



IGME

704

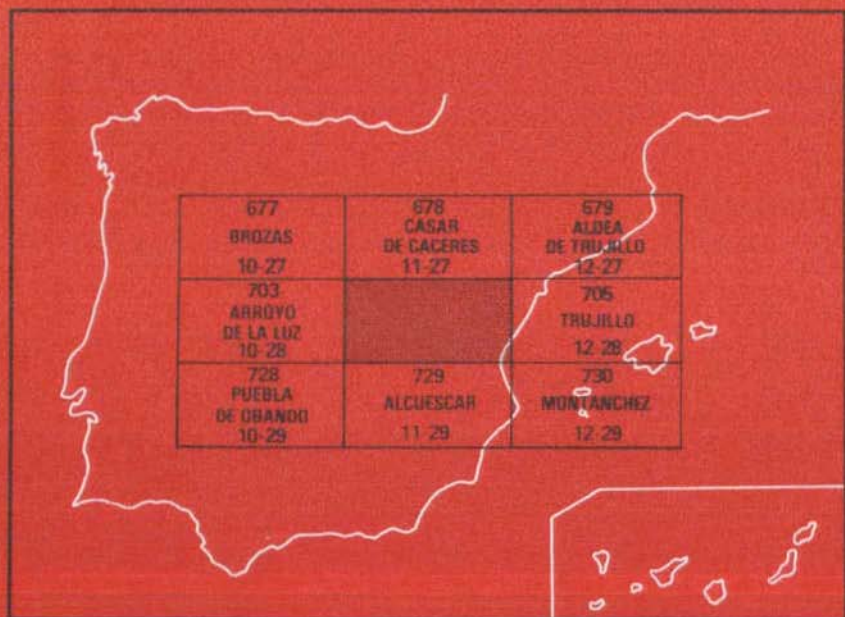
11-28

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CACERES

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CACERES

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por I. N. T. E. C. S. A. (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S. A.) durante el año 1980, con normas, dirección y supervisión del I. G. M. E., habiendo intervenido como autores:

Geología de campo: Tena-Dávila Ruiz, M.; Corretge Castañón, L. G. (Rocas Igneas).

Síntesis y Memoria: Tena-Dávila Ruiz, M.; Corretge Castañón, L. G. (Petrología).

Colaboración: González Lodeiro, F. (Estructural); Martínez Catalán, J. R. (Estructural).

Petrografía: Corretge Castañón, L. G.

Sedimentología y Micropaleontología: Granados Granados, L.

Macropaleontología: Gil Gil, D; Gutiérrez, J. C.

Supervisión de estudios petrográficos: Ruiz García, Casilda (I. G. M. E.)

Dirección y supervisión general del Proyecto: Barón Ruiz de Valdivia, José M.^a (I. G. M. E.).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas Bibliográficas.

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

Depósito Legal: M-15.445-1982

SSAG. Industria Gráfica - C/. Lenguas, 4-3.º - Madrid-21 (Villaverde)

INTRODUCCION

La Hoja de Cáceres 11-18 se localiza dentro de la zona Centro-ibérica —JULIVERT *et al.* (1972)— y más concretamente en la zona Lusitano-oriental —Alcúdice de LOTZE (1945).

Estructuralmente, la Hoja se enmarca dentro del macizo Hespérico, caracterizándose por ser una de las áreas con deformación menos intensa dentro de la cadena Hercínica de la Península.

Entre los autores que con sus trabajos recientes han establecido unas bases geológicas para la elaboración de este estudio se encuentran WEIBEL (1955), BOCHMAN (1956), SCHMIDT (1957), KELCH (1957), CAPOTE *et al.* (1971), CORRETGE y G. DE FIGUEROLA (1971), CORRETGE (1971, 1976 y 1978) y MONTEIRO PENHA, H. (1973).

Se individualizan en esta Hoja cuatro unidades geológicas distintas como son los macizos aflorantes de rocas ígneas, los sedimentos del Precámbrico, que morfológicamente constituyen una penillanura, los materiales paleozoicos que afloran únicamente en el sinclinal de Cáceres y, por último, los depósitos cuaternarios que discordantemente se apoyan sobre los materiales anteriores.

En las rocas ígneas se han diferenciado distintas facies graníticas en cada uno de los batolitos que afloran en el ámbito de esta Hoja; Torrequemada-Torreorgaz, Cabeza Araya, El Trasquillón, siendo éste una apófisis terminal de Cabeza Araya y las masas aflorantes en el interior del sinclinal paleozoico.

Entre los materiales metamórficos se encuentran esquistos y grauvacas del Precámbrico, sobre las que discordantemente se apoyan pizarras y cuarcitas ordovícidas, cuarcitas y ampelitas silúricas y pizarras, areniscas y cuarcitas silúrico-devónicas. La serie culmina con un conjunto volcánico sedimentario, una formación intermedia carbonatada y una superior pizarrosa, todos ellos de edad Carbonífera.

Los materiales del complejo esquistó-grauváquico fueron afectados por pliegues asínticos o sárdicos y, posteriormente, la orogénica Hercínic originó las macroestructuras observables en la Hoja de dirección general N 130 E.

Dos accidentes fluviales, río Guadiloba y río Salor, atraviesan la Hoja. Entre ambos queda el sinclinal de Cáceres que da las mayores cotas topográficas, 670 m en Sierra de Fuentes, debido al fuerte resalte impuesto por la cuarcita armoricana (O_{12}). Mientras, las cotas más bajas quedan en los extremos más occidentales de la Hoja, dentro de los cursos de los ríos Guadiloba (351 m) y Salor (335 m).

Los cursos de los ríos Guadiloba y Salor vienen impuestos por dos direcciones estructurales, marcadas en toda la Hoja, como son la N 130, dirección de la primera esquistosidad hercínica, y la N 20-40, dirección de fracturas tardihercínicas.

La mayor extensión de la Hoja se encuentra en cotas comprendidas entre 400 y 600 m, conformando un relieve de lomas suaves, reflejo de una morfología evolucionada que modela una penillanura sobre los depósitos del Precámbrico Superior.

Como recursos geológicos de mayor interés económico, dentro del ámbito de la Hoja, destacan la minería de fosforita y de estaño, así como algunos yacimientos granulares y rocosos aflorantes en la Hoja y que son o han sido utilizados para diversos fines industriales.

Por último es de destacar en la Hoja el «Paraje de Los Barruecos», al sur de Malpartida de Cáceres, que merece especial atención por constituir una reserva ecológica emplazada en un paisaje típicamente barroquero sobre los granitos biotíticos moscovíticos con megacrístales de feldespatos γ_{bm}^2 los granitos de grano grueso y leucogranitos γ^2 y pequeñas zonas de «roof-pendants».

1. ESTRATIGRAFIA

Los terrenos sedimentarios encajantes se dividen en tres ciclos:

- Materiales de edad Precámbrico Superior afectados por fases diastóricas sárdicas y hercínicas.
- Materiales del Paleozoico únicamente afectados por la orogenia hercínica.
- Materiales cuaternarios que ampliamente se distribuyen por todo el ámbito de la Hoja de forma irregular y con poco espesor.

1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR

Gran parte de la superficie de la Hoja está constituida por materiales pertenecientes al Precámbrico Superior. Dichos materiales se localizan a norte y sur del sinclinal de Cáceres.

Todo el conjunto forma parte del denominado Complejo esquistograuváquico, potente serie detrítica definida por CARRINGTON DA COSTA (1950) en Portugal y a la que se atribuyen edades que van desde el Precámbrico Superior al Cámbrico Inferior.

1.1.1. Grauvacas, esquistos y pizarras (PC₂)

La superficie de afloramiento del Complejo esquistograuváquico conforma una penillanura que se rompe por los cuerpos intrusivos aflorantes y por los depósitos paleozoicos que constituyen el sinclinal de Cáceres.

Esta unidad está constituida por una alternancia irregular de niveles pelíticos y detríticos que se presentan en la actualidad en forma de pizarras, grauvacas y algún nivel más arenoso.

Las pizarras son de grano medio a grueso, tienen color gris verdoso y las de grano fino son de coloración negruzca. Todo el conjunto presenta una coloración parda y tiene una alteración superficial elevada, de la que generalmente escapan los niveles arenosos.

Los niveles arenosos se intercalan entre las pizarras con frecuencia variable y sin continuidad lateral. El espesor de las capas arenosas no suele sobrepasar los 0,5 cm, mientras que los niveles de grauvacas, también lentejonares, suelen ser más gruesos.

Los componentes de estos niveles son principalmente de cuarzo, cuarcitas, fragmentos de chert y feldespatos envueltos en una matriz arcillosa (clorita y sericita).

En el ángulo NO de la Hoja, al NE de la Sierrilla de Aguas Vivas, se localizan, dentro de esta unidad, algunos niveles de espesor no superior a los 0,5 m de un conglomerado de cuarzo (cg). Los clastos están subredondeados y alargados hasta los 4 a 6 mm de longitud, están tectonizados y la pasta cuarcítica igualmente muy recrystalizada.

Los niveles pelíticos y arenosos se observan paralelos, con superficies de contacto onduladas y de espesores milimétricos, lo que conduce a pensar, como ya otros autores anteriormente han señalado, en un medio deposicional de ritmos turbidíticos.

El grado de metamorfismo que afecta a esta unidad es muy bajo. Corresponde a las facies de los esquistos verdes, subfacies B-1 (zona de la clorita).

El muro y techo de esta unidad no se han reconocido en el ámbito de la Hoja. En el barranco más próximo, situado al este de la Ermita de San Blas y que corta la cuarcita armoricana (O₁₂), se observa la discordancia de esta unidad con el Precámbrico. Así, mientras el Complejo esquistograuváquico presenta una dirección N 40° y buza 25° hacia el E, la cuarcita armoricana en posición invertida presenta una dirección N 130° y buza 70° hacia el N. Lo hasta aquí expuesto, unido a la deformación sufrida por estos materiales en las orogénias sárdicas y hercínicas, así

como la monotonía en la secuencia litológica de esta unidad, hace imposible determinar la potencia de este conjunto.

La similitud de estas facies, con las descritas por otros autores, PEREJON y SOS BAINAT (1963), LOTZE (1956) en Valdelacasa, hace que se las halla asignado una edad Precámbrico Superior, ya que no se ha encontrado ningún tipo de fósil que pueda ayudar a una datación directa de esta unidad. Asimismo, THADEU (1951) considera estos terrenos algónquicos en la región de Portugal, situada inmediatamente al oeste de la zona de estudio y G. DE FIGUEROA (1965) coincide también en la datación de estos materiales en las proximidades de Cáceres. Aun así no hay que descartar la posibilidad de que la edad pudiera alcanzar hasta el Cámbrico Inferior.

1.2. PALEOZOICO

1.2.1. Ordovícico

Se encuentran en esta Hoja de Cáceres un conjunto de materiales pelíticos y arenosos, todos ellos de edad ordovícica, que afloran en forma de pizarras, cuarcitas y areniscas principalmente, que constituyen los términos inferiores del sinclinal de Cáceres y que se apoyan discordantemente sobre los materiales del Complejo esquisto-grauváquico. Se han diferenciado los siguientes conjuntos litológicos:

- Cuarcita armoricana (O_{12}) de edad skidaviense.
- Un conjunto de pizarras que intercalan cuarcitas y areniscas (O_2).
- Un delgado nivel cuarcítico ($O_{2.31}$).
- Pizarras que intercalan algún nivel de cuarcita y un tramo de pizarras negras con cloritoide (O_3). A techo aflora una cuarcita ferruginosa, sobre la que se localizan ampelitas adosadas de edad silúrica.

Debido a la escasa potencia del nivel cuarcítico ($O_{2.31}$) no ha sido posible continuar cartográficamente los tres últimos niveles mencionados en todo el sinclinal, de forma que en el flanco sur se han englobado los tres en la unidad cartográfica : pizarras, cuarcitas y areniscas ($O_{2.3}$).

1.2.1.1. *Cuarcita armoricana* (O_{12})

Esta unidad cartográficamente diferenciada es la que perfila morfológicamente el sinclinal de Cáceres sobre el Complejo esquisto-grauváquico y establece las más altas cotas topográficas en todo el ámbito de la Hoja, al resaltar, sobre la penillanura en que se asienta, hasta los 500 y 670 m. Su área de afloramiento queda, pues, reducida únicamente a la estructura hercínica que con dirección general NO-SE con forma el denominado sinclinal de Cáceres.

Litológicamente está constituida por un tramo inferior de cuarcitas blancas, metaarcosas y metasubarcosas, con textura granoblástica hete-

rogranular de cuarzo y feldespato y con circón, ilmenita y minerales arcillosos como accesorios. Se disponen en capas decimétricas que hacia el techo pasan a una cuarzarenita (cuarcita) de textura granoblástica heterogranular con cuarzo y sericita recrystalizada intergranular como minerales principales, mientras como accesorios se encuentran circón, titanita, rutilo y moscovita detrítica, principalmente. Este conjunto se dispone en capas de 0,60 a 1,5 m, muy duras, con fractura concoide, con formación de anillos de Liesegang en superficie y en las que es frecuente encontrar recrystalizaciones de cuarzo en vetas.

Esta unidad resulta ser el nivel más competente de los depósitos ordovícicos. Localmente se encuentra fuertemente replegada y su potencia, de entre 35 a 45 m, produce la impresión de ser muy superior.

La base de la unidad se identifica por la aparición de los primeros niveles de arcosas y subarcosas, anteriormente descritos, que discordantemente descansan sobre el Complejo esquisto-grauváquico.

Al norte de la Virgen de la Montaña, en Sierra de Portanchito, en el punto en el que el Arroyo de los Carboneros cambia su dirección de SE-NO a SO-NNE, se intercala un tuff riolítico de textura microporfídica cuyo componente principal son cuarzos corroídos que se engloban en una matriz sericítica de textura afanítica y silicificada.

El techo de esta unidad cartográfica se localiza en un límite arbitrariamente establecido en el punto donde comienzan los primeros niveles de pizarras.

Se encuentran en estas cuarcitas estructuras sedimentarias, tales como ripples de corriente y estratificaciones cruzadas.

Durante la realización de esta Hoja, en Sierra Señorina se han encontrado ejemplares de inofósiles tales como:

Cruciana cf. rugosa D'orbigny (1842); *Cruciana imbricata* Seilacher (1970), ambas asociadas; asimismo y en otros lugares dentro de esta misma Hoja se han recolectado ejemplares de *Teichichnus* Sp. y *Cruciana* Sp.; *Cruciana cf. rugosa* D'orbigny (1842).

Estos fósiles conducen a asignar a la unidad una edad skidaviense.

No obstante, la existencia esporádica de rocas volcánicas en esta unidad abre la posibilidad de una edad tremadoc para algunos de los materiales incluidos cartográficamente en este tramo.

1.2.1.2. Pizarras que intercalan cuarcitas y areniscas (O₂)

Este conjunto litológico está formado por pizarras y esquistos gris oscuro con finas laminaciones arenosas y/o nódulos cuarcíticos bien estratificados que intercalan niveles cuarcíticos y areniscosos que se hacen más frecuentes hacia el techo de esta unidad cartográficamente delimitada.

Las pizarras y esquistos presentan textura lepidoblástica y de grano fino con cuarzo, sericita y clorita como minerales principales y circón,

turmalina, ilmenita y rutilo como minerales accesorios. Se disponen en capas de espesor no superior a los 20 cm y en las láminas arenosas se ven estructuras de «slumpings» y «flaser».

