IGME

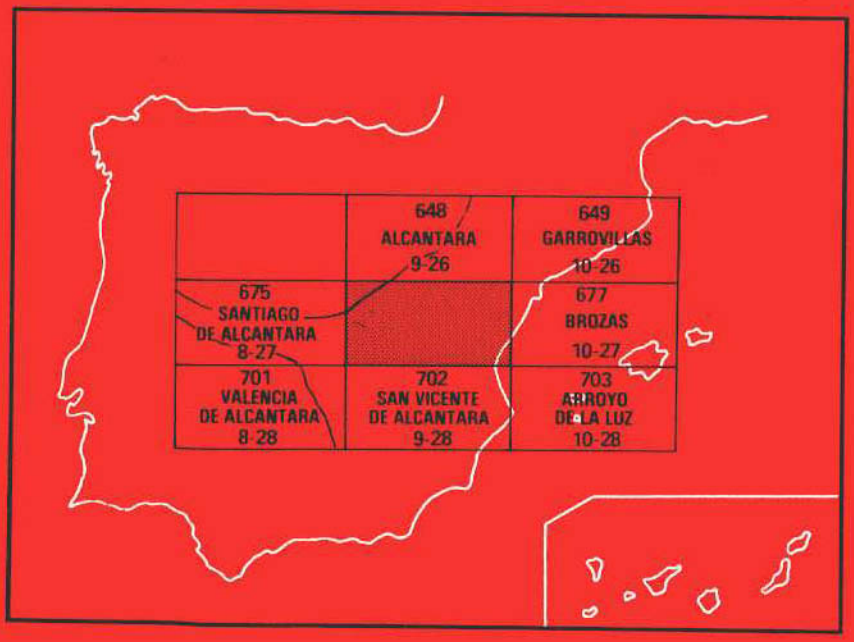
676
9-27

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MEMBRIO

Segunda serie · Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MEMBRIO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S. A.) en el año 1980 con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes autores:

Geología de Campo: Bascones Alvira, L.
Martín Herrero, D.
Corretge Castañón, L. G.

Síntesis y Memoria: Bascones Alvira, L.
Martín Herrero, D.
Corretge Castañón, L. G.

Colaboraciones:
González Lodeiro, F., y Martínez Catalán, J. M., del Dep. Geodinámica Interna U. de Salamanca; los estudios petrológicos y geoquímicos han sido realizados por Corretge, G., del Dep. de Petrología U. de Salamanca; los estudios macropaleontológicos han sido realizados por Gil Cid, D., y Gutiérrez, J. C., del Dep. de Paleontología y la U. Complutense de Madrid.

Supervisión de petrografías: Ruiz García, Casilda.

Dirección y supervisión del I.G.M.E.: Barón Ruiz de Valdivia, José M.ª

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.
— Análisis químicos.
— Informe petrológico y paleontológico.
— Fichas bibliográficas.
— Album fotográfico.

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

Depósito Legal: M-15.444-1982

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

INTRODUCCION

La Hoja de Membrío (9-27) se encuentra situada al O de la provincia de Cáceres, a la que pertenece en su totalidad.

Su morfología se caracteriza por la presencia de una amplia penillanura ocupada por materiales anteordovícicos (Precámbrico Superior), sólo interrumpida por las elevaciones paleozoicas de la sierra de Santiago, que ocupan una pequeña zona del extremo centro-oriental de la hoja.

Dicha penillanura queda surcada por multitud de arroyos que vierten sus aguas al Tajo, que forman frontera con Portugal, o al Salor, afluente de aquél, que recorre la hoja con dirección NNO-SSE, fuertemente encajado.

Geológicamente se encuadra dentro del Macizo Hepérico y más concretamente en la zona meridional de la Unidad Geológica Centroibérica.

Tectónicamente, y desde un punto de vista regional, la característica más acusada es la presencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección ONO-ESE, de plano axial subvertical y fallas asociadas paralelas a las estructuras mayores. Posteriormente se produce una segunda fase que origina deformaciones de muy poca importancia. Por último, tienen lugar movimientos tardihercínicos que originan estructuras de desgarre y pliegues de dirección perpendicular a las estructuras de la primera fase.

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

Entre los antecedentes geológicos más recientes cabe mencionar, entre otros, los trabajos de LOTZE (1945-1966), FIGUEROLA (1963-1965 y 1975), FIGUEROLA *et al.* (1976), CORRETGE (1971),

BOCHMAN (1956) y KELCH (1957), que aportan las de éstos dos últimos autores, datos precisos sobre la estratigrafía del paleozoico de la Sierra de S. Pedro. También hay que mencionar los trabajos en la zona portuguesa, como son los de THADEO (1951), TEIXEIRA (1955-1959), TORRE DE ASSUNÇAO *et al.* (1965) y OEN ING SOEN (1970).

1. ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Membrío (9-27) se caracteriza por el predominio de sedimentos anteordovícicos (Precámbrico Superior) que ocupan más del 90 por 100 de su superficie total.

El resto, aparte de los depósitos cuaternarios, por otra parte muy escasos, está ocupado por sedimentos paleozoicos, y más exactamente ordovícicos.

1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1. **Grauvacas, esquistos y pizarras** (PC_2)

Ocupan la mayor parte de la superficie de la Hoja y constituyen una potente serie detrítica definida por CARRINGTON DA COSTA (1950) en Portugal y equivalente a las capas de Valdelacasa descritas por LOTZE (1956), a las que se le atribuyen edades desde el Precámbrico Superior al Cámbrico Inferior.

Esta unidad pizarroso-grauváquica está constituida por tres tipos diferentes de materiales:

— Metagrauvacas cuarcíticas de textura esquistosa y tonos verdosos muy característicos, constituidas por cuarzo, plagioclasas, sericita, circón, turmalina, óxidos de Fe y minerales opacos.

— Esquistos bandeados grises y verdes compuestos por cuarzo, biotita, sericita, clorita, y en ocasiones, ortosa, grafito y plagioclasa. Como accesorios más comunes aparecen: ilmenita, rutilo, circón, apatito y limonita.

— Pizarras con textura granoblástica de grano muy fino y color grisverdoso, ocasionalmente negro. Su composición minerológica es: cuarzo, biotita, clorita y sericita; y como accesorios aparecen plagioclasas, moscovita, turmalina, ilmenita, circón y opacos.

Estos materiales detríticos presentan abundantes fragmentos de rocas tipo «chert», en donde la grauvaquización de algunos de ellos es muy clara, y algunas biotitas detríticas cloritizadas. En general la proporción de la matriz es superior al 15 por 100, observándose también bandas filíticas más ricas en sericita y hematites. Los clastos de cuarzo son muy angulosos e indican no sólo una débil madurez textural, sino también evidencian fenómenos de disolución, presión que conduce incluso a una

seudograuvaquización, siendo su tamaño modal inferior a las 100 micras (arena muy fina).

El conjunto presenta una disposición alternante en niveles centimétricos a métricos, observándose estructuras sedimentarias, como son: estratificaciones cruzadas, laminaciones, granoclasificación y secuencias turbidíticas incompletas (BOUMA, 1962).

La potencia total no es posible de determinar, estimándose en más de 2.000 m a partir de los cortes realizados. Al techo, y en clara discordancia, se sitúan los sedimentos paleozoicos que en esta hoja se limitan al Ordovícico.

Finalmente, hay que señalar que esta unidad presente una importante zona de alteración en el contacto con el Paleozico, que imprime unas tonalidades rojizas y violáceas muy características.

1.2. PALEOZOICO

Los afloramientos paleozoicos se limitan a las elevaciones existentes en el extremo suroccidental de la hoja.

Comienza con niveles cuarcíticos del Ordovícico Inferior sobre los que descansa una potente serie de cuarcitas, pizarras y areniscas, individualizándose hacia la mitad de la unidad un tramo cuarcítico con clara representación cartográfica. Termina la serie paleozoica con unos 20 m de cuarcitas del Ordovícico Superior.

No obstante, es necesario hacer constar que en zonas próximas (hoja 10-28), bajo las cuarcitas basales ordovícicas, se observa un tramo discontinuo de escasa potencia, en clara discordancia con la unidad precámbrica, formado por areniscas y conglomerados, que no ha sido datado con exactitud y que posiblemente correspondan al Ordovícico Inferior *(¿Tremadoc?)*.

Esta unidad no se ha localizado dentro de la Hoja de Membrio (9-27), aunque su existencia no puede ser descartada, dadas las malas condiciones de observación del contacto entre la cuarcita basal y el Complejo Esquisto Grauváquico, debido a los potentes derrubios cuaternarios existentes.

