI, F. (1975).—«Turbidite facies and facies associations

- in examples of turbidite facies and associations from selected formations». IX Intec. Cong. Sedim. Libro Guía de Excursiones A-11, pp. 21-36. Nice (Italia).
- OEN ING SOEN (1970).—«Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northern Portugal». *Bol. Geol. y Minero España*, t. 81, núm. 2.
- ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., y FERNANDEZ, P. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 577 (Bohoyo)». *IGME*.
- ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., y FERNANDEZ, P. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 578 (Arenas de San Pedro)». *IGME*.
- PARGA, J. R. (1969).—«Sistema de fracturas 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*, 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.
- REGENSIO, C. A., y PORTUGAL, M. (1981).—«O. Sinclinal Paleozoico de Esposende (Porto), Sequeros (Salamanca) o Troço entre a Marofa e o Satas (Portugal Central)». *Cuadernos geología Ibérica*.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.ª Dolores (1982).—«Contribución al conocimiento del C. E. G. en el Sector Occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y Sierra de Gata)». Tesis doctoral inédita. Universidad de Salamanca.
- SCHERMERHORN, L. J. G.; PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; VERDURMEN, E. A. TH., and VERSCHURE, R. H. (1978).—«Age and origin of the Messejana dolorite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic ocean». *J. of Geology*, 86, 299-309.
- SCHMIDT THOME, P. (1950).—«Basamento paleozoico y cobertera en la parte occidental de la España Central (Provs. de Salamanca y Cáceres)». *Public. extranjeras sobre Geología de España*, t. V. Madrid.
- SCHMIDT, H. J. (1957).—«Stratigraphie und Tektonik des nordlichen. Extre-madura im Bereich der Flüse Tajo und Alagon (Spanien)». *Munster*, junio 1977.
- SCHOTT, J. J.; MONTIGNY, R. & THIVIZAT, R. (1981).—«Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular

- limitations to the rotation of the Iberian 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 (filon de Messejana). *Rev. Fac. Cienc.*, Lisboa, 17, 237-242.
- TEIXEIRA, C. (1955).—«Notas sobre a geología de Portugal: O Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico». *Porto Editora*, Lisboa, 50 pp.
- TEIXEIRA, C. (1979).—«Le précambrien portugais». *C. R. Som. Soc. Geol.*, France, fascs. 5-6, 228-230. París.
- TEIXEIRA, C., y TORQUATO, J. R. (1975).—«Nouvelles données sur l'âge du grand filon doléritique de Vila do Bispo-Plasencia». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 19, 99-101.
- TENA DAVILA-RUIZ, M., y CORRETEGE CASTAÑON, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 704 (11-28), Cáceres». *IGME*.
- TORRE DE ASUNCAO, C. (1969).—«Sur la pétrographie du Complexe des schistes et grauvacoés 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 calcoalcalinos del Macizo Hespérico». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 22, 129-133.
- UGIDOS, J. M. (1981 a).—«Sobre el metamorfismo en los sectores occidentales de Gredos». *Cuadernos Lab. xeol. de Laxe*, 2, 117-122.
- UGIDOS, J. M., y BEA, F. (1976).—«Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta». *Studia Geológica*, 10, 45-59.
- UGIDOS, J. M., y BEA, F. (1979).—«Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico». *Studia Geológica*, 14, 35-77.

- UGIDOS, J. M., y FERNANDEZ LAGUNA, F. J. (1973).—«El metamorfismo al E de Plasencia (Cáceres)». *Studia Geológica*, 6, 65-71.
- UGIDOS, J. M.; GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1983).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 598 (12-24), Plasencia». *IGME*.
- VALLE DE LERSUNDI, J. (1959).—«Sobre la posible existencia de una importante falla en el SO de la Península». *Not. y Com. Inst. Geol. y Minero*, 46, p.103.
- VEGAS, R. (1971).—«Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuña 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.