Las capas arenosas se hacen más frecuentes y potentes hacia el techo, presentan textura granoblástica y están constituidas, como minerales principales, por cuarzo y minerales arcillosos, mientras que como accesorios se identifican circón, rutilo, hematites, ilmenita y turmalina. Es frecuente observar al microscopio clastos soldados por disolución por presión y cementación por crecimiento secundario de minerales de arcilla.

En los niveles areniscosos de 0,5 a 60 cm, presentes al techo de esta unidad, el cuarzo se presenta en un 75 a 90 por 100 y el feldespato en un 2 a 10 por 100 y los fragmentos de roca oscilan entre un 2 y 5 por 100; como accesorios se identifican moscovita y clorita; el cemento es ferruginoso, oscilando entre un 5 y 8 por 100 y la matriz sericítica en un porcentaje aproximado al 12 por 100.

El metamorfismo regional que presenta todo este conjunto litológico es de bajo grado, facies esquistos verdes.

Esta unidad por estar por encima de un nivel litológicamente resistente a la erosión, al igual que hacia el techo, suele dar lugar al desarrollo de laderas, frecuentemente coluvionadas, por lo que la observación de la unidad en su totalidad es difícil.

La potencia de esta unidad cartográfica se estima en aproximadamente 200 m, aunque el espesor aparente es algo mayor debido a los repliegues que se desarrollan en la unidad.

El techo se establece en un nivel de cuarcita O₂₋₃₁ de escasa potencia, que si bien es fácil de identificar en el flanco norte del sinclinal, norte de la Sierra del Portanchito, no resulta tan fácil de seguir en el flanco sur del sinclinal. Es inmediatamente debajo de este nivel donde se localizan las minas de Valdeflores, al norte de la Sierra de Portanchito, y que en la actualidad están abandonadas.

Durante la realización de esta Hoja se ha encontrado en la Sierra de Portanchito, a unos 500 m al E del antiguo sanatorio, la siguiente fauna bentónica:

TISSINTIA CONVERGEUS HAULICUEK
EOHOMALONOTUS SDZUYI HAMMANN and HENRY
CROZONASPIS INCERTA (DES LONG CHAMPS)
DIPLOGRAPTINA SP.
NESEURETU SP.

que indica una edad llandeilo sup.

También Bochmann (1956) encuentra en esta misma unidad, próximos al muro, los siguientes fósiles: Calymene (Synhomalonotus) tristani (BRONGEN), Dalmanitina (Dalmanitina), sozialisproeva (EMMRICH), Dalmanitina (dalmanitina) sp., Orthis testudinasia (SOWERBY), Orthis lata (SOWERBY), Orthis sp. Dalmanella budleighesis (DAVIDSON).

En base a estos datos y a la posición estratigráfica, le asignamos a este conjunto una edad de Ordovícico Medio, Llanvirniense-Llandeilo.

1.2.1.3. Cuarcita (O_{2-31})

Este nivel corresponde a un nivel de espesor medio inferior a los 10 m, que se dispone concordantemente sobre la unidad descrita anteriormente, pizarras que intercalan cuarcita y areniscas O_2 . Por su escasa potencia se ha exagerado su representación cartográfica en el flanco norte, mientras que en el sur no se ha representado por la dificultad en su identificación.

Petrologicamente son cuarcitas con un 85 por 100 de cuarzo, con matriz sericítica en 10 por 100 y cemento ferruginoso el 5 por 100. La fracción arena es predominante en un 87 por 100, mientras la fracción arcilla se encuentra en un 10 por 100, y un 3 por 100 la fracción limo.

Por correlación con la Hoja de Arroyo de la Luz (10-28) se atribuye a esta unidad una edad Ordovícico Medio-Caradoc, pues en la base de esta cuarcita se recogieron en la Hoja contigua ejemplares fósiles de fauna de moluscos, tales como *Modiolopsis prima* D'ORBIGNY, *Modiolopsis heraulti* DE TROMELIN, *Actinodonta cf. naranjoana* (DE VERN y BARR) y *Praenuculidae* que asignan una edad Llandeilo Superior, por correlación con las areniscas de May del macizo Armoricano (HAMMANN, G., 1977).

1.2.1.4. Pizarras (O_3)

Sobre el nivel anteriormente descrito aflora un conjunto de 125 m de pizarras grises y negras que intercalan finos niveles areniscosos y cuarcíticos, que no suelen sobrepasar los 20 cm. Su observación se hace difícil al considerar que son numerosos los recubrimientos coluviales provenientes del resalte topográfico producido por la cuarcita que marca el techo de esta unidad.

A techo de este tramo se encuentra de 20-30 m de pizarras que tiene cloritoide y que, por lo anteriormente dicho, sólo se han visto en el flanco sur del sinclinal, en el barranco más próximo al oeste de las casas de Lagartera.

Al no haberse encontrado fauna en esta unidad, hay que considerar su posición estratigráfica y las dataciones de los términos infra y suprayacentes, por lo que se le asigna una edad Ordovícico Superior.

1.2.1.5. Pizarras, cuarcitas y areniscas ($O_{2.3}$)

Se engloban en esta unidad las tres unidades anteriormente descritas que en el flanco sur se han individualizado al no identificarse con claridad la cuarcita ($O_{2.31}$). Las características por tanto, son el compendio de las expresadas en los apartados 1.2.1.2., 1.2.1.3. y 1.2.1.4. y la edad atribuida será por tanto Ordovícico Medio-Superior.

1.2.2. Silúrico

1.2.2.1. Cuarcitas. Ampelitas a techo (S^A)

Concordantemente dispuesta sobre la unidad de pizarras, cuarcitas y areniscas(O_{2.3}) aflora en el interior del sinclinal un nivel cuarcítico que morfológicamente origina un fuerte resalte. A techo afloran un nivel de pizarras negras grafitosas.

Las cuarcitas son recrystalizadas, rojizas de grano medio y con más o menos contenido en hierro que es el que da la coloración. La textura es granoblástica y detrítica bien empaquetada. Como componentes principales se consideran cuarzo y caolinita-illita encontrándose como accesorios circón, hematites, moscovita detrítica, esfena y turmalina. Estas rocas constituyen un mosaico generalmente equidimensional con los cuarzos alargados, con los contactos suturados y con el borde de crecimiento secundario entre los granos de cuarzo revestido por una película de caolinita-illita o hematites.

La potencia de este conjunto es de unos 50 m, dispuesto en capas de 0,20 a 0,60 cm de espesor.

Inmediatamente por encima de estas cuarcitas aparece una estrecha banda de pizarras ampelíticas que presentan fauna de graptolites.

Esta unidad está frecuentemente coluvionada y su espesor es inferior a los 15 m, si bien, por su carácter plástico está localmente laminada.

Sericita, cuarzo, clorita y pirita son los minerales principales, y circón y rutilo son los accesorios más comunes; la textura es pizarrosa y el conjunto es una alternancia de lechos o láminas pizarrosas ricas en materia orgánica con metasiltitas de tamaño de grano inferior a 60 micras muy recrystalizadas. Por su coloración negra, a pesar de su escasa superficie de afloramiento, es fácil su identificación.

GARCIA DE FIGUEROA, L. C. (1971) ha recogido junto al barrio del Obispo de la ciudad de Cáceres ejemplares de *Petalograptus cf. altissimus*. ELLES & WOOD; *Monograptus cf. halli* (BARRANDE); *Monograptus sp.* y *Pristiograptus? sp.* que indican una edad Llandovery (zonas 21-22).

Por otra parte, y también en la ciudad de Cáceres, HERNANDEZ PACHECO, F. (1944) encontró ejemplares de *Monograptus pandus* (LAPWORTH), *Monograptus prioden* (BRONN) y *Monoclimacis sp.*, que también indican una edad Llandovery (zonas 22-24).

Estos ejemplares han sido cedidos por la cátedra de Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de Madrid, donde estaban depositados, así como los citados en primer lugar, que han sido entregados por GARCIA DE FIGUEROA. Por ello, estos fósiles se encuentran depositados en el I. G. M. E. junto con el resto de la información que este proyecto lleva adjunta.

1.2.3. Silúrico-Devónico

1.2.3.1. Pizarras y areniscas micaceas (S^A-D)

Sobre la unidad anterior se apoya concordantemente un conjunto de pizarras blancas rosadas micaceas que alternan con cuarcitas arenosas ferruginosas y también micaceas. El conjunto está bien estratificado en capas de hasta 15 cm y ofrecen un aspecto rítmico.

Litológicamente las pizarras presentan textura lepidoblástica y los componentes principales son sericita, clorita y cuarzo; como accesorios, hematites es el principal componente.

Las cuarzoarenitas, de textura granoblástica, están constituidas por cuarzo (80 por 100), moscovita, biotita detrítica, sericita y clorita; como accesorios se indentifican hematites, turmalina y circón. El cemento es ferruginoso en un 5 por 100 y la matriz sericítica en un 10 por 100. Resulta característico en la observación macroscópica de éstos niveles detríticos la abundancia de lamelas moscovíticas muy orientadas que llegan a alcanzar tamaño de 2 mm, así como la abundante presencia de hematites intergranular.

La potencia apreciable de esta unidad es de aproximadamente 150 m, si bien, o por fracturas o por pliegues, el espesor de afloramiento es bastante superior.

Al no haberse encontrado restos fósiles, sobre todo debido a las malas condiciones de afloramiento de esta unidad por los recubrimientos que dificultan su observación, se le asigna una edad Silúrico Inferior-Devónico Inferior, pues en la Hoja próxima de Arroyo de la Luz (10-28) se encuentra fauna que establece el paso Devónico Inferior-medio en niveles situados estratigráficamente muy por encima de esta unidad. Tampoco hay que descartar la posibilidad de que toda la unidad tenga una edad silúrica.

Hay que pensar que la base de este tramo sea de edad Llandovery, ya que una de las muestras recogidas por FIGUEROLA, L. C., ya citadas en el apartado anterior, corresponde a un ejemplar de esta unidad.

1.2.3.2. Cuarcita (S^B-D_q)

Por encima del tramo anteriormente descrito y concordantemente aparece una nueva barra cuarcítica que por su espesor, 40-60 m, se ha diferenciado cartográficamente.

La unidad diferenciada corresponde a cuarcitas finamente bandeadas micaceo feldespáticas, con textura granoblástica heterogranular con cuarzo, sericita recrystalizada intergranular, feldespatos e illita-sericita. Como accesorios se identifican circón, titanita, rutilo, biotita detrítica cloritizada y moscovita detrítica. La recrystalización es elevada y hay muestras en las que hasta aproximadamente un 20 por 100 de las rocas está constituido por feldespato, de forma que se encuentra una matriz de

cuarzo recristalizado muy heterométrico e interpenetrado en la que «flota» el feldespató.

Esta barra cuarcítica aflora desde el NO del sinclinal a todo el flanco sur, si bien sus condiciones de afloramiento están interrumpidas por recubrimientos modernos, así como por fenómenos tectónicos. La ausencia de fósiles en este nivel hace que se le asigne una edad Silúrico Superior-Devónico, si bien el techo probablemente no sobrepase el Devónico Inferior por las mismas razones que las mencionadas en el apartado 1.2.3.1.

1.2.3.3. *Cuarcitas, pizarras y areniscas rojas* (S^B-D)

Conjunto litológico de cuarcitas, pizarras y areniscas de coloración roja que únicamente aflora en el cierre nordeste del sinclinal de Cáceres, al norte de Aldea Moret. En el resto del sinclinal, esta unidad no aflora, bien por estar coluvionada o bien por fenómenos tectónicos.

Litológicamente está constituido por niveles entre 0,10 y 0,40 cm de cuarcitas que se intercalan entre tramos de pizarras y areniscas. También en niveles de espesor centimétricos.

Las malas condiciones de afloramiento del conjunto no han permitido el que se encuentren restos fósiles en la unidad, por lo que la datación se realiza en base a la posición estratigráfica y correlación con zonas próximas. Así, se le atribuye una edad Silúrico Superior-Devónico Inferior, ya que en la Hoja 11-28 de Arroyo de la Luz el paso Devónico Medio-Superior se establece en niveles estratigráficos superiores a éste.

1.2.3. **Carbonífero**

Los materiales datados como la edad carbonífera rompen la monotonía sedimentaria de pizarras y cuarcitas, que son tónica general en los depósitos infrayacentes.

Así, en el Carbonífero se diferencian tres formaciones litológicas que, tanto por su potencia como por su continuidad lateral, son diferenciables cartográficamente y constituyen el núcleo del sinclinal de Cáceres.

De muro a techo se ha individualizado una formación vulcano-sedimentaria, «pizarras, tuff volcánicos (H^A); una formación intermedia de litología carbonatada», «calizas (H^C)» y por último una formación pelítica en la que culminan los depósitos paleozoicos en este sinclinal «pizarras (H^Ap)».

1.2.4.1. *Pizarras y tuff volcánicos* (H^A)

Sobre la unidad de cuarcitas, pizarras y areniscas del Silúrico-Devónico se encuentra un conjunto de eminente carácter volcánico que intercala episodios pelíticos y arenosos.

En los materiales volcánicos se han distinguido tufitas en general ácidas como tuffiolíticas, tuff cuarzo-andesíticos y brechas volcanoclásticas o tuffíticas. Así, petrológicamente se describen rocas con textura, afaníti-

ca, brechoide y perfídico-fluidal, donde los componentes principales encontrados en las muestras recolectadas son cuarzo, damourita, felsita, ortosa antipertítica, sericita, illita, clorita y apatito. Como minerales accesorios se encuentran circón, apatito, hematites, ilmenita, piritita, sericita y opacos. Las características petrográficas son el encontrar cuarzo con láminas Aeoehn, cuarzoes globulosos sin extinción ondulante y con «golfos de corrosión», cuarzoes anhedrales, feldespatos corroídos, clastos ricos en inclusiones fluidales de 0,5 a 3 micras y presencia generalmente de una matriz sericítica, presente en un 50 por 100 o más, en la que flotan fragmentos de cuarzo principalmente.

En la entrada de la pista que llega a las casas de Lagartera desde la carretera de Cáceres a Torrequemada se ha recogido una muestra que corresponde a una diabasa espilítica de color verde grisáceo con textura holocristalina, afanítica con albita, clorita, epidota y calcita como minerales principales y apatito, ilmenita y cuarzo como accesorios.

Estos materiales volcanoclásticos intercalan niveles pizarrosos y arenosos con textura afanítica, lepidoblástica y detrítica, cuyos minerales principales son cuarzo, sericita y clorita; como accesorios aparecen piritita hematizada y circón.

El conjunto presenta una potencia aproximada de 200 m y no aflora en todo el sinclinal por la existencia de fracturas que parcial o totalmente hacen desaparecer la unidad.

En la Hoja contigua por el Oeste de Arroyo de la Luz (10-28) L. BASCONES y D. MARTIN (1980) encuentran en unos niveles de areniscas que se intercalan en depósitos vulcanoclásticos similares y correlacionables con la unidad aquí descrita unos corales clasificados como: *Cyathodisia* sp., *Syringopora* sp., *Cyathaxonia* cf. *cornu*, *Fenestella* sp., *Cyathopsidae* indet y *Cyathaxoniacaet* indt., lo que permite asignar a esta unidad una edad Carbonífero Inferior, probable Tournaisiense.

1.2.4.2. Calizas (H_C^A)

Este conjunto carbonatado de color gris está constituido por calizas y dolomías marmóreas interestratificadas, con carstificación bien desarrollada y con numerosas drusas de calcita y grietas de tensión, rellenas de carbonato.