1.2.1. **Ordovícico Inferior**

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

Sobre el Complejo Esquisto Grauváquico, y en clara discordancia, se sitúa un tramo cuarcítico continuo a escala regional, con potencia variable, pero que para el ámbito de la presente Hoja se puede establecer entre 30 y 40 m.

Se trata de cuarcitas blancas y grises, bien estratificadas en capas de hasta 1,2 m. que intercalan niveles más micáceos y areniscosos, en donde se observan granoclasificación y estratificación cruzada de bajo y gran

ángulo. Hacia la base es frecuente la existencia de niveles de microconglomerados de hasta 15 cm.

Al microscopio se presentan como cuarcitas con textura granoblástica, con cuarzo detrítico y secundario como composición mineral principal. Como accesorios más frecuentes aparecen circón, hematites, turmalina y rutilo. Hay que destacar la total cementación por cuarzo que crece en continuidad óptica con los antiguos granos de cuarzo de alta esfericidad y redondeamiento.

No se han encontrado restos fósiles, ni icnofósiles que puedan asignar una edad a este tramo; no obstante, por correlación con áreas próximas, como es la hoja 9-28 (S. Vicente de Alcántara) o la 10-28 (Arroyo de la luz), estudiadas por los mismos autores, se puede asignar como posible una edad Skidaviense para esta unidad cartográfica.

1.2.2. **Ordovícico Medio**

Por encima de las cuarcitas atribuidas al Skidaviense y en concordancia se sitúa una serie pizarrosa y cuarcítica en la que se pueden distinguir hasta tres unidades cartográficas, aunque a todo el conjunto, por datos faunísticos, se le debe asignar la misma edad: Lanvirniense-Llandeilo.

1.2.2.1. *Pizarras con intercalaciones cuarcíticas y areniscosas* (OP 21-22)

Consiste en una serie de pizarras, más o menos oscuras, de tonos rojizos y grises, que intercalan niveles de areniscas y cuarcitas amarillentas. Todo el conjunto aparece bien estratificado en niveles centimétricos y decimétricos, en donde se observan estructuras orgánicas (pistas y *burrows* horizontales y verticales y bioturbación en general) y estructuras sedimentarias inorgánicas (estratificación cruzada, plana y en surco, laminaciones y estratificación gradada).

Al microscopio se distinguen los siguientes tipos de rocas:

— Pizarras bandeadas compuestas por cuarzo, óxidos de Fe, minerales arcillosos, sericita y biotita, y con epidota, circón, moscovita y turmalina como minerales accesorios.

— Metacuarcita, con textura granoblástica con cuarzo, moscovita y minerales arcillosos como componentes esenciales y con rutilo, circón, turmalina y hematites como accesorios.

— Areniscas cuarcíticas micáceas con textura lepidoblástica y cuarzo y moscovita como minerales principales.

En general se observa un crecimiento secundario del cuarzo, que ha borrado parcial o totalmente la porosidad de la roca, a excepción de un 10 por 100, aproximadamente, de cemento arcilloso o recristalizado. También aparecen láminas detríticas de moscovita de hasta 0,3 mm de longitud, algunas de las cuales están deformadas por compactación.

La potencia de la unidad se estima en, aproximadamente, 250 m.

Para la datación de esta unidad hay que basarse en las unidades superiores, donde se ha recolectado fauna de Llandeilo (ap. 1.223) en la correlación con hojas próximas (S. Vicente de Alcántara, 9-28), donde en niveles equivalentes se ha clasificado la siguiente fauna del Llandeiloiense, aproximadamente a 50-60, de la unidad inferior:

Ctenobolpina cf. ribeiriana (JONES), Primitiella sp.

Crozonaspis sp., Asaphidae ? ind., Brachiopodae ind.

Así pues, podemos asignar una edad Llanvirniense-Llandeiloiense para esta unidad.

1.2.2.2. *Cuarcitas y areniscas cuarcíticas* (O $_{21-22}$)

Se trata de un tramo fácilmente cartografiables, por dar un claro resalte topográfico, que destaca entre dos unidades pizarroso-areniscosas. Está constituido por cuarcitas y areniscas blanco-amarillentas, con alguna intercalación de pizarras grises. Todo el conjunto se dispone en niveles decimétricos a métricos, siendo los cuarcíticos los más potentes.

Al microscopio se han clasificado principalmente cuarcitas con textura granoblástica, con cuarzo detrítico y secundario y algo de Fe, como componentes principales, y circón, rutillo, moscovita, hematites y turmalina, como accesorios.

En general, la granulometría corresponde a arena muy fina, limo grueso y arcilla recristalizada, con clastos con crecimiento secundario y recristalización. Existen grandes láminas poco deformadas de moscovitas, que corresponden a una diagénesis avanzada sobre micas detríticas y también aparece un teñido en las rocas por hematites intergranulares.

La potencia del tramo, muy uniforme en toda la Hoja, así como en la 8-27, colindante con la que nos ocupa, se estima próximo a los 40 m.

Con relación a la edad de este tramo cuarcítico, en los cortes realizados no se han localizado restos fósiles que permitan una datación precisa del mismo. No obstante, le asignaremos una edad Llanvirniense-Llandeiloiense en base a las unidades cartográficas infra y suprayacentes.

1.2.2.3. *Pizarras con intercalaciones areniscosas* (Os $_{21-22}$)

Se trata de un conjunto muy monótono, análogo al descrito en el apartado 1.2.2.1., del que se diferencia en el menor número de niveles cuarcíticos y en el predominio de las tonalidades amarillentas. Son muy abundantes los niveles areniscosos, en ocasiones poco cementados, que al microscopio se definen como areniscas de grano medio-fino, ferruginosas, con textura granoblástica o simplemente detrítica de grano fino. Como minerales principales existen cuarzo, sericita, moscovita, hematites y minerales arcillosos; y como accesorios, ilmenita, rutilo y circón.

En general, estas rocas detríticas están débilmente metamorfizadas en facies de esquistos verdes, siendo el tamaño del grano de arena fina-limo grueso en donde existe mucha epimatriz producida en parte por

grauvaquización de clastos de «chert». También son frecuentes las micas detríticas, algunas de las cuales se encuentran aplastadas.

Las estructuras sedimentarias de esta unidad corresponden principalmente a *burrows* horizontales y verticales y bioturbación, como estructuras orgánicas, y a laminaciones, estratificación cruzada y gradación, como estructuras inorgánicas.

La Potencia total de esta unidad se estima próxima a los 200 m.

En una muestra recolectada a unos 100 m. de la base se ha clasificado la siguiente fauna en un nivel pizarroso:

> *Neseuretus (Neseuretus) Tristani* (BRONGNIART), *Primitia simplex* (JONES), Milleratra sp., Aperchites? sp., Criyptostomata? indet., Dalmanitidae indt., Brachiopoda indet., y Nautiloideos ortoconos.

Aparte, en la Hoja núm. 8-27 (Santiago de Alcántara), estudiada por los mismos autores en el año 1978, en una muestra situada en esta misma unidad a unos 40 m del techo se recolectó la siguiente fauna de Llanvirniense-Llandeiloiense:

> *Neuseretus tristani* (BRONG), *Crozanaspis, sp., Actinodonta sf. naranjoana* (DE VERN Y BARR) y *Primitia simplex* JONES.

Así pues, asignamos edad Llanvirniense-Llandeiloinse a esta unidad cartográfica.

1.2.3. **Ordovícico Superior**

1.2.3.1. *Cuarcitas* (O_{31})

Termina la serie paleozoica en el ámbito de la Hoja de Membrío (9-17) con un paquete cuarcítico de aproximadamente 15 m.

Sus afloramientos se limitan a dos pequeñas manchas en disposición subhorizontal, que han resistido a la erosión presentando un típico aspecto de cerros testigo.

Al microscopio están definidos como cuarcitas con textura granoblástica, siendo el cuarzo el componente principal y como accesorios aparecen circón, turmalina, apatito, moscovita, rutilo y sericita. Originariamente se trataban de areniscas cuarzosas de grano fino-medio, en donde la recristalización ha originado un crecimiento en continuidad cristalográfica con el grano.

Suponemos este nivel cuarcítico como perteneciente al Ordovícico Superior (Caradociense) en base a la fauna encontrada en las unidades inferiores no obstante, no se puede descartar la posibilidad de que todavía estos 15 m cuarcíticos pertenezcan al Ordovícico Medio.