Estos afloramientos carbonatados dan una morfología variada en función de su posición estructural; así, pueden dar lugar a formas alomadas o bien a fondos de valle, cuando se disponen subhorizontalmente, donde no suelen aflorar, sino que reflejan su existencia por la presencia de un suelo arcilloso de color rojo, resultado del lexiviado de las calizas, quedando estas arcillas como el residuo del lavado, entre el que esporádicamente se observan pequeños bloques carbonatados con una alteración superficial muy desarrollada, y que se manifiesta por su aspecto oqueroso y coloración pardonegruzca.

Petrológicamente está constituida esta unidad por biomicritas con crinoides, pseudoesparitas y rocas dolomíticas; la textura es granoblástica heterogranular y los minerales accesorios que se identifican son cuarzo, hematites y opacos.

En los cristales de dolomita al microscopio se observa cómo suelen quedar algunos restos de calcita que indican el origen secundario de aquélla.

Son frecuentes los filones hidrotermales, de alta temperatura, de cuarzo y apatito que producen fenómenos metasomáticos.

La potencia de esta unidad oscila entre los 40 y 60 m, si bien, al igual que las dos unidades anteriormente descritas, está parcialmente fracturada.

La edad regionalmente atribuida a estos depósitos carbonatados es Carbonífero Inferior en base a su posición estratigráfica, así como a la edad que regionalmente se les asigna en base a la fauna de crinoides y conodontos citados por diversos autores, entre ellos BOCHMAN (1956).

En muestras recolectadas en la carretera comarcal de Aliseda-Alburquerque se han encontrado la siguiente microfauna que incide en asignar una edad Carbonífero Inferior a estas calizas Tuberitina bulbácea, Tuberitina Maljavkini, Howchinia, Tuberitina Rotundata, así como restos de Trilobites, Crinoides, Lamelibranquios y Equinidos.

1.2.4.3. Pizarras (H^A)

Los depósitos más modernos que se encuentran en el sinclinal de Cáceres, concordantemente dispuestos sobre las calizas carboníferas (H^B) corresponden a pizarras gris negruzcas que intercalan niveles arenosos discontinuos.

Las pizarras presentan textura lepidoblástica y los componentes principales son sericita, clorita, cuarzo y fragmentos de roca en la fracción siltítica. Como accesorios se identifican hematites, circón, rutilo y apatito.

En el estudio petrográfico de las muestras recogidas en esta unidad se observa un metamorfismo de bajo grado; la matriz presenta una esquistosidad con «slaty cleavage» con filosilicatos mayores de 15 micras, que rodean y sustituyen a clastos de cuarzo, microlitones con filosilicatos algo oblicuos a los planos de esquistosidad y crenulación postmetamórfica.

La potencia aflorante de este conjunto pizarroso se puede estimar entre 50 y 60 m, en los que BOCHMANN (1956) encuentra la siguiente fauna *Zaphrentoides* sp., *Zaphrentoides* (*Rhipidophyllum*) (cf. KRAUSEI WEISSERMEL), *Platycrinus* sp., *Taxocrinus* sp., *Spirifer trigonalis* (MART) *Orthoceras* sp. del Carbonífero.

1.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios aflorantes en el ámbito de esta Hoja, se pueden englobar en uno de los siguientes grupos:

Depósitos eluviales
Depósitos aluvionares
Derrubios de ladera

1.3.1. Eluviales

Se desarrollan sobre los materiales graníticos del macizo de Cabeza Araya y están más ampliamente desarrollados sobre la facies central del batolito. Es en la facies de grano medio muy moscovítica de los granitos de grano grueso sin megacristales $\frac{b}{2} \gamma_{b,m}^2$ donde se localizan estos arenales por alteración meteórica del cuerpo infrayacente y por pequeños desmantelamientos de monteras graníticas próximas.

Estos depósitos (lehms) están constituidos por una arena granítica de color blanquecino, rica en cuarzo y con minerales de Sn y W, por lo que fueron antiguamente explotados. Su espesor es inferior al metro, siendo variable lateralmente.

Sobre los materiales del complejo esquisto-grauváquico se desarrollan muy pequeñas manchas eminentemente arcillosas de pequeña entidad tanto en espesor como en extensión superficial.

1.3.2. Aluviales

Se localizan preferentemente sobre el complejo esquisto-grauváquico por acumulación de los materiales erosionados en las tres unidades morfológicas más elevadas, los dos macizos graníticos y el sinclinal paleozoico de Cáceres.

Litológicamente están constituidos principalmente por cuarzo inmerso en una matriz de limos y arcillas. Presentan un escaso desarrollo tanto en espesor como en extensión superficial y son los aluviales desarrollados en el río Salor y afluentes por el norte los de mayor entidad. Aquí se localizan algunas gravas procedentes de la erosión y transporte de los materiales cuarcíticos, principalmente Cuarcita Armoricana O_{12} del sinclinal de Cáceres.

1.3.3. Derrubios de ladera

Alrededor de todo el sinclinal de Cáceres se desarrollan derrubios de ladera de color rojizo, ricos en cantos y bloques de cuarcitas angulosas, inmersos en una matriz areno-arcillosa color rojiza. Estos depósitos se forman principalmente a expensas de las barras cuarcíticas e impiden la observación de los contactos entre los materiales precámbricos y paleozoicos, así como en los materiales pizarrosos que con espesor variable suelen estar generalmente cubiertos.

2. TECTONICA

2.1. INTRODUCCION

Los accidentes más importantes que afectan a los materiales de esta Hoja corresponden a la orogenia hercínica y al emplazamiento de los batolitos graníticos de Cabeza Araya y Torrequemada-Torreorgaz. Al ser el emplazamiento de las masas graníticas posterior a la deformación hercínica, se interrumpen todas las estructuras generadas por esta orogenia.

A causa de la deformación hercínica se manifiestan con mayor intensidad las estructuras producidas como consecuencia de una fase o impulso tectónico principal que es seguido por otros de menor intensidad que inflexionan las estructuras principales.

Regionalmente parece evidente que las rocas precámbricas han sido afectadas por un plegamiento anterior, supuestamente sárdico, lo que se hace patente por la presencia regional 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 la principal estructura plegada que se observa, sinclinal de Cáceres, y también de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad principal, presente en todo el ámbito de la Hoja.

En relación quizá con esta fase, pero con posterioridad a los pliegues, se desarrolla, a escala regional, un importante sistema de fracturas paralelas a las megaestructuras hercínicas, que en esta Hoja es frecuente que estén enmascaradas por derrubios cuaternarios.

Estas fracturas subverticales han actuado probablemente en varias ocasiones y en el sinclinal de Cáceres aparecen hoy, en su mayoría, como fallas normales de gran ángulo. Al observar la estructura actual, se ve que además de la componente vertical en el funcionamiento de estas fracturas ha existido una importante componente de desgarre.

Posteriormente se manifiesta en todo el ámbito de la Hoja una esquistosidad de crenulación poco penetrativa y subvertical que no va asociada a ningún tipo de macro-estructuras plegadas y que bien pudieran corresponder a alguna de las fases hercínicas tardías.

Finalmente se observan una serie de fallas oblicuas a las estructuras, que han actuado como fallas normales y de desgarre con pequeños desplazamientos, y que se pueden asimilar al sistema de fracturas tardihercínicas de amplio desarrollo en todo el macizo hercínico.

2.2. PLIEGUES SARDICOS

La existencia de una fase de plegamiento anterior a la orogenia hercínica ha sido puesta de manifiesto en numerosas ocasiones y por diver-

Los autores, basándose en la existencia de una discordancia por debajo del Ordovícico Inferior que descansa indistintamente sobre el Cámbrico o sobre el Precámbrico; y en la presencia de pliegues ante-esquistosos y de lineaciones de interacción (L₁) de la primera fase hercínica, subverticales o con fuertes inclinaciones en los materiales anteriores al Ordovícico.

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

Asimismo, en las Hojas de San Vicente de Alcántara (9-28) y Membrío (9-27) se encuentran pliegues presumiblemente sárdicos, cuya dirección general es acorde con la que establece OEN ING SOEN. NE-SO con plano axial subvertical y planos que buzarian entre 30° NO y 50° SE.

2.3. ESTRUCTURAS HERCINICAS

2.3.1. Pliegues

La megaestructura más patente en la Hoja de Cáceres (11-28) es el denominado Sinclinal de Cáceres que afecta a los depósitos paleozoicos.

Esta estructura sinclinal corresponde a un pliegue de primera fase con plano axial N 135° E, buzando 50°-80° al NE con el flanco norte invertido y convergencia sur. En estos materiales paleozoicos se encuentran pliegues asimétricos y cilíndricos dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. El estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competentes, tendiendo a similares en las incompetentes.

Asociados al sinclinal de Cáceres aparecen meso y micropliegues, que donde mejor se observan es en los afloramientos de cuarcitas armoricana existentes en la Ermita de Sierra de Fuentes, que si bien debieran presentar plano axial y ejes de pliegues en consonancia con la megaestructura, no lo hacen debido a que las directrices estructurales están rotadas como consecuencia del juego de las fallas de desgarre.

En los materiales del complejo esquist-grauváquico del Precámbrico Superior, al producirse la deformación hercínica sobre superficies (S₀) previamente plegadas, no se producen pliegues cilíndricos. Los pliegues en estos depósitos son de plano axial subvertical con una dirección aproximada de N 140° E, mientras que el estilo corresponde al de pliegues similares. Los ejes presentan con frecuencia fuertes inclinaciones.

2.3.2. Esquistosidades

Existen dos tipos bien definidos que corresponden a la esquistosidad de flujo y a la de crenulación. La primera de ellas (S₁), del tipo «Slape

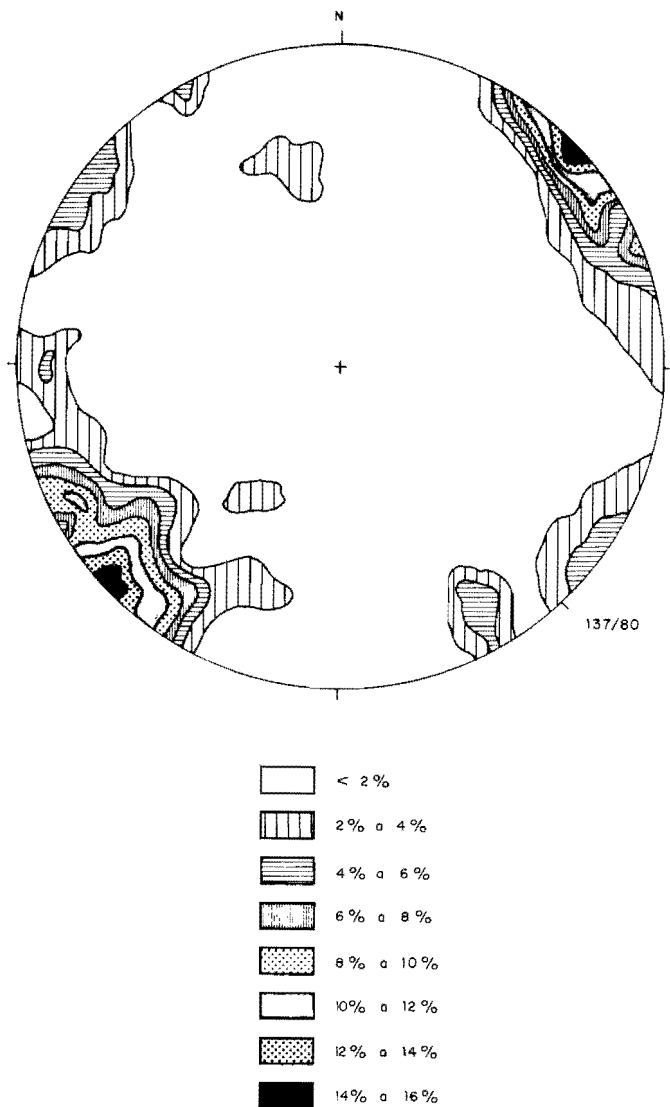


Figura núm. 1. Proyección de 100 polos de la esquistosidad primaria S_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior). Area del complejo esquisto-grauváquico.

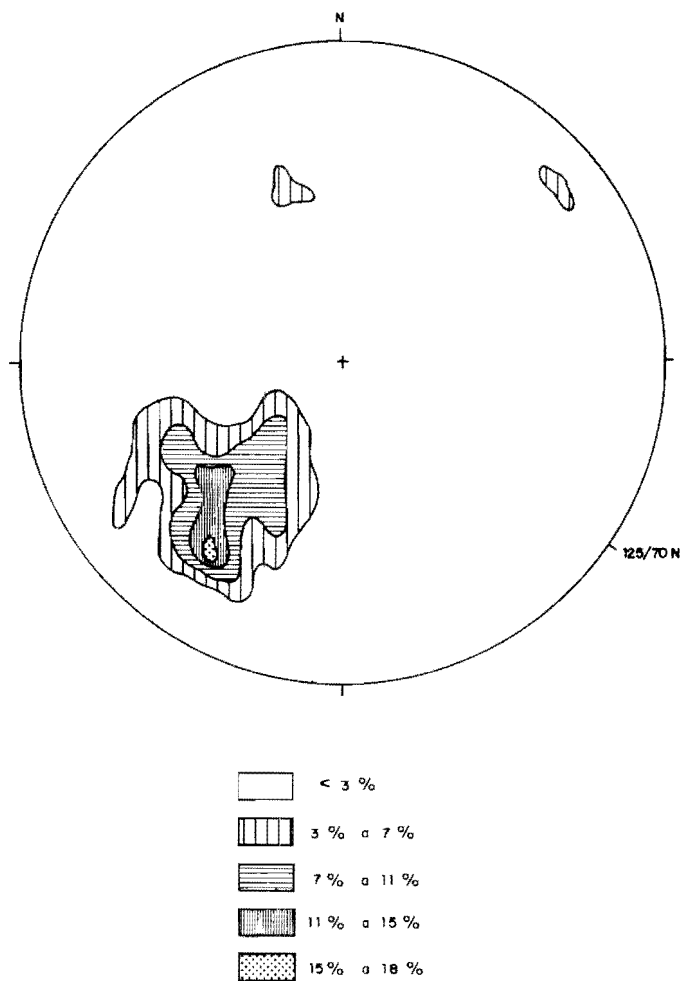


Figura núm. 2. Proyección de 60 polos de la esquistosidad primaria S 1. Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior). Área de los depósitos paleozoicos.

cleavage», está bien desarrollada en todo el complejo esquistograuváquico, encontrándose paralelas a estos planos S_1 cloritas y sericitas. También se observan al microscopio porfiroblastos de biotita, cuya blastesis es consecuencia del metamorfismo termal, y que son claramente tardi- S_1 . Esto hay que interpretarlo como otro dato más a favor del emplazamiento posfase 1 de los batolitos graníticos.

Sobre una falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior) se ha realizado la proyección y el conteo de 100 polos de la esquistosidad primaria (S_1) en los materiales del complejo esquistograuváquico, obteniéndose una población principal con dirección N 137°, con buzamiento 80° tanto al norte como al sur que es reflejo de la deformación principal. Asimismo, se encuentran otras tres poblaciones de direcciones N 157° E, con buzamiento entre 70° y 80° que son el resultado de inflexiones en la dirección principal bien por fracturas de desgarre, bien por perturbaciones a causa del emplazamiento de las masas graníticas.

Al proyectar sobre una falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior) y hacer el conteo de 60 polos de esquistosidades S_1 , medidas en el ámbito de los depósitos paleozoicos, se obtiene una población con una dirección máxima N 125° E / 70° N. Es en estos materiales donde la esquistosidad de flujo es patente en los materiales pelíticos mientras que en los niveles detríticos se puede considerar esquistosidad de fractura.

La esquistosidad de crenulación (S_2) se observa igualmente en todo el área del complejo esquistograuváquico. Al no verse asociada a estructuras mayores, se supone que su origen es el resultado de un apretamiento relacionado con alguna fase hercínica tardía. Al igual que con la esquistosidad principal, tanto las fallas de desgarre como la ubicación de los macizos graníticos varían la dirección inicial de la esquistosidad de crenulación.

2.3.3. Lineaciones

La intersección de la esquistosidad (S_1) con la estratificación origina una lineación (L_1) que es paralela a los ejes de los pliegues de la 1.ª fase.

Sobre una falsilla de SCHMIDT, se ha hecho la proyección y conteo de 45 polos de la lineación (L_1), observándose una dirección preferente N 145° E, con buzamientos 50° N y 50° S. El hecho de la existencia de otras poblaciones se explica por las inflexiones que sufren las estructuras por motivos tectónicos o bien por la ubicación de los macizos graníticos.

2.3.4. Fracturas

Se distinguen en esta Hoja de Cáceres (11-28) dos tipos de fracturas que tienen un significado distinto, tanto por su génesis como en sus implicaciones estructurales como consecuencia del tipo de deformación que originan.

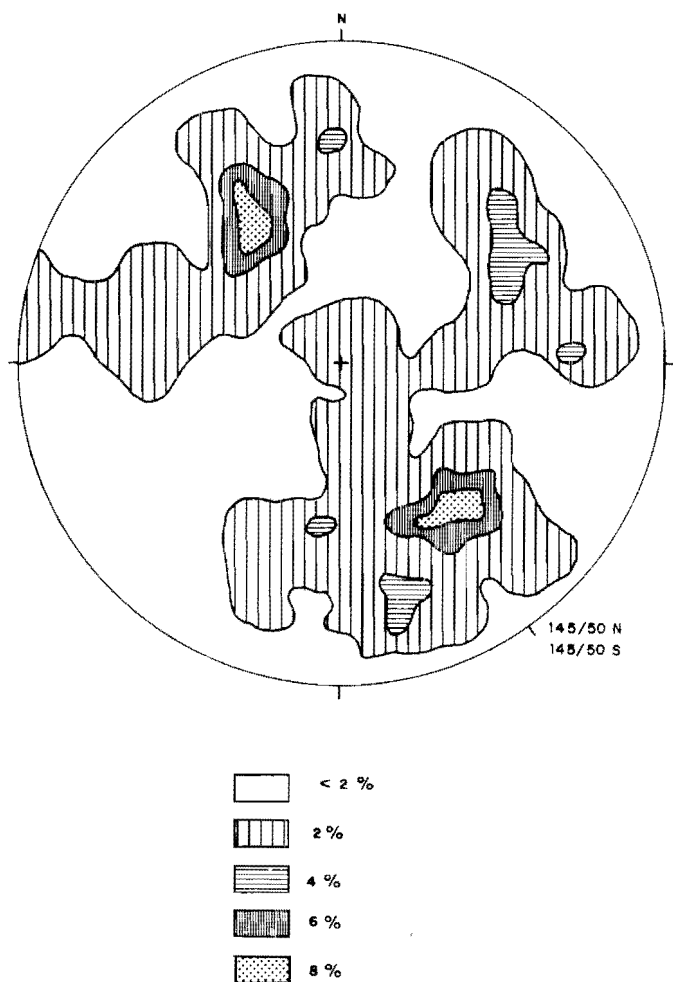


Figura núm. 3. Proyección de 45 polos de la lineación de intersección L1. Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

2.3.4.1. *Fracturas paralelas a la estructura*

En el ámbito de la Hoja se registran fallas paralelas a las directrices estructurales principales que son más difíciles de detectar en los materiales anteordovícicos, debido a la monotonía litológica y a su morfología, que en los depósitos paleozoicos. No obstante, en el sinclinal de Cáceres, los abundantes derrubios cuaternarios dificultan también la localización de algunas de estas fracturas.

Son fracturas subverticales con una componente de falla normal y, aparentemente, también una cierta componente horizontal.

Como fallas normales, estas fracturas subverticales, hunden el núcleo de los depósitos del sinclinal, materiales carboníferos y devónicos principalmente. A favor de ellas alcanzan a intruir materiales graníticos, que junto con las fracturas, aparecen rotadas presumiblemente a causa de los mismos esfuerzos que ocasionan los movimientos de desgarre que deforman a la estructura sinclinal.

BARD *et al.* (1973) y MATTE y RIBEIRO (1975) consideran, asimismo, estas fracturas paralelas a las estructuras como desgarres senestros simultáneos con la orogenia hercínica y relacionados con los pliegues en un modelo coherente con la génesis del arco iberoamericano.

2.3.4.2. *Fracturas oblicuas a la estructura*

Todas ellas son subverticales, dando lugar a un sistema posiblemente conjugado con direcciones N 30°-60° E y 150°-180° E.

Estas fracturas son tardías respecto a la orogenia hercínica y al emplazamiento de las masas graníticas y están ligadas a una fase póstuma, que queda bien reflejada tanto en los materiales ígneos como paleozoicos, en tanto que en los depósitos precámbricos son más difíciles de detectar por las razones apuntadas en el apartado anterior para las fallas en la dirección estructural. Por otra parte estas fracturas son similares a las que se detectan en todo el ámbito del macizo hespérico.

3. HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Precámbrico Superior tiene lugar la deposición de una potente serie detrítica con algunas intercalaciones volcánicas. Esta serie correspondería al denominado complejo esquistó-grauváquico.

La deposición de estos materiales flychoides, con características propias de turbiditas, se efectuaría sobre una corteza siálica precámbrica erosionada, y seguramente durante una fase distensiva (VEGAS *et al.*, 1977).

Sobre el complejo E. G. se habría depositado una serie detrítica y carbonatada de edad Cámbrico Inferior y Medio, que se encuentra bien representada en otras áreas de la zona Centro Ibérica y Ossa Morena. (JU-

LIVERT *et al.*, 1974.) Esta serie cámbrica no aparece en nuestra zona de estudio por efecto de la fase sárdica, que se producirá después del Cámbrico Medio caracterizada en la Hoja por suaves pliegues de dirección NE-SO y acompañada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO *et al.*, (1976) la discordancia sárdica debe ser, al menos, anterior al Tremadoc Inferior.

A partir del Ordovícico Inferior, y más exactamente al menos desde el Skidawiense, se instalan unas condiciones netamente marinas que van a sufrir pocas variaciones durante el Ordovícico, depositándose cuarcitas, areniscas y pizarras más o menos arenosas, que indican aguas poco profundas (depósitos de plataforma) como lo prueba el hecho de encontrar abundantes huellas de reptación y perforantes.

La intercalación en toda la serie de niveles cuarcíticos muy continuos a escala regional serían la respuesta a pulsaciones más o menos periódicas.

Durante el Silúrico se mantiene sin variaciones apreciables el ambiente de sedimentación. Unicamente se observa un aumento en la profundidad de la cuenca al inicio de este sistema, donde se depositan pizarras ampelíticas con fauna de graptolites (Hoja de Cáceres 11-28).

La serie detrítica continúa en el Devónico, en donde se ponen de manifiesto diversas variaciones en la profundidad que origina los distintos tramos pizarrosos y/o cuarcíticos. Es en estos términos donde se encuentran mejor desarrolladas las estructuras sedimentarias, tanto orgánicas como inorgánicas que indican el carácter poco profundo en que se depositaron estos sedimentos. Prácticamente en el techo de la serie aparecen las primeras intercalaciones de rocas subvolcánicas, que van a tener su gran desarrollo durante el Carbonífero Inferior (Tournaisiense) con la presencia de abundantes tobas, coladas y diques, tanto en la presente Hoja como a escala regional.

Seguidamente, la cuenca sufre una importante disminución en la profundidad, depositándose calizas con fauna de Crinoideos en un ambiente arrecifal. A continuación la cuenca vuelve a adquirir mayores profundidades, dando lugar a depósitos pizarrosos de características distales.

Todos estos materiales paleozoicos, hasta el Carbonífero Inferior, y anteordovícicos serán deformados por la orogenia hercínica que en sucesivas etapas produce micro y macroestructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa, se produce un metamorfismo regional de bajo grado.

Con posterioridad, y antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, tiene lugar la intrusión de los batolitos de Cabeza de Araya y Torrequemada-Torreorgaz (Cáceres 11-28), que producen un metamorfismo de contacto que afecta tanto a los materiales anteordovícicos como a la serie paleozoica, hasta el Carbonífero Inferior (Hoja de Cáceres 11-28).

A partir del Carbonífero, el área se encuentra emergida y la posible sedimentación en cuencas continentales restringidas será desmantelada por sucesivas etapas erosivas, que culminarán ya en el pliocuaternario con el arrasamiento de los materiales precámbricos, dando lugar a la formación de la penillanura, así como a la sedimentación de depósitos, tipo «raña», que posteriormente van a ser parcialmente desmantelados, a la vez que se encaja la red hidrográfica actual.

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS PLUTONICAS

En esta Hoja se han distinguido cuatro unidades cartográficas y petrográficas de importancia cuantitativa desigual, puesto que las formaciones graníticas situadas al oeste de Cáceres y el manchón granítico situado al sur de las localidades de Torreorgaz y Torrequemada constituyen por sí solas, más del 90 por 100 de las rocas plutónicas que afloran en la Hoja.

Siguiendo el criterio de importancia cuantitativa, estudiaremos en detalle las siguientes unidades:

- Manchón granítico de Cáceres-Malpartida (Macizo Araya).
- Manchón granítico de Torrequemada.
- Granitos tectonizados del sinclinal de Cáceres.
- Granitos del stock del Trasquilón.

4.1.1. Manchón granítico de Cáceres-Malpartida

Dejando aparte los pequeños stocks que rodean la gran masa central del batolito de Cabeza de Araya podemos considerar a este último como un batolito zonado, en el que existe una yuxtaposición de masas graníticas correspondientes a varios episodios de intrusión.

Petrográficamente han podido distinguirse cuatro tipos de granitos perfectamente cartografiables, y una serie de facies de variación.

Como cuadro orientativo de los diferentes tipos de rocas que estudiaremos podemos considerar el siguiente esquema (CORRETGE, 1971):

- Granitos de grano grueso y leucogranitos.
 - facies de los arenales
 - facies común
- Granitos biotítico-moscovíticos con megacristales de feldespato.
- Granitos alcalinos aplíticos de la Zafrilla del Casar.
- Granitos, granodioritas y cuarzodioritas de dos micas.

Los tres primeros grupos son representantes genuinos del batolito de Cabeza de Araya.

4.1.1.1. *Granitos de grano grueso y leucogranitos* (2γ²)

Se encuentran en la terminación suroriental del batolito de Cabeza de Araya, formando una extensa mancha, que llega desde las cercanías de Cáceres capital hasta la localidad de Navas del Madroño. La cartografía tiene muchos puntos oscuros, ya que no hay diferencia morfológica notable entre ellos y los porfídicos con megracristales. Si a esto añadimos que de unos a otros se pasa insensiblemente, es fácil comprender la dificultad que entraña precisar el contacto en ciertos sectores en los que abundan los granitos arenitizados.

La observación detallada de campo permite sacar una serie de aspectos interesantes de estos granitos, algunos de los cuales son comunes a varios tipos de granitos. Podemos destacar los siguientes:

1. Siempre son de grano grueso (tamaño de grano comprendido entre 5 mm y 3 cm).
2. Son granitos de dos micas, muy ricos en moscovita.
3. No tienen fenocristales de feldespato.

Los granitos de grano grueso no porfídicos son siempre de dos micas, predominantemente moscovíticos. Algunas zonas son extraordinariamente ricas en este mineral, mientras que la biotita tiene poca importancia cuantitativa. Por este motivo hemos creído necesario hacer una subdivisión petrográfica de estos granitos en dos facies:

- a1) Facies de los Arenales.
- a2) Facies común.

a1) La facies de los Arenales no siempre ocupa una posición definida en la evolución de los tipos graníticos de Cabeza de Araya. Su existencia es muy clara y la mayor parte de las veces parece ocupar una posición intermedia entre los granitos alcalinos (granito de la Zafrilla) y los granitos de megacristales. En efecto, parece un hecho bastante generalizado el fenómeno de paso del granito de megacristales a un granito de grano grueso sin fenocristales, pero con bastante moscovita y finalmente a un granito de dos micas de grano grueso a medio con disyunción paralelepédica grosera (granito de la Zafrilla). Este esquema presupone que la facies de los Arenales, caracterizada por un marcado carácter moscovítico y la facies común de la Ribera de Araya por tener mayor variabilidad de tamaño de grano y por ser más rico en biotita, son equivalentes en el mismo esquema evolutivo.

El granito de los Arenales es de grano grueso, de color blanquecino a ceniciento, con grandes láminas de moscovita plateada y cantidades menores de biotita en láminas más pequeñas. Suelen observarse también pequeñas acumulaciones subidiomorfos de productos micáceos de tonos verdosos procedentes de la alteración de cordierita.

Este granito no es exclusivo de una zona determinada, sino que suele aparecer en varios lugares en pequeños manchones dispersos no cartografiables. La localidad representativa de este tipo de granito es la de los

Arenales, término situado a 6 km de Cáceres capital. Allí está sumamente arenitizado. Ocupa una superficie de varios kilómetros cuadrados (entre los kms 5 y 6 de la carretera de Cáceres de Malpartida de Cáceres se encuentran excelentes afloramientos).

a2) La facies común a la Ribera de Araya es la más abundante y la que mejor representa a los granitos de grano grueso de dos micas sin megacristales. Su color es blanquecino a amarillento debido a la alteración del feldespato y mica, y aunque casi siempre es de grano grueso, dentro de él pueden encontrarse zonas con granulometrías más finas.

Situación. La localidad típica de la facies común se situa en las proximidades del vértice geodésico de Cabeza de Araya, en la Hoja de Brozas, allí se encuentran excelentes afloramientos de roca fresca, si bien hay que admitir que el mismo vértice está con granito de megacristales. En la Hoja de Cáceres la facies común no es tan abundante como la facies de los arenales, no obstante, en el conjunto de todo el batolito de Cabeza de Araya predomina la facies común.

Petrografía general. Las diferencias petrográficas entre los dos tipos de granito de grano grueso son insignificantes. Por ello, el estudio petrográfico se realiza en conjunto y únicamente se harán alusiones concretas a una u otra facies granítica cuando las circunstancias lo requieran.

Texturalmente son rocas hipidiomórficas granulares de grano grueso formadas por feldespato potásico, plagioclasas, cuarzo y moscovita $\pm$ biotita como componentes principales y circón, apatito, andalucita $\pm$ sillimanita $\pm$ cordierita $\pm$ topacio $\pm$ turmalina, como elementos accesorios.

Algunos de estos minerales accesorios pueden considerarse como esenciales en ciertos lugares, especialmente, la andalucita.

Feldespato potásico. Cristaliza en formas anhedrales o subhedrales. Casi siempre están en mayor o menor extensión peritizados, bien con albita en forma de «string-perthite», o bien como perthita en bandas en las que se aprecian perfectamente las maclas de la albita. Aunque por lo general el feldespato potásico de este tipo de rocas nunca tiene el enrejado típico de la microlina, en muchas preparaciones se aprecia una progresiva microclinización del feldespato potásico original.