1.3. CUATERNARIO

Se han diferenciado cartográficamente dos tipo de depósitos cuaternarios de muy variable entidad: Aluviales (QAL) y Derrubios de ladera (QL). También, en gran parte de la superficie ocupada por los materiales del C. E. G., existen amplios depósitos eluviales de muy poco espesor (20-30 cms.) que no se han considerado cartográficamente con el fin de no dificultar la representación de las características estructurales de dichos materiales anteordovícicos.

1.3.1. **Aluviales** (Q AL)

Dada la escala de trabajo y el tipo de ríos y arroyos existentes, siempre muy encajados y con escasos depósitos, esta unidad está poco representada en el ámbito de la Hoja. No obstante, cuando existe, se presenta con una litología de gravas poligénicas subredondeadas y arenas y limos de tono gris rojizo.

1.3.2. **Depósitos de ladera** (QL)

Se sitúan adosados a los relieves paleozoicos, enmascarando en muchas ocasiones los contactos entre las diferentes unidades cartográficas.

Su composición litológica principal son cantos heterométricos y angulares de cuarcitas, areniscas y pizarras englobadas en una matriz arcillo-limosa, más o menos rojiza.

La potencia es muy variable, pudiendo alcanzar los 10 m. en algún punto.

2. TECTONICA

2.1. INTRODUCCION

Las deformaciones que han afectado a los materiales de la Hoja corresponden principalmente a la Orogenia hercínica y, sobre todo, a una primera fase de plegamiento. Es evidente que las rocas precámbricas han sido afectadas por un plegamiento anterior, supuestamente sárdico, como se demuestra por la existencia de pliegues anteriores a la esquistosidad principal y atravesados por ésta, así como por la abundancia de lineaciones de intersección fuertemente inclinadas dentro del Complejo Esquisto-Grauváquico.

La primera fase de deformación hercínica es la responsable de los principales pliegues que se observan, entre los que se destaca el Sinclinorio de la Sierra de Santiago, y también de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad de flujo, casi siempre presente.

En relación quizá con la primera fase, pero con posterioridad a los

pliegues, se ha desarrollado a escala regional un importante sistema de fracturas paralelas a las grandes estructuras hercínicas que en la presente hoja, cuando existen, quedan enmascaradas por derrubios cuaternarios.

Estas fracturas subverticales han actuado seguramente en varias ocasiones y aparecen hoy día como fallas normales o inversas de gran ángulo, según los lugares, aunque es probable que tengan, además, una fuerte componente de desgarre.

Después aparece localmente una esquistosidad de crenulación subvertical, que no va asociada a ningún tipo de macroestructuras plegadas y que correspondería a algunas de las fases hercínicas tardías.

Finalmente aparecen una serie de fallas oblicuas a las estructuras, que han actuado como fallas normales y de desgarre con pequeños desplazamientos, y que asimilamos al sistema de fracturas tardihercínicas de amplio desarrollo en todo el Macizo Hespérico, que pueden observarse en la zona occidental sinclinorio que forma la Sierra de Santiago, así como en la vecina Sierra de San Pedro.

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 diversos autores, basándose en la existencia de una discordancia por debajo del Ordovícico Inf., que descansa indistintamente sobre el Cámbrico o sobre el Precámbrico; y en la presencia de pliegues anteesquistosos y de lineaciones de intersección (L_1) 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.

Por nuestra parte, hemos observado en la Hoja núm. 9-28 (S. Vicente de Alcántara), al S de la que nos ocupa, un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblícuamente por la esquistosidad (S_1) (km 21,2 de la c. c. Alburquerque-Herreruela). Este pliegue tiene un eje de dirección N N 22° E y plunge 55° S y es cortado por la esquistosidad primaria hercínica (S_1) con una dirección N 136° E y buzamiento 80° S. Si descontamos por medio de una falsilla de *Wulff* el efecto del plegamiento hercínico llevando la estratificación media de la zona (dirección N 120° E, buzamiento 60° S) a la horizontal, nos queda una dirección primitiva para ese eje de aprox. N 35° E.

Por otra parte, dentro del ámbito de la hoja que nos ocupa, en el P. K. 10.900 de la c. c. Membrío-Alcántara se han localizado pequeños plie-

gues con estructuras «tipo mullion», de las mismas características, con un eje de dirección N 85° E y plunge 52° N, atravesado por una esquistosidad de primera fase S_1 de dirección N 154° E y un buzamiento de 65° N, que corta a los dos flancos.

De acuerdo con OEN ING SOEN (1970) y con nuestros propios datos creemos que los pliegues sárdicos tendrían en esta zona una dirección subvertical y flancos que buzarían entre 30° NO y 50° SE. Estos pliegues no llevarían asociados ningún tipo de esquistosidad, o al menos ésta no ha sido detectada.

2.3. ESTRUCTURAS HERCINICAS

2.3.1. **Pliegues**

Todos los pliegues deben su origen a la primera fase de deformación Hercínica, que afecta de diferente manera al conjunto de materiales existentes en la Hoja. Por ello se distinguen dos tipos de pliegues, correspondientes a los dominios precámbrico y ordovícico, con las siguientes característica:

— En el complejo esquisto-grauváquico del Precámbrico Superior no existen los pliegues cilíndricos, ya que la deformación se produce sobre superficies (S_0) previamente plegadas.

— Los pliegues correspondientes a este primer dominio dan una interferencia que no se ha podido cartografiar por falta de niveles guía, pero que creemos debe ser de clase 1 de RAMSAY (1967). No obstante, varias de estas estructuras se han seguido a lo largo de toda la Hoja y su estilo corresponde al de pliegues similares.

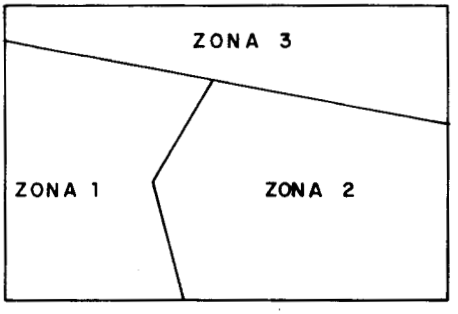
— Los materiales ordovícicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Su amplitud está entre 0,3 km y 1 km y la longitud de onda entre 0,5 km y 3 km. El estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competentes, tendiendo a similares en las incompetentes.

— En toda la Hoja la vergencia es NE, aunque se encuentra poco marcada. Localmente existen puntos que vergen aparentemente al S debido a flexiones locales tardías.

— Los meso y micropliegues aparecen en ocasiones asociados a las grandes estructuras con plano axial y eje paralelos a los de éstas y simetría compatible con las mismas.

2.3.2. **Esquistosidades**

Existen dos tipos bien definidos que corresponden a la esquistosidad de flujo y a la crenulación. La primera de ellas (S_1) se encuentra bien desarrollada en todo el complejo esquisto-grauváquico; en tanto que en los materiales ordovícicos aparecen con menor representación y llega a estar ausente en algunos puntos. El origen de esta esquistosidad se debe