Plagioclasas. Su hábito es casi siempre subidiomorfo, presentando algunas caras perfectamente cristalizadas. Tienen una maclación muy fina según albita, albita-karlsbad y periclina. El contenido en anortita es muy variable en este conjunto de rocas. Algunas presentan excepcionalmente plagioclasas de un 26 ± 2 por 100 An, aun en los casos de mayor basicidad. Si embargo, son más frecuentes las plagioclasas ácidas de tipo albita-oligoclasa ácida, cuyo contenido en An oscila entre 5-14 por 100 An en los diversos ejemplares medidos. La zonación existe, pero es débil y poco importante y menos intensa que en las facies de megacristales. En los casos de una zonación clara, los núcleos más básicos suelen presentar seritización según planos 001.

Cuarzo. Pueden distinguirse tres tipos de cuarzo, de diferente morfología, formados en distintos momentos del proceso evolutivo de estas rocas.

Cuarzo I. Es anterior o simultáneo a la cristalización de la plagioclasa. Se caracteriza por su hábito subhedral o por formas redondeadas derivadas de cristales exagonales, en los que se ha producido un proceso de reabsorción parcial de las caras. Este tipo de cuarzo suele encontrarse, muy esporádicamente, como inclusión dentro de las plagioclasas.

Cuarzo II. Es el más abundante; pudiéramos llamarlo cuarzo normal de la roca. Se caracteriza por sus formas cristalinas anhedrales, por ser sumamente irregular y poseer superficies casi siempre muy fracturadas. La posición paragenética de este cuarzo en el ciclo evolutivo general no es fija. Unas veces es anterior al feldespato potásico y otras simultáneo o posterior.

Cuarzo III. No es tan abundante como en los granitos de megacristales feldespáticos, pero de todas formas aparece en muchas preparaciones. Se trata de un cuarzo cristalizado en fibras ultrafinas, finamente entremezcladas, formando una red que sigue perfectamente determinados planos del feldespato potásico. Indudablemente es un cuarzo similar al «net-like» de los granitos portugueses (SCHERMERHORN, 1959). La aparición de este cuarzo debe de estar relacionada con procesos posmagmáticos muy tardíos, ya que corroe no sólo al feldespato potásico, sino que, algunas veces, ataca también a la moscovita blástica.

Moscovita. En las rocas estudiadas la proporción de moscovita-biotita varía mucho. También se observa gran variabilidad en cuanto al tamaño de este filosilicato. La facies de los Arenales contiene moscovitas blásticas de gran tamaño, que pueden alcanzar 3 mm. Este carácter blástico hace que los bordes sean muy irregulares. No se ve una relación directa entre el feldespato potásico y la moscovita; ésta parece atacar o sustituir preferentemente a cristales de andalucita. La moscovita ha debido derivar, en gran parte, de este silicato aluminico, muy abundante en las rocas que estamos estudiando.

Biotita. Al microscopio es marrón parduzca, tiene muchas inclusiones de circón y apatito. Este último suele ser de gran tamaño. En algunas preparaciones se da una cierta sinéusis de moscovita y biotita, notándose una pequeña sustitución de la biotita. De todas formas este fenómeno no tiene mucha importancia cuantitativa.

Los fenómenos de alteración son muy frecuentes. La cloritización, que es el proceso más común, suele realizarse bien con una deferrificación simultánea de la biotita (manifestada por la aparición de gránulos de óxidos de hierro y titanio sobre un fondo clorítico) o bien con aparición de gránulos de esfena con una disposición similar.

Andalucita. Es el mineral más interesante de estos granitos. Cristaliza con formas globulosas, anhedrales o bien prismáticas. Su tamaño es muy variable y generalmente oscila entre 0,2 y 2 mm. Algunas veces

muestra ligerísimos tintes pleocroicos: n_x = rosado muy claro, $n_y = n_z$ = incoloro. Como dijimos anteriormente, al referirnos a la moscovita, ésta reemplaza totalmente a los cristales de andalucita de tal forma que muchas veces se observan grandes láminas de moscovita, con relictos de andalucita con idéntica orientación óptica, distribuidos por toda la superficie del filosilicato. Esto es señal inequívoca de que en los momentos anteriores a la aparición de la moscovita, los granitos, muy ricos en alúmina, tenían grandes prismas de andalucita como constituyente principal.

Sillimanita. Es muy escasa, cristaliza con formas fibrosas ultrafinas (fibrolita) y suele encontrarse en algunas láminas de moscovita que corren (o se deriva) de andalucita. En algunos casos la fibrolita penetra dactilíticamente en las plagioclasas.

Cordierita. Todas las cordieritas de los granitos de Cabeza de Araya, salvo la cordierita de la granodiorita de Arroyo de La Luz, tienen idénticas características en todos los granitos estudiados:

- a) Hábito idiomórfico o subidiomórfico.
- b) Tamaño notable (algunas cordieritas rebasan los 15 mm de longitud).
- c) Alteración en productos micáceos pinníticos de color verdoso.

4.1.1.2. *Granitos biotítico-moscovíticos son megacristales de feldespatos* ($b \gamma^2_{bm}$)

Estos tipos de granitos, que incluyen facies granodioríticas son los más abundantes en el batolito de Cabeza de Araya, prácticamente más de 70 por 100 de su superficie está formada por tales tipos de granitos.

Todas las facies tienen por característica común el extraordinario desarrollo de sus cristales, especialmente de los fenocristales idiomorfos de feldespato potásico, que en las cercanías de Cáceres llegan a alcanzar 12 cm de longitud. Estas diferencias de tamaño entre los megacristales y los restantes elementos de la roca nos han inclinado a dividir estos granitos en varias facies:

- b₁) Facies porfídicas.
- b₂) Facies inequigranular porfiroide.

b₁) Facies porfídicas: Se caracterizan por la presencia de megacristales de feldespato K. orientados o sin orientar, entre los que se aprecian cuarzo, plagioclasas y fémcicos de tamaños de grano de medio a grueso.

b₂) Facies inequigranular porfiroide: Tienen megacristales, pero formando una trama tan tupida que, al hacer una observación superficial se asemejan a facies holofeldespáticas. En ellos, la relación de tamaños megacristales/cristales de la «mesostasis» es por lo general mucho menor que en las facies porfídicas.

Ambas facies presentan además las siguientes características observables de *visu*:

1. Tamaño de grano muy grueso a grueso.

2. Son granitos de dos micas, pero predominantemente biotíticos (granitos de biotitas $\pm$ moscovita).
3. Grandes fenocristales de feldespatos con abundantes inclusiones de biotita, débil zonamiento y generalmente maclados según la Ley de Karlsbad (ver fig. 27).
4. Cordierita idiomorfa o subidiomorfa muy abundante.

Petrografía general

En conjunto todos los granitos de megacristales se caracterizan por su textura porfídica-hipidiomórfica granular de grano grueso a muy grueso. Como minerales esenciales se encuentran: feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y moscovita. Circón, apatito, cordierita, andalucita, turmalina sillimanita, óxido de Fe y casiterita, como accesorios.

Feldespato potásico. Es el mineral más abundante. Cristaliza con formas euhedrales a subhedrales, el idiomorfismo por lo general es más fuerte que en los granitos de grano grueso sin megacristales. Normalmente está maclado según Karlsbad y muy pertitzado. El $2V = 60 \pm 2^\circ$. En conjunto hemos podido distinguir tres tipos de pertitas. Según el tamaño todas debieran corresponder a los tipos siguientes de clasificación (de ALLING, 1938): *interlocking*, *interpenetrating* y *replacement*. No obstante, la morfología, salvo en los casos típicos de pertita de sustitución, es claramente fibrosa o bandeada (*strings* y *rods*).

El feldespato potásico muy pocas veces presenta maclas en enrejado. Las observaciones microscópicas parecen poner de manifiesto un proceso general de microlinización que no ha afectado por igual a todos los cristales de feldespato potásico.

Tienen inclusiones de cuarzo I, plagioclasas, biotita y cordierita. La biotita y las plagioclasas, en algunas ocasiones, llegan a estar orientadas dentro de los megacristales.

Uno de los rasgos más característicos de los granitos con megacristales es la presencia de cuarzo reticular tardío (net-like) introducido en los feldespatos potásicos sobre los que ejerce una acusada acción blástica.

Plagioclasas. No tiene ni uniformidad granulométrica ni composición química constante. Su tamaño es siempre muy inferior al del feldespato potásico. Normalmente son subhedrales, con zonado más o menos claro y muchas veces con corona periférica albitica.

La composición de los núcleos más básicos suele llegar al $28 \pm 2\%$ An, pero normalmente la plagioclasa media oscila entre $22 \pm 3\%$ An con disminución paulatina de basicidad hacia la periferia, donde se presentan en algunos casos fenómenos de albitización ligados a procesos de mirmequitización o bien orlas albiticas relacionadas con una albitización tardía. Las inclusiones más frecuentes son cordierita, biotita, cuarzo I y topacio (algunas veces).

Cuarzo. Los tipos encontrados son similares a los de los granitos de grano grueso sin megacristales. Aparecen además muy esporádicamente

dos tipos de cuarzo relacionados con etapas posmagmáticas: cuarzo mirmequítico y cuarzo pegmatítico:

- Cuarzo I (parcialmente de alta temperatura).
- Cuarzo II (cuarzo principal).
- Cuarzo III (reticular).
- Cuarzo IV (mirmequítico).
- Cuarzo V (pegmatítico).

No merece la pena detenerse en las generalidades de estos tipos de cuarzo, muy especialmente de los tres primeros, por ser idénticas a las que se presentan en los granitos de grano grueso, anteriormente descritos.

El cuarzo IV es mirmequítico relacionado con las escasas zonas de decalcificación presentes en algunas plagioclasas incluidas dentro de fenocristales de feldespato potásico; por último, el cuarzo IV posee morfología típicamente pegmatítica. En algunos casos aparecen dos generaciones distintas.

Biotita. Se presenta en láminas generalmente subidiomorfas debido a la acción corrosiva de los minerales posteriores. En los casos en que se encuentra como inclusión dentro de plagioclasas suele conservar el idiomorfismo.

Es extraordinariamente rica en inclusiones, principalmente del circón, y en menor proporción apatito. Su esquema pleocroico es similar al de las biotitas del granito de dos micas $n_x = \text{amarillo}$ $n_y = n_z = \text{marrón rojizo oscuro}$.

Las transformaciones más frecuentes son: moscovitización preferentemente según planos paralelos a 001 y cloritización general con pérdida de óxidos de Fe y titanio.

Moscovita. Toda la moscovita que se encuentra en estos granitos es claramente tardía, muy blástica, relacionada principalmente con el feldespato K, del cual deriva en su mayor parte, y con andalucita en los casos donde se presenta este mineral. Siempre es muy anhedral, las placas tienen gran cantidad de inclusiones, corroen a todos los minerales anteriores y es corroída a su vez parcialmente por cuarzo III, en algunos casos, y por turmalina. Cuantitativamente es más escasa que la biotita.

Los tipos de micas blancas, sericita y moscovita, derivadas de la alteración pinnítica de la cordierita, tienen menor importancia.

Cordierita. Su abundancia es extraordinaria en algunas facies, especialmente en las regiones graníticas del sur del río Tajo donde es el mineral representativo. En mayor o menor proporción se encuentra en todas las rocas de megacristales estudiadas.

Casi siempre los prismas idiomórficos con dimensiones que llegan a 2 cm de longitud por 1 cm de anchura están alterados en mayor o menor grado o pinnita. Los cristales de cordierita incluidos en biotita y plagioclasa son siempre pequeños, mientras que los incluidos en feldespato potá-

sico y en cuarzo son de gran talla. Esto significa que el período de cristalización de la cordierita es bastante largo y termina su cristalización antes que el cuarzo y el feldespato K comenzasen a cristalizar.

Andalucita. Es mucho menos abundante que en los granitos de grano grueso. Por lo general es de menor tamaño y muchas veces se encuentra formando sineusis con cristales de cordierita. Las características morfológicas y su relación con moscovita y sillimanita son idénticas que en los granitos de grano grueso sin megacristales.

Circón. Uno de los rasgos más llamativos de los granitos de megacristales es la abundancia de circón incluido dentro de las biotitas, apatito y algunas veces cordierita. Son casi siempre subredondeados y producen aureolas pleocroicas.

Apatito. Es de mayor tamaño que el circón. Su hábito es siempre subhedral o anhedral redondeado, con superficies muy rugosas. Suele contener abundantes inclusiones de circón y en algunos casos es incluido a su vez por cordierita.

Turmalina. Paragenéticamente es el mineral más tardío en estos granitos. Normalmente nunca suele cristalizar con formas redondeadas o subredondeadas, sino que adquiere hábitos anastomosados irregulares, progresando por grietas, planos de exfoliación e intersticios de la roca granítica ya totalmente consolidada.

Topacio. Es escaso, suele encontrarse en granos anhedrales o subhedrales, con colores de interferencia algo más altos que los del apatito, pero con morfología muy parecida.

4.1.1.3. Granitos alcalinos de la Zafrilla del Casar ($_{34}$ y A_{bm}^2)

Los granitos de la Zafrilla del Casar se encuentran en la parte sur-oriental del batolito de Cabeza de Araya (batolito de Cáceres). Ocupan una extensión aproximada de unos 45 km² distribuida en 22 afloramientos de desigual importancia, pero uno de ellos tiene más de 43 km², mientras que los restantes apenas suman una superficie de 1,5-2 km².

En la Hoja de Cáceres el total de afloramientos no supera los 6 km².

Características mesoscópicas

Los granitos de la Zafrilla son rocas de color blanquecino o amarillento, de grano medio y, muchas veces, con estructura sacaroidea. Sobre una masa blanquecina cuarzo-feldespática destacan con claridad laminillas de mica blanca, biotita y muchas veces prismas y cristales cortos de turmalina. En conjunto, el aspecto de estos granitos es completamente diferente de los granitos de grano grueso y de los de megacristales. Únicamente en algunos casos los granitos de grano grueso pueden llegar a tener un aspecto muy parecido a los típicos granitos de la Zafrilla, muy especialmente en las facies de grano grueso-medio, ricas en moscovita. De todas formas, la morfología es tan sumamente diferente que en la práctica no hay posibilidad de confusión.

Los granitos de la Zafrilla son muy similares a ciertos afloramientos típicamente aplíticos esparcidos por todo el batolito. Podemos definirlos, por lo tanto, como granitos aplitoides, aplíticos de grano medio de moscovita $\pm$ biotita.

Petrografía general

Las facies graníticas de la Zafrilla no son muy diferentes de los granitos de grano grueso. Desde el punto de vista petrográfico solamente hay dos aspectos que los diferencian en conjunto:

- a) Carácter más moscovítico en los granitos de la Zafrilla.
- b) Plagioclasa ácida ($An_0 - An_{14}$).

Sin embargo, este criterio que globalmente sirve al ser aplicado a las formaciones, no sirve si se emplea en casos aislados, ya que hemos estudiado dentro de los granitos de grano grueso facies muy albiticas y ricas en moscovita (facies de los Arenales).

Texturalmente son rocas alotriomórficas o hipidiomórficas granulares. La pérdida de idiomorfismo en algunas fases, especialmente plagioclasa y feldespato, es consecuencia del carácter blástico de este último y de la acción de las fases volátiles posmagmáticas que producen corrosión en los minerales precedentes.

La composición mineralógica de los granitos de la Zafrilla es similar a los granitos de grano grueso, como dijimos anteriormente. Están formados por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, moscovita y biotita como minerales fundamentales y circón, apatito, andalucita, cordierita, sillimanita, turmalina, casiterita y opacos como accesorios.

Plagioclasas. Son subhedrales o anhedrales de elevada acidez, generalmente menor del $10 \pm 2\%$ An, finamente mezclada según albita y albita-periclina. Aparte de esta plagioclasa común se encuentra albita blástica, muy anhedral, algo más ácida y ligeramente posterior al cuarzo al que engloba completamente. Esta albitización tardía es anterior a la feldespatización general de la roca.

Feldespato potásico. Es pertítico, aunque en menor grado que los granitos de megacrístales y más anhedral que en las restantes facies graníticas, está parcialmente microlinizado y es corroído blásticamente por moscovita. Referente a las inclusiones, el feldespato potásico de los granitos que estamos estudiando engloba cuarzo, plagioclasas y algunas veces cordierita. El cuarzo reticular *net-like*, aunque presente, es menos abundante que en los otros tipos graníticos.

Cuarzo. Se distinguen dos tipos, el más antiguo es anhedral o subhedral, su tamaño es siempre menor que el de los restantes componentes sálicos. Muchas veces tiene numerosas inclusiones aciculares.

El segundo tipo de cuarzo es reticular (*net-like*) idéntico al de los demás granitos estudiados. Aunque siempre está presente en mayor o me-

nor proporción, es más escaso que en los granitos de megacrístales y en los de grano grueso.

Biotita. En un porcentaje muy elevado de las muestras estudiadas, la biotita ha sufrido procesos parciales de cloritización o es sustituida marginalmente por moscovita. Son subhedrales o anhedrales y contienen inclusiones de circón, apatito y óxidos de hierro. El esquema pleocroico es muy similar al de los demás granitos. En las biotitas frescas $n_y = n_z =$ marrón rojizo $n_x =$ amarillo paja.

Moscovita. Es anhedral, marcadamente blástica, algunas veces con bordes simplectícticos y relacionada generalmente con feldespato potásico y andalucita. En algunos casos corroe o sustituye parcialmente a la biotita según planos paralelos a 001. Cuantitativamente es más abundante que la biotita, en especial en las zonas de marcada tendencia aplítica.

Andalucita. Presenta las mismas características que la de los anteriores granitos estudiados. El hábito se ha perdido por completo, quedando sustituidas las primitivas andalucitas por gránulos subhedrales con idéntica orientación óptica, «flotando» en grandes láminas de moscovita.

Sillimanita. Aparece únicamente en algunas láminas de moscovita procedente de andalucita, forman husos más o menos densos que siguen determinadas zonas de las láminas de moscovita, en algunos casos se encuentra incluida en plagioclasas ácidas.

Turmalina. Dejando aparte el circón y el apatito, que por sus características no ofrecen ninguna particularidad distintiva ni ningún aspecto sobre el que nos podamos detener, la turmalina es uno de los accesorios característicos de los granitos de Zafrilla. Suele cristalizar intersticialmente con formas reticulares similares en cierto modo al cuarzo *net-like*, pero mucho más gruesas. En las facies típicamente aplíticas aparece con formas cristalinas anhedrales redondeadas o subredondeadas. En todos los casos es muy tardía y pone de manifiesto la importancia que tienen los volátiles en la génesis de estos granitos.

Casiterita. Es muy escasa, alto índice de refracción y carácter uniáxico positivo. Los ejemplares observados son granulares, anhedrales o subhedrales de color amarillo brillante a parduzco y carentes de pleocroísmo. Este mineral, que puede aparecer en todos los granitos estudiados, sólo ha sido observado con una cierta frecuencia en los granitos de la Zafrilla.

4.1.1.4. Granitos, granodioritas y cuarzodioritas de dos micas ($\Upsilon\eta q_{6m}$)

Forma un afloramiento de poco más de 12 km², situado en el extremo más occidental de la roca, entre Malpartida de Cáceres y el río Ayuela. Según los trabajos de CORRETGE (1971), estas facies corresponden a la unidad granítica de Arroyo de La Luz y presentan, por tanto, características un poco diferentes a las observadas en los granitos de Cabeza de Araya (s. str.).

En conjunto, estos granitoides tienen color oscuro algo azulado y presentan frecuentemente nódulos biotíticos o enclaves de naturaleza micácea, también se observan fenocristales de feldespato potásico con caras 010 muy bien desarrolladas y muy alargadas según el eje C, su tamaño es muy inferior al que se observa en las facies de megacrystales de Cabeza de Araya, pues en los granitoides considerados raramente se superan los 2-3 cm de longitud y su presencia o ausencia hace variar la composición de la roca entre los términos graníticos a cuarzodioríticos.

Petrografía general

La textura de estas rocas es hipidiomórfica granular; como minerales esenciales aparecen cuarzo, plagioclasas, biotita, feldespato potásico y moscovita. Entre los accesorios, apatito, circón, ilmenita, cantidades variables de cordierita totalmente pinnitizada y algunos cristallitos de granate y andalucita.

En general, las plagioclasas son cristales euhedrales o subhedrales, normalmente zonados con núcleos básicos que pueden llegar a An₃₅ y bordes oligoclásicos; están frecuentemente sericitizadas.

La biotita se presenta en nódulos de tendencia discoidal formados por acreción o sineusis de laminillas de biotita más pequeña, es de color pardo rojizo y muy pleocroica.

El cuarzo es, por lo general, inequigranular. Cuando aparece en forma de inclusión en las plagioclasas es redondeado (¿diexahedral?). El feldespato potásico puede presentarse en forma de fenocristales idiomorfos muy perfito o bien, en algunas facies, en masas anhedrales muy blásticas, posteriores a las restantes fases de la roca, salvo la moscovita y turmalina.

La cordierita tiene morfología en nódulos muy diferente a las cordieritas de los granitos de megacrystales anteriormente descritos. Están completamente moscovitizados y pinnitizados.

4.1.2. Manchón granítico de Torrequemada

Al sur de las localidades de Torreorgaz y Torrequemada afloran las rocas graníticas de la parte septentrional del batolito de Albalá. Predominan en este sector estudiado las facies de granitos porfídicos de megacrystales de petrografía y quimismo semejante a los equivalentes del batolito de Cabeza de Araya.

En la cartografía adjunta hemos diferenciado fundamentalmente tres facies:

- Granitos porfídicos dedos micas.
- Granitos inequigranular de dos micas.
- Leucogranitos de biotita y moscovita.

También aparecen ocasionalmente pequeñas bandas marginales de

granitos aplíticos y leucogranitos de grano fino (facies aplíticas de borde ${}_4\gamma A^2$).

A grandes rasgos existe una correspondencia obvia entre los granitos inhomogéneos de este batolito y algunas facies de los granitos de grano grueso del manchón Cáceres-Malpartida y entre los granitos de megacristales y los granitos porfídicos.

La descripción petrográfica será, por tanto, tratada de forma más esquemática.

4.1.2.1. *Granitos porfídicos de dos micas* (${}_p^b\gamma{}_R^2$)

Son granitos bastante homogéneos con texturas hipidiomórficas porfídicas, caracterizados por la presencia de fenocristales idiomórficos de feldespato potásico de hasta 5 cm de longitud, que destacan sobre la matriz siempre de grano grueso. Son ricos en silicatos aluminicos, principalmente cordierita, que puede llegar a medir 2 cm de longitud y en enclaves pelíticos y microgranudos, especialmente en las zonas más próximas al contacto.

Petrografía general

Este conjunto de granitoides está formado por granitos biotíticos y granodioritas, con moscovita en cantidades muy variables, pero siempre inferior a la biotita. Los minerales fundamentales son la plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y moscovita. La cordierita, andalucita y sillimanita, junto con los accesorios banales circón y apatito, están casi siempre presentes en estas rocas.

Plagioclasas. Por lo general se presentan formando cristales idiomorfos o subidiomorfos con maclas de albita y albita-Karlsbad. La zonación es frecuente. Los núcleos básicos llegan a An 25, pero las zonas externas de las mismas son albiticas.

Feldespato potásico. Forma cristales idiomorfos de gran tamaño, maclados generalmente según la Ley de Karlsbad. Son muy peritéticos y contienen inclusiones de plagioclasa, cuarzo y biotita, lo que demuestra que el período de cristalización del mismo comenzó ligeramente más tarde que esos minerales.

Cuarzo. Abundan dos tipos de cuarzo. El primero forma grandes cristales anhedrales mono o policristalinos y frecuentemente con extinción ondulante. El segundo es tardío y con morfología reticular *net-like*, está ligado a los fenómenos de transformación tardimagmáticos de la roca.

Biotita. Las láminas son por lo general subidiomorficas, ricas en inclusiones de circón y apatito y de color rojizo o pardo. Su pleocroísmo es elevado. Aunque se presenta en toda la masa o «mesostasis» aparece, con alguna frecuencia, incluida en plagioclasas.

La moscovita, cordierita, andalucita y sillimanita presentan aspectos mineralógicos y texturales idénticos a los de los granitos del manchón de Cáceres.

4.1.2.2. *Granitos inequigranulares de dos micas* ($_{12}\gamma_{mb}^2$)

Se observan en el borde noroccidental del batolito, al oeste de Torreorgaz; son una simple variedad textural del granito porfídico con un grado mayor de evolución petrogenética.

Su textura es inequigranular, ocasionalmente algo porfídica, con grandes cristales de plagioclasa ácida (An₅), feldespato potásico, moscovita y biotita. Entre los accesorios destacan el apatito, circón y opacos.

El feldespato potásico es débilmente perfitico; engloba a abundantes cristalitos de plagioclasa y, ocasionalmente, a cristalitos de cuarzo. La plagioclasa, siempre de elevada acidez, presenta igualmente inclusiones de cuarzo subidiomorfo, en especial en la parte más externa de los mismos.

La «pasta o mesostasis», si pudiéramos llamarla así, está formada por cristales anhedrales y es extraordinariamente rica en moscovita.

4.1.2.3. *Leucogranitos de biotita y moscovita* ($_{4}\gamma_{bm}^2$)

Son granitos moscovítico-biotíticos y granitos moscovítico que forman una banda de escasa anchura, situada en el contacto norte del pluton. Entre el embalse del río Salor y la localidad de Torreorgaz dominan las facies graníticas ricas en moscovita, tratándose en ocasiones de verdaderos granitos moscovítico de grado medio a grueso. Sin embargo, estas zonas pueden ser evolución local de una facies más común, situada en la localidad de Torrequemada, que está formada por granitos de dos micas. Estos últimos granitos están constituidos por cuarzo, feldespato potásico anedral y abundantes plagioclasas subidiomorfas, sin ningún tipo de zonado, de composición albitica. La proporción de moscovita es mayor que la de biotita y entre los accesorios, como rasgo más característico, podemos citar la abundancia de apatito. Se trata, por tanto, de granitos de dos micas de feldespato alcalino.

Los granitos moscovíticos tienen textura hipidiomórfica a alotriomórfica granular de grano grueso. Sus minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico, albita y moscovita; los accesorios son escasos, únicamente aparecen algunos cristalitos de apatito y algo de sericita secundaria y excepcionalmente alguna inclusión de biotita.

La roca es un poco inhomogénea con grandes cristales de feldespato potásico que incluyen a plagioclasas y a veces algún cristalito de biotita. La textura es un poco inhomogénea, generalmente *cloisonné* con bordes intergranulares muy albitizados (mono y policristalinamente).

4.1.3. **Granitos tectonizados del sinclinal de Cáceres**

4.1.3.1. *Granito biotítico clorítico tectonizado*

En la terminación oriental del sinclinal de Cáceres aparece un granito paraconcordante con disposición facolítica, que muestra características

estructurales y petrográficas muy diferentes a los restantes granitos de la región.

En primer lugar destaca la tectonización producida por cizallas que actúan unas veces con comportamiento frágil y otras veces dúctil, este último caso es especialmente claro en los casos de la Alberquilla. En segundo lugar, ligada a la tectonización y a los fenómenos hidrotermales, aparece una cloritización generalizada en todos los afloramientos, de tal forma que petrográficamente todo el conjunto de rocas pueden considerarse como granitos biotítico-cloríticos y granitos monzoníticos biotíticos-cloríticos.

La textura de estos granitos es hipidiomórfica granular de grano medio, aunque con frecuencia se ven texturas cataclásticas.

Mineralógicamente están formadas por cuarzo en proporciones muy variables entre 35 y 45 %, plagioclasas (entre 25 y 30 %), feldespato potásico (entre 20 y 25 %) y una proporción de fémcicos (entre 6 y 8 %).

Los minerales fémcicos fundamentales son la biotita cloritizada y la clorita. Los accesorios son muy variados; destacan sobre todos el apatito, que tiene en ocasiones hábito acicular o prismático alargado. El circón, rutilo, leucoxeno, granate, clorita intersticial, epidota y calcita, y, en ocasiones, granate y epidota forman la totalidad de los accesorios observados.

La plagioclasa es, en la mayor parte de las preparaciones, subidiomorfa; texturalmente es el mineral de mayor tamaño (entre 1 y 3 mm). Aunque el color oscuro de la roca pudiera hacer pensar lo contrario de la acidez de la plagioclasa es, en todos los casos, baja An ⁸⁻¹⁰.

El cuarzo es globuloso, a veces subidiomorfo; suele estar bastante tectonizado, mostrando siempre una intensa extinción ondulante.

El feldespato potásico por lo general es abundante, anhedral y muy blástico; ocupa a veces interstición intergranulares, y con frecuencia sufre una ulterior albitización marginal.

La biotita suele estar cloritizada, es frecuente encontrarla en posición intersticial en rosetas o en gavillas, carbonatos secundarios.

4.1.4. Granitos del stock del Trasquilón

Aparecen dos tipos de facies, cartográficamente diferenciados, de características petrográficas casi idénticas, pero con algunos rasgos texturales diferenciables, así se individualizan:

- Leucogranitos de carácter aplítico
- Granitos de dos micas.

4.1.4.1. *Leucogranitos de carácter aplítico del Trasquilón* (γ_m^2)

Esta es la facies de dimensiones más reducida, ocupa una posición apical y tiene carácter aplítico. Es un granito moscovítico y esta facies parece ser una simple evolución pneumatolítico-hidrotermal del granito

moscovítico biotítico del Trasquilón, que tiene un aspecto al menos sacaroideo.

Macroscópicamente se trata de rocas granudas, inhomogéneas de grano fino a medio y coloración blanquecina. Por ser sus características petrográficas similares a la otra facies diferenciada en este stock se describirán en el siguiente apartado.

4.1.4.2. *Granito de dos micas del Trasquilón* ($_{34}\gamma_{mb}^2$)

Es la facies de mayor extensión de este stock. Corresponde a una roca granuda, inhomogénea de tamaño de grano medio a grueso y coloración grisáceo blancuzca. Está constituida por cuarzo, albita, feldespato potásico, moscovita en finos paquetes y láminas, así como por cantidades importantes de apatito y topacio. En ocasiones se observan cristales de ambligonita-montebrazita. Tanto el granito de dos micas del Trasquilón como el descrito en el apartado anterior, leucogranito de carácter aplítico, están muy evolucionados, abundan los fenómenos blásticos, especialmente la albitización y silicificación. Por otra parte, el grado de alteración es notable, observándose en las muestras estudiadas fenómenos de sericitización y caolinitización.