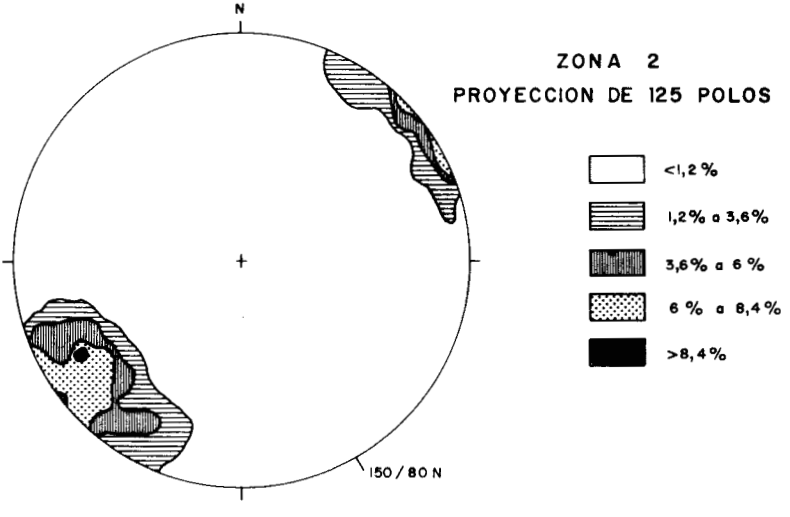
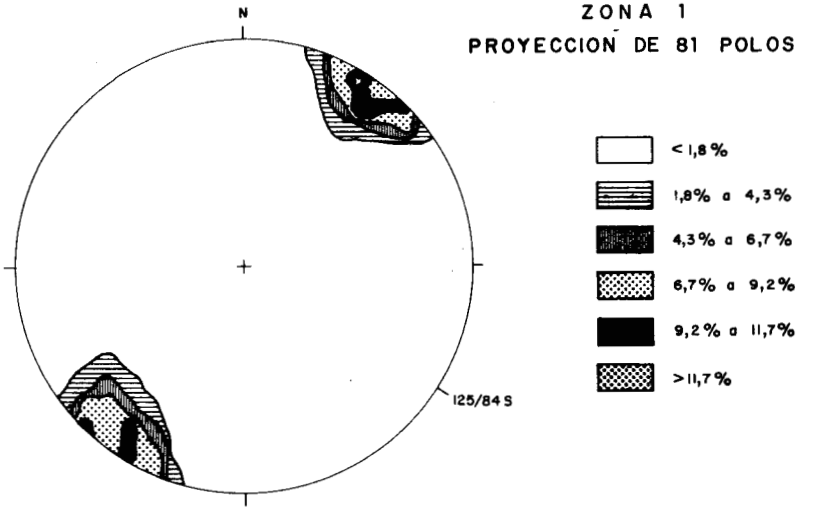
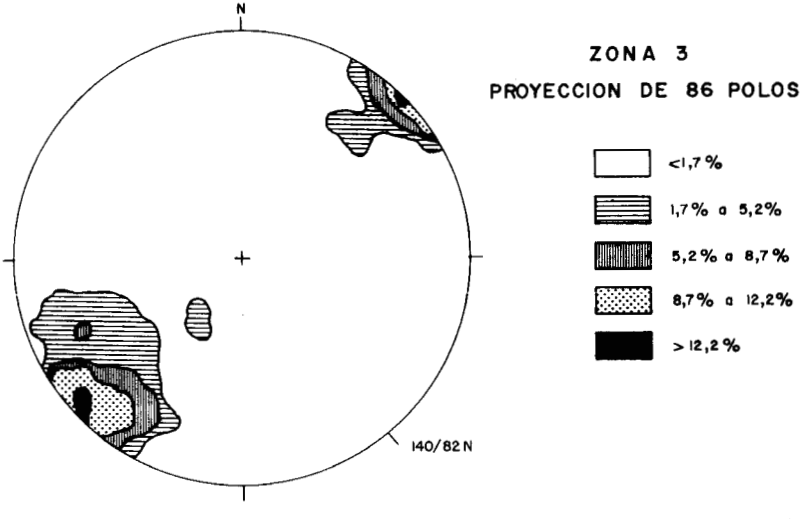


Figura núm. 1. Zonas de proyección de polos de la esquistosidad primaria S 1. Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior)


N
ZONA 1
PROYECCIÓN DE 81 POLOS
< 1,8 %
1,8% a 4,3%
4,3% a 6,7%
6,7% a 9,2%
9,2% a 11,7%
>11,7%
125/84 S


N
ZONA 3
PROYECCION DE 86 POLOS
<1,7 %
1,7% a 5,2%
5,2% a 8,7%
8,7% a 12,2%
> 12,2 %
140/82 N

a la primera fase de deformación hercínica, siendo subparalela al plano axial de los ejes de los pliegues producidos por dicha fase.

Con el fin de determinar las posibles variaciones de la esquistosidad de flujo (S_1) dentro del ámbito de la Hoja se ha dividido ésta en tres zonas, según puede verse en la figura núm. 1. La representación polar de las medidas obtenidas en el campo se ha realizado sobre una falsilla *Schmidt.* (hemisferio sur), observándose las siguientes conclusiones:

— Zona núm. 1: corresponde a la parte suroccidental de la Hoja e incluye materiales del C. E. G. y a todos los de la serie ordovícica de la S. de Santiago. De la proyección de 81 polo (S_1) se ha obtenido una dirección preferente aproximada N 125° E y buzamiento de 84° S.

— Zona núm. 2: ocupa la parte suroriental, abarcando únicamente sedimentos del C. E. G. La proyección de 125 polos (S_1) permite observar una dirección preferente N 150° E, con buzamiento de 80° N.

— Zona núm. 3: comprende toda la banda N de la Hoja que incluye materiales del C. E. G. atravesados por un importante haz de diques diabásicos. La proyección de 86 polos (S_1) nos determina una dirección preferente para la esquistosidad de N 140° E, con un buzamiento de 82° N.

Tal como se puede apreciar de dichos resultados, las variaciones máximas existentes entre dichas zonas para la dirección de la esquistosidad (S_1) es de 10°-25°, en tanto que los buzamientos se mantienen prácticamente uniformes de 80° N o S.

Para una mayor precisión sobre la dirección y buzamiento de la esquistosidad de 1.ª fase (S_1), y en lugar de realizar la media de las medidas obtenidas por zonas, se ha considerado oportuno plasmar todos los datos en una única representación. Según la figura núm. 2, y sobre un contaje de 292 polos, se ha obtenido para dicha esquistosidad (S_1) una dirección preferente N 132° E y un buzamiento de 80° N.

La esquistosidad de crenulación (S_2) se ha observado en varios puntos, siempre dentro del C. E. G. Al no haberse visto asociada a estructuras mayores, se supone que su origen es el resultado de un apretamiento relacionado con alguna fase hercínica tardía, de poca intensidad.

Finalmente, se han observado micropliegues en los planos de esquistosidad de 1.ª fase (S_1) que dan unas trazas axiales de dirección comprendida entre N 30°-75° E y buzamientos N o S superiores a los 75°.

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.

Al observarse variaciones en las lineaciones (L_1) en cuanto a dirección y buzamiento se refiere, se ha creído oportuno realizar un estudio detallado en las mismas zonas utilizadas para la esquistosidad de 1.ª fase (S_1) del apartado anterior. De la representación polar de las medidas to-

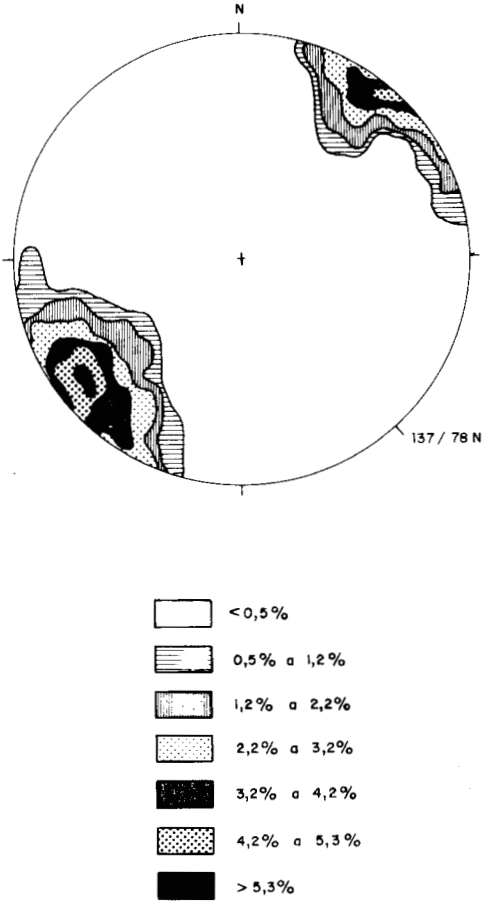
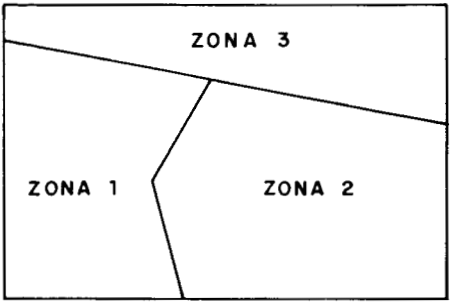


Figura núm. 2. Proyección de 292 polos de la esquistosidad primaria S_1. Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior)