4.2. ROCAS METAMORFICAS

4.2.1. **Metamorfismo regional**

El metamorfismo regional observado en la Hoja de Cáceres es siempre de bajo grado. Afecta por igual a los materiales infraordovícicos del complejo esquisto-grauváquico y a los situados por encima de las cuarcitas ordovícicas en el sinclinal de Cáceres.

La asociación mineral normal en las rocas pizarrosas es cuarzo + sericita + clorita $\pm$ albita; sólo en ocasiones se observa biotita como fase poco metaestable, dado el carácter detrítico de la misma.

Las grauvacas presentan idéntica asociación metamórfica que las rocas pelíticas con sericita – moscovita + clorita como minerales estables; las plagioclasas, aunque detríticas, están estabilizadas y tienen composición albitica. El feldespato potásico, en los casos en los que aparece, es claramente detrítico.

En el sinclinal de Cáceres aparecen, esporádicamente, rocas diabásicas sin deformación clara, formadas por paragénesis mineral albita + clorita + epidota + calcita. La paragénesis, independientemente de su probable génesis espilitica es de bajo grado y es perfectamente congruente con las paragénesis encontradas en las rocas pelíticas y grauváquicas. Cabe concluir, pues, que en ningún caso se han superado las condiciones de metamorfismo correspondientes al «low stage metamorphism» de WINKLER. La facies metamórfica correspondiente sería claramente la de los esquistos verdes.

4.2.1.1. *Relaciones metamorfismo-deformación*

Las características entre las fases de deformación y la etapa de blastesis mineral es casi uniforme en toda la penillanura cacereña. Con independencia del hecho de que existan moscovitas, cloritas y aun algunas biotitas detríticas, especialmente en las grauvacas, los minerales filíticos característicos del metamorfismo regional (clorita, sericita-clorita) están orientados en los planos de esquistosidad y sufren flexiones en torno a clastos pretectónicos: son, por tanto, contemporáneos con la etapa esquistó-genética principal (fase I).

La fase II, que se manifiesta siempre como una simple crenulación, pliega a las cloritas y moscovitas, pero no hay recrystalización verdadera en los planos S₂, por tanto, el metamorfismo regional es prefase II.

4.2.2. **Metamorfismo de contacto**

En esta Hoja se presentan varias zonas con metamorfismo de contacto ligadas a los diferentes cuerpos graníticos que afloran en el área.

En las zonas con metamorfismo de techo que afecta a las roof pendants se observan pizarras nodulosas y corneanas de grado metamórfico elevado. En las áreas de contacto del sinclinal de Cáceres, la aureola térmica afecta no sólo a materiales pelíticos, sino a cuarcíticos y carbonatados. En los primeros, las asociaciones minerales son equivalentes a las que se dan en el complejo, con algunas variaciones ligeras; en las cuarcitas no se observan los efectos del metamorfismo de contacto y en las rocas carbonatadas, más que cambios metamórficos isoquímicos, se observan fuertes efectos metasomáticos, llegando a producirse verdaderos skarnes.

No puede hablarse de verdaderas zonaciones metamórficas, si bien es cierto que la zona más externa del contacto nunca tiene verdaderos nódulos metamórficos, presenta, por el contrario, rocas con un moteado muy plano de color blancuzco. Las corneanas igualmente, aunque se presentan con más frecuencia en la zona más próxima al contacto, no forman un nivel constante, por ello hemos creído más convenientes describir los tipos de rocas desde un punto de vista petrográfico y no zonal.

4.2.2.1. *Grauvacas, esquistos, pizarras y cuarcitas mosqueadas y nodulosas (KξΥζ).*

Tienen textura porfidoblástica y están formados por cuarzo, biotita, moscovita y cordierita (o nódulos precordieríticos en las pizarras mosqueadas) y clorita porfidoblástica que puede ser, dependiendo de su abundancia mineral accesorio, la biotita y la clorita; ambos porfidoblásticos se han formado antes que los nódulos cordieríticos.

En las zonas de pizarras negrogriáceas carboníferas del sinclinal, en las proximidades a las masas graníticas, aparecen esquistos nodulosos andalucíticos. Su textura es lepidoporfidoblástica y están formadas por

cuarzo, moscovita, andalucita, cordierita, clorita? y leucoxeno (que es pseudomorfo de rutilo).

4.2.2.2. *Cornubianitas (K₂)*

En esta hoja de Cáceres (11-28) se han encontrado corneanas actinolíticas y feldespáticas y conforme a estas diferencias vamos a describirlas independientemente.

Las primeras son muy escasas, sólo se han observado en las proximidades de Cáceres, 1 km al norte de las casas de Tejares. La textura es nematoblástica en gavillas o roselas y su composición mineral es: actinolita, ilmenita albita ? y pirita como esenciales y apatito y hematites como accesorios. La roca se caracteriza esencialmente por la abundancia de actinolita ($ZC = 14^\circ$) acicular asociada en forma de gavillas o rosetas que flotan en una matriz granoblástica muy fina de albita ?

Las corneanas feldespáticas son las rocas de mayor grado metamórfico que se han encontrado en el área. Tienen textura granoblástica y están formadas por cuarzo, biotita parda anhedral y subhedral, cordierita, ortosa, plagioclasas y moscovita como minerales esenciales, y circón, ilmenita y turmalina como accesorios. El rasgo más interesante de estas rocas es la abundancia de cordieritas poiquiloblásticas, muy ricas en inclusiones, y abundantes metablastos de ortosa ocasionalmente pertítica. En estas rocas no se han observado polimorfos de Al_2SiO_5 .

4.2.2.3. *Relaciones metamorfismo de contacto-deformación*

En todas las rocas de metamorfismo de contacto del área que desarrollan o bien nódulos cordieríticos o bien porfidoblastos con formas cristalográficas muy definidas, como son las cloritas y biotitas y, en ocasiones, los cristales de andalucita, se observa que dichos nódulos, láminas o cristales engloban helicíticamente a la esquistosidad principal S_1 , siempre de forma clara, y, en ocasiones, engloban a una S_2 , no siempre presente en todas las zonas del área. Estos fenómenos sugieren que la intrusión de las masas graníticas es posterior a la fase I e incluso posterior a la fase II cuando existe, si bien es cierto que, a veces, se origina un cierto aplastamiento en torno a los nódulos que engloban a una esquistosidad interna S_2 , con lo que con respecto a la fase II pudiera hablarse más que de postectonismo de los granitos de un cinematismo tardío a sincinematismo.

4.3. GEOQUIMICA

En los cuadros adjuntos se presentan los análisis químicos de los distintos tipos graníticos estudiados en el área, agrupados por unidades según el criterio utilizado en la descripción petrográfica, sin que ello suponga diferencias químicas esenciales.

UNIDAD GRANITICA DE CACERES-MALPARTIDA

	(1)		(2)		(3)	
Núm. de análisis	3		8		10	
%	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
SiO ₂	69,64	1,37	70,74	0,91	75,25	1,21
TiO ₂	0,67	0,08	0,37	0,06	0,12	0,06
Al ₂ O ₃	15,10	0,54	15,19	0,64	13,60	0,50
Fe ₂ O ₃ *	4,37	0,81	2,72	0,41	1,04	0,40
MgO	0,95	0,28	0,65	0,05	0,57	0,02
MnO	0,05	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01
CaO	1,20	0,25	0,95	0,18	0,48	0,15
Na ₂ O	2,90	0,18	3,17	0,25	3,12	0,44
K ₂ O	3,30	0,41	4,84	0,40	4,43	0,16
P ₂ O ₅	0,21	0,05	0,16	0,05	0,06	0,04
M. V.	1,16	0,19	0,94	0,14	1,28	0,31
Total	99,55		99,76		99,97	
p. p. m.						
Li	98	42	146	29	224	110
Rb	143	53	228	14	333	63
Sr	78	26	65	9	33	4
Ba	1.217	271	946	339	554	102

Todo el hierro está expresado en forma de Fe₂O₃.

- (1) Granitos, granodioritas y cuarzodioritas de dos micas.
- (2) Granito biotítico-moscovíticos con megacrístales de feldespato.
- (3) Granitos de grano grueso y leucogranitos.

UNIDAD GRANITICA DE TORREQUEMADA

	(4)	(5)		(6)	
Núm. de análisis	1	3		11	
%		$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
SiO ₂	74,48	75,14	0,14	71,27	1,85
TiO ₂	0,03	0,08	0,06	0,33	0,07
Al ₂ O ₃	14,65	13,66	0,18	15,60	1,20
Fe ₂ O ₃ *	0,69	1,12	0,53	2,10	0,25
MgO	0,55	0,56	0,02	0,58	0,04
MnO	0,03	0,03	0,01	0,04	0,01
CaO	0,48	0,59	0,11	0,89	0,26
Na ₂ O	3,67	3,41	0,15	3,33	0,27
K ₂ O	3,99	4,01	0,13	4,41	0,44
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,02	0,22	0,08
M. V.	1,06	0,83	0,13	0,96	0,31
Total	99,72	99,49	99,73		
p. p. m.					
Li	281	241	73	165	35
Rb	495	372	36	251	38
Sr	27	42	11	80	35
Ba	325	766	479	1.197	659

(4) Granito inequigranular de dos micas.

(5) Granito moscovítico-biotítico (leucogranitos de biotita y moscovita).

(6) Granito porfídico de dos micas.

**GRANITOS BIOTITICO-CLORITICOS TEXTONIZADOS Y
GRANITOS DEL TRASQUILON**

	(7)		(8)
Núm. de análisis	5		1
%	$\bar{x}$	s	
SiO ₂	72,09	0,96	72,49
TiO ₂	0,38	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	13,60	0,67	16,55
Fe ₂ O ₃	0,61	0,32	0,60 *
FeO	3,16	0,18	—
MgO	0,47	0,03	0,55
MnO	0,06	0,01	0,03
CaO	1,10	0,30	0,28
Na ₂ O	2,66	0,21	3,29
K ₂ O	3,89	0,33	3,23
P ₂ O ₅	0,16	0,01	0,03
M. V.	1,46	0,55	2,84
Total	99,64		99,86
p. p. m.			
Li	43	6	317
Rb	140	16	616
Sr	92	17	22
Ba	1.384	528	548

(7) Granitos biotítico-cloríticos tectonizados.

(8) Leucogranitos del Trasquilón.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

Si bien son varios los proyectos de investigación minera que el I. G. M. E. ha llevado a cabo en esta región, se hace a continuación una sucinta descripción de los recursos naturales existentes en esta Hoja que bien han sido explotados antiguamente o serían susceptibles de explotación en el futuro.

En un primer apartado de minería se reseñan los indicios y explotaciones de minerales férricos y no férricos existentes en el ámbito de la Hoja. En un segundo apartado de rocas industriales se estudian yacimientos granulares y canteras.

Para una mayor información sobre este tema se remite al lector para que consulte el «Proyecto de Investigación Geológico-minero de la zona de Malpartida de Cáceres», realizado por el I. G. M. E. y de donde se han obtenido datos para la elaboración de este apartado.

El apartado 5.3. será un apartado donde se da una sucinta descripción sobre la Hidrogeología de la Hoja de Cáceres.

5.1. MINERIA

En el ámbito de esta Hoja de Cáceres (11-28) existen indicios de hierro, oro, wolframio, estaño, fosforita y uranio, que geológicamente se agrupan en dos zonas restringidas dentro del ámbito de la Hoja. Los yacimientos de hierro y fosforita se ubican en el sinclinal de Cáceres, mientras que los indicios de oro, wolframio, estaño y uranio se ubican en el macizo de Cabeza Araya. Así, en el complejo esquistos-grauváquico no hay indicio mineral alguno.

En la unidad de pizarras que intercalan cuarcitas y areniscas (O_2) en la Sierra del Portanchito, se ubican las minas de Valdeflores, actualmente abandonadas y donde el mineral beneficiado era el estaño, aunque existía una zona con hierro sedimentario.

En las proximidades de Aldea Moret, al sur de Cáceres, se localizan los yacimientos de fosforita que fueron explotados desde finales del siglo pasado hasta la mitad del actual. La roca encajante son las calizas carboníferas, y la mena es fosforita y apatito. Las hipótesis para la génesis mineral más barajadas actualmente, y sobre las que el I. G. M. E. sigue investigando en la actualidad, es el relacionar estos yacimientos con venidas hidrotermales de alta temperatura de flúor y apatito que ascenderían a través de fracturas preestablecidas. También se trabaja sobre la hipótesis de rellenos cársticos de la mineralización en la misma formación carbonatada, mientras que otros investigadores les atribuyeron un origen hidroquímico relacionado y contemporáneo con erupciones básicas.

En el macizo granítico de Cabeza Araya se ha beneficiado oro en la zona comprendida entre la casa de los Breñas y la Dehesa de las Tres-

cientas; scheelita y wolframita en la zona comprendida entre la casa del Acebuche, la Dehesa de las Trescientas y las Breñas; casiterita, tanto en aluviones como filones, en la zona comprendida entre los Arenales y el Millar. Actualmente la investigación minera en esta zona parece restringirse a estaño en la apófisis granítica del Trasquilón y a uranio en las facies de grano fino con turmalina del granito de Cabeza de Araya.

5.2. ROCAS INDUSTRIALES

Como materiales canterables en el ámbito de la Hoja se encuentran calizas, granitos y cuarcitas.

Las calizas parecen el mejor material canterable con vistas a su utilización como áridos. Existen dos grandes canteras en explotación para este fin al norte de Aldea Mortet y al sur de la Sierra de Portanchito. Las reservas son importantes en el área, los frentes naturales son fáciles de encontrar y la red de accesos está bien distribuida en estos materiales.

Las masas graníticas son importantes en la zona tanto por su extensión de afloramiento, como por su variedad. Su utilidad con fines industriales parece orientada hacia la piedra ornamental y en menor importancia como piedra de construcción. Pueden presentarse dificultades para encontrar amplios frentes naturales y las facies más aconsejables para su utilización industrial serían los granitos feldespáticos de megacrístales $\frac{b}{p}Y_{b,m}^2$, granitos de grano grueso en megacrístales $\frac{b}{p}Y_{b,m}^2$ y granodioritas y cuarzodioritas $\frac{b}{3}Y_{ab}^2$ en el macizo de Cabeza Araya, mientras que es el granito porfídico de dos micas el que parece reunir mejor calidad de los que se han diferenciado en el batolito de Torreorgaz-Torrequemada.

Por último son abundantes las cuarcitas en la zona, pareciendo la más apropiada para su explotación, como áridos de trituración, la cuarcita armoricana O_{21} que presenta buenos frentes naturales, accesos regularmente distribuidos y las reservas son importantes.

Como yacimientos granulares, los más importantes se emplazan en el batolito de Cabeza Araya donde son explotables y en la actualidad así se hace en diversos puntos, el *lehm* granítico proveniente de la alteración *in situ* de la masa subyacente. Su utilización está dirigida principalmente al empleo de estos materiales como áridos naturales en la fabricación de hormigones y en carreteras. La facies granítica donde se desarrollan más ampliamente estos yacimientos es en el granito de grano grueso sin megacrístales $\frac{b}{2}Y_{b,m}^2$, facies central del batolito.

Es importante reseñar la explotación de caolín que se hace actualmente en la apófisis granítica del Trasquilón.

5.3. HIDROGEOLOGIA

Dentro del marco de la Hoja de Cáceres (11-28) se distinguen tres subcuencas hidrológicas que se incluyen en la cuenca del Tajo. Son la

subcuenca del Guadiloba, la subcuenca del río Casillas y la subcuenca del río Salor (fig. 4).