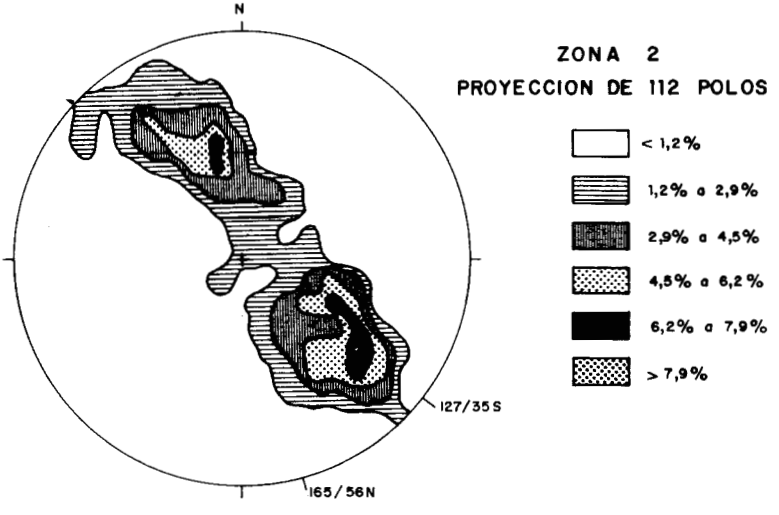
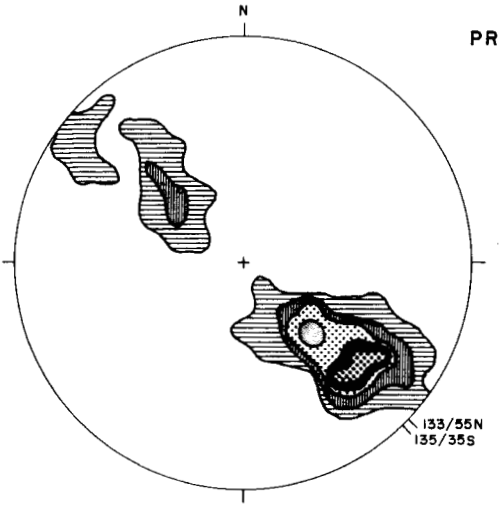
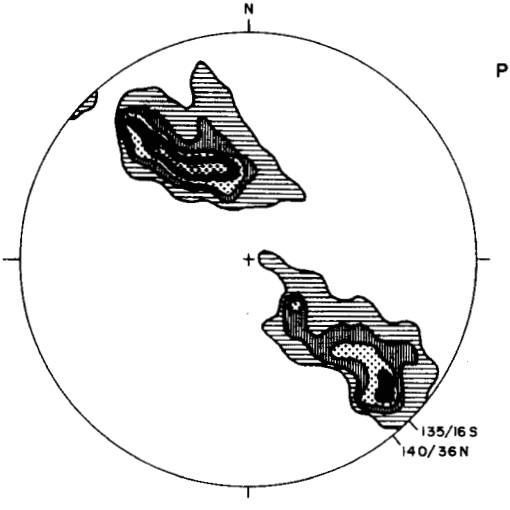


Figura núm. 3. Zonas de proyección de polos de la lineación de intersección L_1. Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior)



ZONA 1
PROYECCION DE 69 POLOS

- < 2,1 %
- 2,1% a 5 %
- 5% a 6,5%
- 6,5% a 7,9%
- 7,9% a 9,4%
- > 9,4 %



ZONA 3
PROYECCION DE 77 POLOS

- <1,9 %
- 1,9% a 4,5%
- 4,5% a 5,8 %
- 5,8% a 7,1%
- 7,1% a 8,4%
- 8,4% a 9,7%
- >9,7%

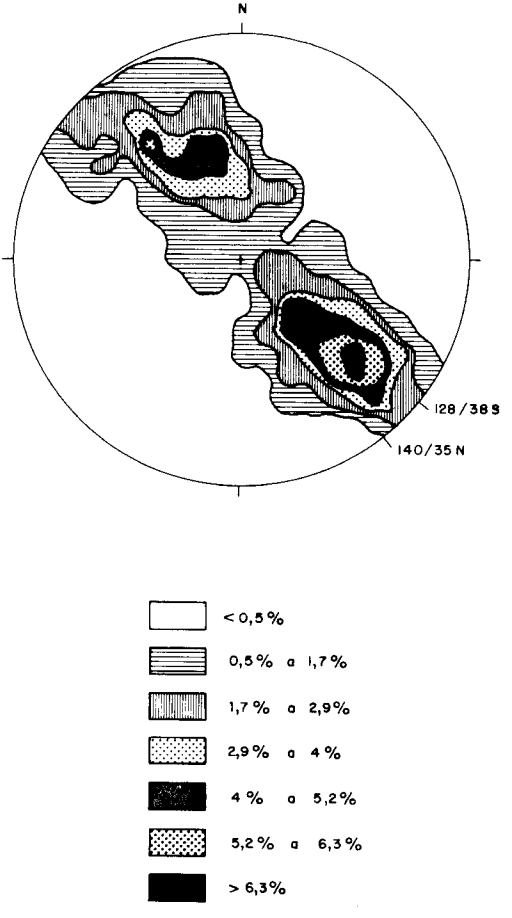


Figura núm. 4. Proyección de 258 polos de la lineación de intersección L_1. Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior)

madas en campo u obtenidas en gabinete mediante proyección en falsilla de Wulff, y plasmadas sobre una falsilla Schmidt (hemisferio sur), tal como se puede observar en la figura núm. 3, se han obtenido los siguientes resultados:

— Zona núm. 1: con una representación de 69 polos, se han obtenido dos máximos muy próximos de direcciones N 133° E y N 135° E, con buzamientos de 55° N y 35° S, respectivamente.

— Zona núm. 2: para una representación de 112 polos existe una dirección preferente N 127° E, que tiene un buzamiento de 35° S.

— Zona núm. 3: sobre un total de 77 polos existen direcciones preferentes N 135° E y N 140° E, cuyos buzamientos corresponden a 16° S y 36° N, respectivamente.

Como se puede ver, las variaciones entre dichas zonas son escasas, con una dirección que oscila entre N 127° E y N 140° E y buzamientos de dichos máximos del orden de los 35°, a excepción de las zonas 1 y 3, en donde existen también unas máximas de 55° N y 16° S, respectivamente.

Finalmente, en la figura núm. 4 se ha reflejado para toda la Hoja la representación de 258 polos de la lineación de intersección (L_1), que ha dado como resultado global dos máximos de direcciones N 128° E y N 140° E, siendo sus buzamientos de 38° S y 35° N, respectivamente.

2.3.4. **Fracturas**

Hay que distinguir dos tipos:

— *Paralelas a la estructura*

Aparecen a lo largo de la Sierra de Santiago y exactamente en su zona más occidental, dentro de la Hoja 8-27 (Santiago de Alcántara).

Son por lo general inversas, de gran ángulo, aunque localmente existen normales. Estas fracturas habrían actuado en varias ocasiones, igual que las describe OEN ING SOEN (1970) en el N de Portugal, dando como resultado final movimientos en tijera, es decir, la misma falla pasa de normal a inversa.

No obstante, el principal juego de estas fracturas puede haber sido como desgarres senestros. Aunque no tenemos datos que lo prueben, nos basamos en los de otras áreas y en los esquemas de BARD *et al.* (1973) y MATTE y RIBEIRO (1975), que consideran todas estas fracturas paralelas a las estructuras como desgarres senestros simultáneos con la Orogenia Hercínica y relacionados con los pliegues en un modelo interesante y bastante coherente con la génesis del arco iberoarmoricano.

— *Oblicuas a la estructura.*

Todas ellas son subverticales, dando lugar a un sistema posiblemente conjugado con direcciones N 140°-180° E y N 30°-60° E, visibles en la zona occidental de la Sierra de Santiago, en el ámbito de los materiales paleozoicos.

Estas fracturas oblicuas son tardías respecto a la orogenia, pero, en

parte, anteriores o sincrónicas al batolito Nisa-Alburquerque, ya que parte de ellas están rellenas con filones de aplitas, como se puede comprobar en zonas situadas más al sur y próximas a dicho batolito.

Su comportamiento es de fallas normales con componente de desgarre, siendo similares a las denominadas tardihercínicas del resto 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 Esquisto-Grauváquico.

El depósito 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 Centroibérica y Ossa Morena. (JULIVERT *et al.,* 1974). Esta serie cámbrica no aparece en nuestra zona de estudio, por efecto de la fase Sárdica, que se produciría 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, 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.

Por último, hay que resaltar que dentro del ámbito de la presente Hoja no aparecen sedimentos por encima del Ordovícico, debido al nivel de erosión.

Todos estos materiales ordovícicos, y en general paleozoicos hasta por lo menos el Carbonífero Inferior a escala regional, serán deformados por la Orogenia Hercínica que, en sucesivas etapas, produce micro y macro estructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte y durante la deformación más intensa se produce un metamorfismo regional de bajo grado.

Finalmente, los distintos procesos erosivos cuaternarios que dan lu-

gar a la morfología actual originan escasos depósitos aluviales, por lo general en régimen de arroyada, y derrubios de ladera o a lo largo de los relieves paleozoicos.

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS FILONIANAS

Uno de los aspectos más interesantes del complejo pizarroso anteordovícico del área situada entre Alcántara y Membrío es la presencia de una amplia zona fisural a través de la cual se ha emplazado un verdadero enjambre de diques. Este campo filoniano aflora en una superficie de 320 Km^2, entre las localidades de Alcántara y Brozas. La longitud del campo llega a los 40 km y su anchura, en algunos puntos, a los 10 km. Fuera ya del mismo, pero sin duda ligados a él, se observan apuntamientos y diques de pórfido granítico, próximos a la localidad de Membrío. La bibliografía y estudios sobre las zonas de diques mencionadas son escasas: sólo dos trabajos a los que forzosamente hay que acudir hacen referencia al haz como unidad geológica y presentan petrografía y quimismo de los diques, tanto ácidos como básicos (CORRETGE, 1971), (G. DE FIGUEROLA, CORRETGE & BEA, 1974).

El rumbo de los diques es bastante constante, y salvo en pequeños sectores de la zona, llevan todos dirección E-W, con tendencia a curvarse progresivamente hacia el NW en las proximidades de la frontera.

Así como en estas áreas filonianas adyacentes de Portugal predominan los filones de tipo ácido, en el haz de Alcántara-Brozas son menos importantes que los básicos. En las zonas pizarrosas es dificilísimo encontrar muestras frescas, siendo a veces imposible encontrar un sólo afloramiento. La constancia de que los diques existen en realidad queda reflejada fundamentalmente en la fotografía aérea y en aspectos morfológicos que permiten la comparación con los diques alterados, que en gran cantidad se observan en la carretera de Brozas a Membrío. Estos aspectos morfológicos son: unas bandas alargadas, de color pardo rojizo, que se observan en épocas estivales; un mayor crecimiento de cereales y, sobre todo, la mayor abundancia de una planta compuesta que ha sido clasificada como «Galactites tomentosa». La presencia de esta planta permite seguir perfectamente los diques.

4.1.1. **Relaciones de los diques con las rocas encajantes**

El rumbo de los diques es fácil de establecer; sin embargo, el buzamiento es difícil de apreciar dada la escasez de afloramientos y cortes o trincheras apropiados para la observación. En la carretera de Membrío

predominan los buzamientos verticales o subverticales, con fuertes pendientes hacia el sur.

La dirección predomiante es, como hemos dicho anteriormente, E-W; no obstante, los diques y apuntamientos de pórfido presentan en ocasiones direcciones próximas a N 45° E. En todos los casos son discordantes con la estratificación y esquistosidad. Respecto a la potencia, diremos que es muy variable; se observan a veces pequeños diques o venas de 0,40 m, mientras que las más potentes no superan los 7 m.

4.1.2. **Petrografía**

Distinguiremos dos tipos de rocas filonianas: pórfidos y diabasas. Dentro de los pórfidos consideraremos igualmente el caso de los apuntamientos situados al NO. de Membrío por ocupar una posición mucho más meridional que el haz de diques Alcántara-Brozas.

4.1.2.1. *Pórfidos* (FO)

— *Pórfidos del haz de diques:* (E-O)

En las cercanías del Km. 12 de la carretera de Membrío a Alcántara se cortan algunos diques y masas de rocas porfídicas laperíticas y microporfídicas, por lo general fuertemente alteradas. Petrográficamente pueden considerarse en su conjunto como microgranitos s. l.

Mediante estudios petrográficos hemos podido constatar la presencia de varios tipos de rocas porfídicas. Unos con texturas típicamente porfídicas y otros con texturas porfídicas pegmatofídicas.

El primero está formado por fenocristales de cuarzo y plagioclasas incluidos en una pasta fina de cuarzo, microlitos de plagioclasa, feldespato potásico, sericita, clorita y biotita cloritizada. Como accesorios se encuentran cantidades menores de apatito, óxidos de hierro y limonita.

Los cuarzos son subhedrales o euhedrales, pobres en inclusiones y con extraordinaria extinción ondulante; en gran parte de los cristales pueden apreciarse abundantes «golfos de corrosión».

Los mayores fenocristales son de plagioclasa perfectamente idiomorfos, maclados según Albita y Albita-Karlsbad, con An32-An38 y sin zonación; aunque en otras preparaciones la basicidad es considerablemente menor An22; algunos fenocristales subhedrales contienen en su interior núcleos de plagioclasa perfectamente definidos, con bordes muy netos y diferente orientación óptica. Los procesos de sausuritización son claros en algunos pórfidos, observándose en las plagioclasas abundantes inclusiones de epidota-clinozoisita. Son frecuentes igualmente los procesos de antipertitización o feldespatización de las plagioclasas.

Un rasgo textural interesante es la presencia de unas finas líneas de tectonización, algo limonitizadas, en todas las plagioclasas. Su carácter tectónico es evidente, puesto que todos los fenocristales de plagioclasa, diferentemente orientados en la mesostasis, poseen estas líneas, que lle-

van dirección constante, y las maclas de Albita de algunas plagioclasas están flexionadas según planos paralelos con escaso desplazamiento y una dirección única; se trata, por lo tanto, de una deformación por deslizamiento sobre una serie de planos, en la que todas las rectas contenidas en el plano de deformación, exceptuando las rectas paralelas al vector deslizamiento, sufren un giro por rotación interna.

Estas líneas de fractura, anteriormente consideradas, no se observan en la mesostasis, donde posiblemente se prolongan con otra morfología mediante un proceso de deformación continua. Por último, otro de los rasgos particularísimos de estas superficies es el proceso de refracción que sufren al afectar a núcleos antiguos de plagioclasas, incluidos dentro de los fenocristales del mismo mineral.

Todas estas características parecen demostrar que estos pórfido-microgranitos han sido afectados por una deformación penetrativa que genera una especie de esquistosidad. Si esa esquistosidad pudiese asimilarse a la fase II, los pórfidos serían por tanto anteriores a la misma; sin embargo, la presencia de estos planos penetrativos no es observable en todos los afloramientos, por lo que la hipótesis de planos de formación ligados a la tectónica tardihercínica hay que tomarla igualmente en consideración.

Las rocas porfídicas con texturas pegmatofídicas se encuentran en las proximidades del Km. 12 de la carretera de Alcántara a Membrío; son microgranodioritas hololeucocráticas o leucocráticas, porfídicas, con fenocristales de plagioclasa zonados y maclados y una pasta holocristalina de grano muy fino, caracterizada por la presencia de gran cantidad de plagioclasas euhedrales, con intercrecimientos marginales mirmequíticos y micropegmatíticos, y algunas láminas de biotita un poco mayores que los demás constituyentes de la pasta. Dichas láminas presentan señales claras de tectonización y están parcial o totalmente transformadas en agregados de clorita-esfena o clorita-limonita. Todos los fenocristales de plagioclasa tienen superficie anubarrada, debido a los productos de alteración caoliníticos.

— *Pórfidos de Membrío* (N 45° E)

Como las rocas equivalentes del haz de diques, se trata de rocas porfídicas de grano medio y color blanco amarillento, proporcionado por los productos de alteración.

Los fenocristales son básicamente de plagioclasa, cuarzo y biotita. En la mesostasis abundan el cuarzo, la plagioclasa y la ortosa. Son muy ricos en minerales accesorios y de alteración, especialmente circón, esfena, clorita con hábito vermiculítico, apatito, ilmenita, pirita, hematites, sericita y apatito.

Entre los rasgos textuales que conviene reseñar destacan la morfología subidiomórfica de los cristales de cuarzo y la presencia de algunos esferulitos típicos de rocas granofídicas.

4.1.2.2. *Diques de diabasa* (ε) (E-O)

Bajo este nombre hemos englobado a un conjunto de rocas básicas que muestran texturas diabásicas o subofíticas. Los términos dolerita y diabasa se utilizarán indistintamente, haciendo la advertencia que preferimos utilizar el término de diabasa en el sentido de Rosembusch para designar a rocas doleríticas muy transformadas, de tal forma que se conservan muy pocos de los minerales iniciales.

En conjunto, en el haz de Alcántara-Brozas pueden distinguirse petrográficamente los siguientes tipos de diabasas:

Diabasas (doleritas)
Diabasas cloritizadas
Diabasas uralitizadas

Diabasas. Es muy difícil encontrar diabasas completamente frescas o sin transformar. El tipo más representativo es el de las rocas básicas de las minas de Salor.