A partir de las características específicas de estas tres subcuencas, se pueden establecer las siguientes consideraciones hidrogeológicas de carácter general para esta Hoja.

Tanto las zonas graníticas como las rellenas por sedimentos precámbricos y paleozoicos se pueden considerar de baja permeabilidad y es a través de los planos de diaclasado y fracturación por donde se desarrolla un proceso de infiltración más favorablemente.

Climatológicamente, la zona se encuadra dentro del clima mediterráneo subtropical, según la clasificación agroclimática de Papadakis.

Las temperaturas medias máximas alcanzan los 30°-36° en julio-agosto y en los períodos más fríos las temperaturas medias de las mínimas oscilan entre los 0° y 6° en diciembre y enero.

La precipitación media anual se encuentra entre los 500 y 600 mm.

La evapotranspiración potencial media anual varía entre 200 y 900 mm (según clasificación de Thornthwaite).

El índice anual de humedad está entre 0,22 y 0,88.

Comparando valores medios mensuales de evapotranspiración y precipitación, se observa que esta última supera a aquélla durante los meses de octubre y marzo.

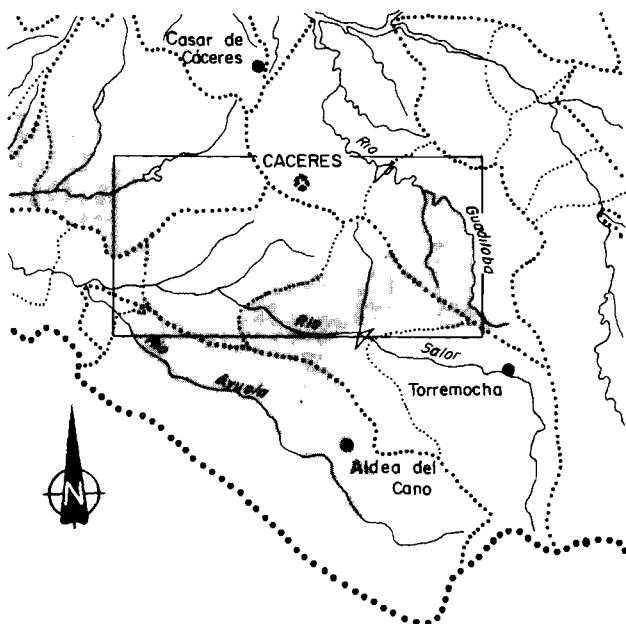
El régimen natural de caudales se encuentra poco alterado por no ser muy abundantes las derivaciones para riegos y abastecimientos.

El balance hídrico de la estación de Cáceres, para capacidades de retención de agua en el suelo comprendidas entre 50 y 150 mm, implica que la evapotranspiración real supone unos porcentajes de la precipitación total anual, que varían entre el 70 y 90 por 100.

El excedente de agua resultante (escorrentía superficial e infiltración) es del 10 al 30 por 100 de la precipitación, aproximadamente, debiendo traducirse, en su mayor parte, en escorrentía superficial, ya que la infiltración será pequeña a tenor de las características hidrogeológicas de la región.

Las necesidades de agua de la ciudad de Cáceres suponen un 45 por 100 de la demanda urbana regional y se satisfacen con el embalse del Guadiloba. Por su parte las necesidades de riego de cultivos en la zona de Valdesalor están cubiertas por el embalse del Salor.

El que las demandas para regadíos y abastecimientos urbanos sean cubiertas por aguas superficiales, casi en su totalidad, se debe a que las características hidrológicas de la región limitan la posibilidad de captación de aguas subterráneas.



LEYENDA



DIVISORIAS DE CUENCA



EMBALSE EN EXPLOTACION



AREAS REGABLES.

ESCALA 1 400.000

Figura núm. 4. Situación de las cuencas y subcuencas hidrológicas en el ámbito de la Hoja de Cáceres (11-28).

6. BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M. (1963). «Rasgos estructurales de la Baja Extremadura». *Bol. R. Soc. Española Hist. Natur. (G)*., núm. 61, pp. 247-262.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M. MARTINEZ CATALAN, J. R.; MARTINEZ GARCIA, E. (1973). «Presencia de una nueva fase de deformación, probablemente prehercínica, en el noroeste y centro de la Península Ibérica. (Galicia Central, Zamora y Salamanca)». Separata de *Studia Geológica*, VI, pp. 29-48.
- ALVARADO, A. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1951). «Hoja núm. 701 (Valencia de Alcántara)». *Inst. Geol. Min. de España*. E 1/50.000.
- ARRIBAS, A. (1963). «Mineralogía y Metalogía de los yacimientos españoles de uranio Valderrascón (Alburquerque)». Separata de *Notas y Comun. de Instit. Geol. y Minero de España*, núm. 70, pp. 5-23.
- BARD, J. P. (1966). «Quelques précisions sur la litologie du (silurien) de la region d'Aracena (Huelva-Espagne)». *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 83, pp. 93-98.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. et MATTE, PH. (1971). «La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins». *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, tome I
- BARD, J. P.; CAPDEVILLA, R.; MATTE, PH. y RIBEIRO, A. (1973). «Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen». *Nature Physical Science*. V, 241, january 15.
- BEA, F. (1976). «Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas». Separata de *Studia Geologica*, XI, pp. 25-73. Salamanca.
- BOUMA, A. H. (1962). «Sedimentology of zone flysch deposits». Elsevier, Amsterdam. 168 pp.
- BOUYX, E. (1962). «La edad de los esquistos de la Alcudia». Separata

- de *Notas y Comun. del Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 66, pp. 197-200.
- BOUYX, E. (1964). «Extensión de los terrenos anteordovicenses del sur de Ciudad Real (España Meridional)». Separata de *Notas Comun. del Instit. Geol. y Minero de España*, núm. 76, pp. 249-254.
- BOUYX, E. (1970). «Contribution à l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Instit. Geol. y Min. de España*.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (1971). «Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la prov. de Cáceres». *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, fasc. 2.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). «Quelques remarques sur la tectonique du Portugal». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, núm. 8, pp. 193-206.
- CORRETGE, L. G. (1970). «Contribución para el conocimiento del batolito Cabeza de Araya (Cáceres-España). El microgranito granítico cordierítico con megacrístales feldespáticos». *Studia Geologica*, III, pp. 43-65.
- CORRETGE, L. G. (1971). *Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres)*. Tesis doctoral. U. de Salamanca.
- 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.
- FLOOR, P. (1970). «Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nordouest 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 Coms. Instit. Geol. de España*, núm. 69, pp. 43-78).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965). «La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres). *Notas y Comens. Instit. Geol. y Min. de España*, núm. 77, pp. 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 Geologica*, II, pp. 45-56.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G.; 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 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 1 (Geología). E-1-18.

- GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C.; VEGAS, R. (1977). «El Ordovícico y Silúrico del sinclinal de Guadarranque Guadalupe (prov. de Cáceres-España)». *Faixa Piritosa Ibérica*. Lisboa, 1977.
- CONÇALVES, C. y TEIXEIRA LOPES, J. V. (1971). «Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geológicos de sua descoberta e Valorização». *I Congresso Hispano-luso-americano de Geologia Económica*; tomo II, sección 4, Investigación Minera, pp. 4-23.
- GUMIEL, P.; ARRIBAS, A. y SAAVEDRA, J. (1976). «Geología y metalogenia del yacimiento de estibina-scheelita de "San Antonio" Alburquerque». (Badajoz). *Studia Geologica*, X, pp. 61-93.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). «Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del este de la provincia de Cáceres». *Est. Geol.* vol. XXVII, pp. 177-178.
- HAMMANN, W. (1974). «Phacopina und cheirurina (Tribolita) aus dem Ordovizium von Spanien». *Senckenbergia lethaea*, 55 (1-5), pp. 1-151, 42 figs. texto, 2 tablas, 12 láms. Frankfurt am Mein.
- HAMMANN, W. y HENRY, J. L. (1978). «Quelques speas de "Calymenella, Eohomalonotus" et "Kerfornella" (Tribolita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaín et de la Peninsule Iberique». *Senckenbergia lethaea*, 59 (4-6), pp. 401-429. Frankfurt 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 Noc. Cienc. Nat. Serv. Geol.*, núm. 38.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1939). «Las sierras centrales de la Extremadura». *Las ciencias año IV*, núm. 2. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1954). «Ensayo sobre tectónica paleozoica en Extremadura». *Publicaciones del Cons. Sup. de Invest. Cient.* Real Sociedad Española de Historia Natural, tomo extraordinario, homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, pp. 387-413. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1958). «Datos Geotectónicos de la Extremadura Central». *Separata de Notas y Comun. 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». *I Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica*, tomo I, sección 1 (Geología). E-1-22.
- I. G. M. E. (1971). «Mapa Geológico Escala 1:200.000, núms. 2-7» Valencia de Alcántara.
- I. G. M. E. (1971). «Mapa Geológico Escala 1:200.000, núms. 3-7». Cáceres.
- I. G. M. E. (1975). «Mapa Geotectónico General Escala 1:200.000», números 2-7/3-7, Valencia de Alcántara, Cáceres.
- I. G. M. E. (1979). *Proyecto de Investigación Geológico-minera de la Zona de Malpartida de Cáceres*.

- SCHMIDT, H. J. (1957). *Stratigraphie und Tektonik des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüsse Tajo und Alagon (Spanien)*. Munster, juni 1977.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, D. y CONDE, L. (1974). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. I. G. M. E.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1974). «Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres)». Separata de *Breviora, Geologica Asturica*, año XVIII, núm. 4, p. 57. Oviedo.
- KELCH (1957). *Stratigraphie und Tektonik der zentralen. Extremadura im Bereich der westlichen. Sierra de San Pedro (Spanien)*. Munster, juni 1977.
- LOTZE, F. (1960). «El precámbrico de España». *Notas y Coms. Inst. Geol. y Min.*, núm. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1960). *El Cámbrico de España*, 1.ª parte, I. G. M. E.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976). «Las capas de transición Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior?) en los Montes de Toledo surorientales: sus implicaciones geotécnicas». *Estudios Geol.*, 32, pp. 591-613.
- MATTE, P.; RIBEIRO, A. (1975). *Forme et orientation de l'ellipsoïde de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la general de l'arc Ibero-armoricain*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 280, 30 junio 1975.
- MENDES, F. (1967-1968). Theses. «Première T. Contribution a l'étude géochronologique par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal». *Bol. Mus. e Labor. Min. e Geol. da Fta. de Ciencias*, vol. 11, fasc. 1.º.
- MONTEIRO PENHA, (1973). *Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos especiales de uranio*. Tesis doctoral Universidad de Salamanca.
- M. O. P. U. (1978). *Estudio de los recursos hidráulicos de la M.I. del río Tajo (entre los ríos Gualija y Alburreal)*. Cáceres.
- MORENO, F. (1975). «Olistostromas, fangoconglomerados y Slump folds. Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa, (provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)». Separata de *Estudios Geológicos*, vol. XXXI, pp. 249-260, agosto 1975.
- MORENO SERRANO, F. (1975). «Las deformaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa». *Boletín Geológico y Minero*, t. LXXXV-IV (396-400). Geología.
- MORENO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1976). «Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Asturica*. Año XX, núm. 1, Oviedo.
- OENING SOEN (1970). «Granite intrusion Folding and Metamorphism»

- in Central northern Portugal». *Bol. Geol. Min. Esp.* 1970/1976, t. 81, núm. 2.
- PARGA, J. R. (1969). «Sistema de fracturas tardihercínicas del macizo Hespérico». *Trabajos del Lab. de Lage*, núm. 37, pp. 1-15.
- PARGA, J. R. (1971). «Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia del Eocámbrico en el macizo Hespérico». *Trabajos del Lab. Geol. de Lage*, núm. 40. *Bol. Geol. y Minero*, t. 82, fasc. III y IV, pp. 234-238.
- PARGA, J. R.; VEGAS, R. (1971). «El precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica». Separata *Real Sociedad Española de Historia Natural*, Volumen extraordinario del primer centenario, tomo I, 1871-1971.
- PASTOR GOMEZ, V. (1971). «Ensayo sobre la paleografía de la Península Ibérica durante el Precámbrico Superior y el Paleozoico». *I Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica*, tomo I, sección 1 (Geología), E-1-28.
- PASTOR GOMEZ, V. (1971). «Ensayo sobre la paleografía de la Península Ibérica durante el Precámbrico Superior y el Paleozoico». *I Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica*, tomo I, sección 1 (Geología), E-1-28.
- PASTOR GÓMEZ, V. (1974). «El Precámbrico del Occidente Andalúz». *Boletín Geológico y M. t.* LXXXV-I, (1-3).
- PASTOR V. (1974). «Observaciones sobre la localización y correlación del Precámbrico de la Península Ibérica». Separata del *Boletín Geológico y Minero*, T. LXXXV-IV, pp. 53-663.
- RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1955). «El sinclinal del Guadarranque» (Cáceres). Contribución al estudio de la estratigrafía del Silúrico hispano. Publicado en la Revista *Estudios Geológicos*, núms. 27 y 28, tomo XI. Madrid.
- ROSO DE LUNA, I. Y HERNANDEZ PACHECO (1941). *Mapa Geológico Escala 1:50.000*. Hoja núm. 702. S. Vicente de Alcántara.
- ROSO DE LUNA, I. y FERNANDEZ PACHECO, F. (1941-1942). *Mapa Geológico Escala 1/50.000*. Hoja núm. 727. Alburquerque.
- SCHMIDT TOME, P. (1950). «Basamento paleozoico y cobertura en la parte occidental de la España central». (Prov. de Salamanca y Cáceres). *Public. extranjeras sobre Geología de España*, t. V. Madrid.
- SOS BAYNAT, V. (1956). «Geología y Morfología de las Sierras de las Villuercas (Cáceres)». *Estudios Geográficos*. Año XVII, núm. 64, tomo II.
- SIS BAYNAT, V. (1958). «La tectónica del Puerto de las Camellas (Cáceres) y la edad de las pizarras basales». Separata de *Notas y Comun. del Inst. Geol. y Minero de España*. II Trimestre, núm. 50, pp. 195-233.
- TEIXEIRA, C. y THADEU (1969). «El Devónico en Portugal». *Bol. R. Sc. Esp. H.N.T.* 67, núm. 2. Reseña de H.P. 1969.

- TORRE DE ASSUNÇÃO, C. (1969). «Sur la pétrographie du Complexe des schistes et grauwacques ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes)». Separata do *Tomo LII das Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*.
- UGIDOS, J. M. (1976). «Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)». Separata de *Studia Geológica*, X, pp. 31-43, Salamanca, 1976.
- UGIDOS, J. M.; BEA, F. (1976). «Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "Younger" Centro Peninsulares: Precisiones sobre la serie mixta». Separata de *Studia Geológica*, X, pp. 45-59, Salamanca.
- VEGAS, R. (1970). «Formaciones precámbricas de la Sierra Morena occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres». *Est. Geol.* Vol. XXVI, pp. 225-231, núm. 3.
- VEGAS, R. (1971). «Precisiones sobre el Cámbrico del centro y sur de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y norte 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 norte de la prov. de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. Min. de Esp.*, t. 82, pp. 351-358.
- VEGAS, R. (1974). «Repartición de las series anteordovícicas del suroeste de España.» *Bol. Geol. y Minero*, 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 "pre-arenig" de España Central». *Studia Geologica* XII, p. 207-215.



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