Son rocas holocristalinas faneríticas, de grano fino, con texturas subofíticas a diabásicas. Sus minerales esenciales son: plagioclasa, clinopiroxeno e ilmenita; como accesorios aparecen: biotita, esfena y pirita; y como minerales de alteración: sericita, leucoxeno, carbonatos, clorita y epidota.

Los clinopiroxenos son siempre anhedrales o a lo sumo subhedrales, engloban parcialmente a los cristales de plagioclasa, casi todos están surcados por líneas discontinuas irregulares, independientes de las líneas de exfoliación, de posible origen tectónico. En cuanto a sus características ópticas destaca su débil tinte rosáceo púrpura, con débil pleocroísmo en contados casos. Tienen $2V_x = 64°$ y $Z \quad C = 41°$, propiedades que concuerdan en conjunto con las de las augitas algo titaníferas, especialmente en lo que se refiere a su pleocroismo y tinte liliáceo-púrpura.

Las plagioclasas son prismáticas, muy alargadas y euhedrales; se encuentran algo alteradas por lo que su aspecto es, muchas veces, anubarrado. Junto con los piroxenos forman la trama principal de la roca. Abundan las maclas de Albita, Albita-Karlsbad y Periclina; su composición es la de andesinas básicas con un 46 ± 2 por 100 An.

Los espacios dejados por las plagioclasas y piroxenos están ocupados por una masa intersectal clorítica, entre la que se pueden distinguir, a veces, láminas de biotita, cristalitos de epidota y, más frecuentemente, carbonatos. Como minerales metálicos se encuentran cristales de ilmenita muy abundantes y alterados a leucoxenos; otras veces, sin embargo, la ilmenita está rodeada de cristales anhedrales de esfena.

La pirita es escasa, se encuentra siempre formando masas irregulares, nunca cristales idiomorfos.

Diabasas cloritizadas. Son rocas muy similares a las diabasas que han sufrido uralitización; sin embargo, poseen ciertas diferencias que interesa resaltar:

1. Poseen grandes fenocristales de plagioclasa totalmente seritizados.

2. El único fémico que aparece en la preparación, con una neta importancia, es la clorita.

3. La ilmenita está totalmente transformada en leucoxeno.

4. Poseen estructura algo vacuolar. En las preparaciones aparecen cavidades redondeadas, totalmente rellenas de pennina. Algunas muestran una zonación muy interesante.

Diabasas uralitizadas. Se trata de rocas básicas con abundantes anfiboles secundarios. Entre ellas y las diabasas cloríticas puras hay un tránsito insensible. En realidad las diabasas uralitizadas son siempre anfibólico-cloríticas.

Textualmente son rocas subofíticas o diabásicas, con plagioclasa, clinopiroxenos (o seudomorfos de este mineral) e ilmenita, como constituyentes principales, y cantidades muy variables, pero siempre abundantes, de carbonatos, biotita-pennina, sericita, epidota-clinozoisita, actinolita y leucoxeno, que, salvo la biotita, siempre son constituyentes deutéricos en estas rocas.

Las plagioclasas corresponden a dos generaciones. La primera, formada por cristales euhedrales maclados y la segunda, por plagioclasa anhedral, ácida, muy limpia y sin maclar. Este segundo tipo está ligado a varios productos secundarios de la mesostasis (cloritas, actinolitas, etc.). Se trata, evidentemente, de una plagioclasa ácida (albita-oligoclasa) de segunda generación. En algunas preparaciones llama la atención la frescura relativa de las plagioclasas, que contrasta con el grado tan elevado de alteración o transformación de sus clinopiroxenos.

Los clinopiroxenos (Augita) tienen hábitos diferentes según su grado de transformación. Normalmente se transforman en un seudomorfo actinolítico-fibroso, afieltrado, con pequeño ángulo de extinción y débil pleocroísmo. En las rocas muy alteradas el piroxeno normal o el uratilizado se encuentra alterado completamente, sustituido por clorita, óxidos diseminados y carbonatos.

Gran parte de las diabasas estudiadas contienen nódulos de carbonatos observables a simple vista. La forma de los nódulos no es esférica, sino un poco irregular o elipsoidal. Están totalmente ocupados por carbonato muy recristalizado, que ha sido sometido a tensiones; algunas veces dentro del carbonato aparecen cristalitos anhedrales de cuarzo.

Por último, en algunas diabasas hemos observado algunos pequeños cristales seudomorfos euhedrales de olivino.

4.2. ROCAS METAMORFICAS

4.2.1. **Metamorfismo regional**

Tanto las formaciones anteordovícicas (C. X. G.), como las ordovícicas y supraordovícicas presentes en esta Hoja, están afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado. No aparecen signos en las formaciones pizarrosas y grauváquicas del C. X. G., de metamorfismos antehercínicos. No obstante, en algunas metalitarenitas algo feldespáticas se observan algunos clastos epimetamórficos de pizarra o micaesquisto de bajo grado. Respecto al metamorfismo regional que afecta a todo el área diremos que la paragénesis a + clorita + moscovita ± Ab está presente indistintamente en las pizarras, metasiltitas e incluso grauvacas; el estadio metamórfico correspondiente es por tanto de bajo grado «Low stage metamorphism».

4.2.2. **Metamorfismo de contacto**

En la Hoja de Membrío no existen afloramientos graníticos; se encuentran, sin embargo, pequeñas zonas con signos inequívocos de incipiente metamorfismo de contacto. Otras veces este metamorfismo se origina por acción de diques básicos y pórfidos.

Petrográficamente pueden distinguirse dos tipos de rocas con metamorfismo de contacto. La primera se presenta principalmente en rocas pelíticas que muestran textura lepidoblástica, formadas por cuarzo, sericita y clorita como minerales fundamentales y algunos nódulos o motas elípticas en las que existe una reestructuración mineral. Se trata evidentemente de esquistos con moteado incipiente. El segundo tipo de rocas es más abundante; en ellas el fenómeno metamórfico afecta tanto a rocas metagrauváquicas, como pelíticas; los esquistos ofrecen mejores condiciones de observación, están formados por cuarzo, plagioclasa, sericita, clorita y abundantes minerales opacos y porfidoblastos de biotita, muchas veces con estructura en criba. En ningún caso hemos observado nódulos o cristales de cordierita o andalucita, por lo que hay que suponer que el grado metamórfico en el metamorfismo de contacto es débil.

4.2.3. **Relaciones de los metamorfismos con la deformación**

Los minerales sintomáticos clorita y moscovita en el metamorfismo regional están cristalizados o recristalizados en los planos de la esquistosidad principal S_1 y sufren los efectos de la crenulación o crenulaciones locales posteriores. Los porfidoblastos de biotita en el metamorfismo de contacto engloban a la S_1, parcialmente a la S_2 y en ocasiones son aplastados ligeramente. El metamorfismo de contacto es, pues, post. S_1 tardi a post. S_2.

4.3. GEOQUIMICA

El quimismo de las rocas básicas lo referiremos al artículo de G. DE FIGUROLA & ALL, *op. cit.,* donde los análisis que dan en sus tablas demuestran que estos magmas son pobres en alcalis (alt < al) y fémicos a semifémicos. Utilizando diagramas de DE LA ROCHE & LETERRIER, 1973, se observa cómo el quimismo de estas rocas está próximo al plano crítico de saturación del tetraedro de Yoder y Tilley, bien en un campo o en otro; dado que la alteración produce una deriva hacia el campo alcalino hay que suponer que mayoritariamente se trata de diabasas Tholeiiticas.

Respecto a los pórfidos se ha realizado un análisis del apuntamiento situado al NO de Membrío. El elevado grado de alteración de los afloramientos ha impedido un muestreo mejor, por lo que los datos proporcionados por el análisis hay que utilizarlos solamente a efectos orientativos.

	%		ppm
SiO_2	68,92	Li	46
TiO_2	0,47	Rb	88
Al_2O_3	14,77	Sr	240
Fe_2O_3	3,73	Ba	1072
MgO	0,91		
MnO	0,05		
CaO	0,62		
Na_2O	4,09		
K_2O	2,72		
P_2O_5	0,24		
M.V.	3,17		
Total	*99,69*		
Total	**99,69**		

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA

No existe en la actualidad ninguna mina en explotación y sólo se localizan algunos restos de antiguas labores de pequeña entidad como son las debidas a presumibles indicios de Wolfran-Estaño en las proximidades del río Salor, el N del barranco de la Zarza. Este tipo de mineralizaciones arman dentro del Complejo Esquisto Grauváquico y se consideran hidrotermales.

No existen datos sobre la posible existencia de indicios de estibina,

que en la Hoja de Sever-Santiago de Alcántara, situada al E de Membrio, aparecen en filones de cuarzo encajados en el Complejo Esquisto Grauváquico.

5.2. CANTERAS

No se encuentran explotaciones actuales de rocas industriales. Unicamente existen extracciones muy locales de pizarras y esquistos dentro del Complejo Esquistos Grauváquico para uso en construcción rústica.

Como áridos son utilizables las cuarcitas debidamente machacadas, las diabasas, si no presentan gran alteración, y los derrubios de ladera de composición cuarcítica.

5.3. HIDROGEOLOGIA

La red hidrográfica de la presunta Hoja está formada por el río Tajo, que discurre al N, y el Salor, afluente de aquél y que recorre la Hoja en dirección NNO-SSE.

Dada la relativa importancia de la escorrentia superficial, consecuencia de la baja o nula permeabilidad existente, la forma más común de abastecimiento de agua, sobre todo con fines ganaderos, es la construcción de pequeñas presas de tierra en zonas de vaguadas o regatos.

Desde el punto de vista hidrogeológico cabe diferenciar dos tipos de materiales de comportamiento bien diferente:

a) Materiales precámbricos y paleozoicos con permeabilidad muy baja o nula tanto primaria como por fracturación, ya que, aunque ésta pueda llegar a ser importante, las fallas, fracturas o diaclasas suelen presentarse selladas.

En consecuencia, aparte de las posibles fuentes, siempre de escaso caudal, no será posible alumbrar aguas subterraneas a no ser en zonas de fracturas de importancia y abiertas. En este caso las captaciones deberán ser con pozos abiertos con galerías, aunque la presencia de un nivel freático somero aumenta el riesgo de contaminación superficial.

b) Materiales cuaternarios (aluviales y derrubios de ladera). Por su mayor permeabilidad primaria son los materiales más idóneos para el alumbramiento de aguas subterráneas. No obstante, su escaso desarrollo, unido a la disposición de los derrubios, que dificulta el almacenamiento, hace que la posibilidad de alumbrar caudales medios sea casi nula.

6. BIBLIOGRAFIA

ALIA MEDINA, M. (1963).— «Rasgos estructurales de la Baja Extremadura». *Bol. R. Soc. Española Hist. Natur. (G).* 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 precisions 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 estructure de la chaine hercynienne de la Meseta Ibérica: comparaison avec les segments voisins». *Histoire structurale du golfe de Gascogne.* Tome I.

BARD, J. P.; CAPDEVILA, 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 flusch deposits», *Elsevien,* Amsterdam. 168 pp.

BOUYX, E. (1962).— *La edad de los esquistos de la Alcudia.* Separata de

Notas y comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España, núm. 66, pp. 197-200.

BOUYX, E. (1964).— *Extensión de los terrenos ante-ordovicenses del sur de Ciudad Real (España Meridional).* Separata de *Notas Comunicaciones 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 Minero de España.*

CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (1971).— «Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del este de la prov. de Cáceres». *Bol. Geol. y Min.,* t. 82, fasc. 2.

CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).— «Quelques remarques sur la tectonique du Portugal». *Bol. Soc. Geol. Portugal,* 8, pp. 193-206.

CORRETGE, L. G. (1970).— «Contribución para el conocimiento del batolito Cabeza de Araya (Cáceres, España). El microgranito granatífero cordierítico con megacristales 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 subdivisión 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 Coms. 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 Salaman-

ca y Cáceres)». *I Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica,* tomo I, sección 1 (Geología). E-1-18.

GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C.; VEGAS, R. (1977).— «El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (prov. de Cáceres. España)». *Faixa Piritosa Ibérica.* Lisboa, 1977.

CONÇALVES, C. y TEIXETRA LOPES, J. V. (1971).— «Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geológicos de sua descobertera e Valorizaçao» *I Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica,* tomo II, sección 4, Investigación Minera. P-4-23.

GUMIEL, P.; ARRIBAS, A. y SAAVEDRA, J. (1976).— «Geología y metalogenia del yacimiento de Estibina-Scheelita de "San Antonio" Alburquerque (Badajoz)». *Studia Geologia,* tomo 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. Geolog.,* vol. XXVII, pp. 177-78.

HAMMANN, W. (1974).— «Phacopina und cheirurina (Tribolita) aus dem Ordovizium von Spanien». *Senckenbergiera lethaea,* 55 (1-5), páginas 1-151, 42 figs. texto, 2 tablas, 12 lám., Frankfurt am Mein.

HAMMANN, W. y HENRY, J. L. (1978).— «Quelques speas de *Calymenella, Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Tribolita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armonicain et de la Peninsule Iberique». *Senckenbergiera 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 Nac. Cienc. Nat., Serv. Geol.,* núm. 38.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1939).— «Las sierras centrales de la Extremadura». *Las ciencias, año IV,* núm. 2. Madrid.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1954).— «Ensayo sobre tectónica paleozoica en Extremadura». *Publicaciones del Cons. Sup. de Invest. Cient. Real Sociedad Española de Historia Natural,* tomo extraordinario. Homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, pp. 387-413.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1958).— *Datos Geotectónicos de la Extremadura Central.* Separata de *Notas y Comun. del Inst. Geol. y Min. 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 E: 1/200.000», núms. 2-7. Valencia de Alcántara.

I.G.M.E. (1971).— «Mapa Geológico. E: 1/200.000», núms. 3-7. Cáceres.

I.G.M.E. (1975).— «Mapa Geotectónico General. E: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. Oviedo, núm. 4, p. 57.

KELCH (1957).—*Stratigraphie und Tektonik der zentrale. Extremadura im Bereich der wextlichen. Sierra de San Pedro (Spanien).* Munster, Juni, 1977.

LOTZE, F. (1960).— «El precámbrico de España». *Notas y Com. Inst. Geol. y Min.,* núm. 60, pp. 227-240.

LOTZE, F. (1969).— *El Cámbrico de España,* 1.ª parte, I.G.M.E.

MARTIN ESCORZA, C. (1976).— «Las capas de transición: Cámbrico inferior y otras series 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'ellipsoide de deformation dans la virgation Hercynieene de Galice. Relations avec le plissement et hypothesses sur la general de l'arc Ibero-armoricain». *C.R. Acrod, Sc.* Paris, t. 280 (30 junio 1975).

MENDES, F. (1967-68). Theses.— «1.ª T. Contribution a l'étude géochronologique par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal». *Bol. Mus. e Labor. Min. e Geolg. da Fta. de Ciemcias,* vol. 11, fasc. 1.º

MONTEIRO PENHA, (1973).— *Caracteres metelogenéticos 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, pp. 396-400. Geología.

MORENO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1076).— «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. Astúrica,* año XX, núm. 1. Oviedo.

OEN ING SOEN (1970).— «Granite intrusión Folding and Metamorphisme in Central northen Portugal». *Bol. Geol. Min. España,* 1970/6, 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 Labo Geol. de Lage,* núm. 40. *Bol. Geol. y Min.,* 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. (1974).— «El Precámbrico del Occidente Andaluz». *Boletín Geológico y Min.,* 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 Min.,* t. LXXXV-IV, pp. 53-663.

RAMIREZ Y RAMIREZ, 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. E: 1/50.000.* Hoja núm. 702. San Vicente de Alcántara.

ROSO DE LUNA, I. y FERNANDEZ PACHECO, F. (1941-1942).— *Mapa Geológico. E: 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.

SOS 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 Min. de España,* t. II trimestre, número 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 ASSUNÇAO, C. (1969).— *Sur la pétrogrephie du Complexe des-schistes et grauvacques ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes).* Separata do Tomo LIII das *Comuniçacões dos Serços 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, páginas 31-43. Salamanca, 1976.

UGIDOS, J. M.; BEA, F. (1976).— *Análisis comparativo de los granitos del área Bejar-Plasencia con otros granitos «Younger» Centro Peninsulares: Precisiones sobre la serie mixta.* Separata de *Studia Geologica,* X, pp. 45-59. Salamanca.

VEGAS, R. (1970).— «Formaciones precámbricas de la Sierra Morena occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadés, 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 provincia de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. Min. de España,* tomo 82, pp. 351-358.

VEGAS, R. (1974).— «Repartición de las series anteordovícicas del suroeste de España». *Bol. Geol. y Min.,* 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, pp. 207-215.

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

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA