



648

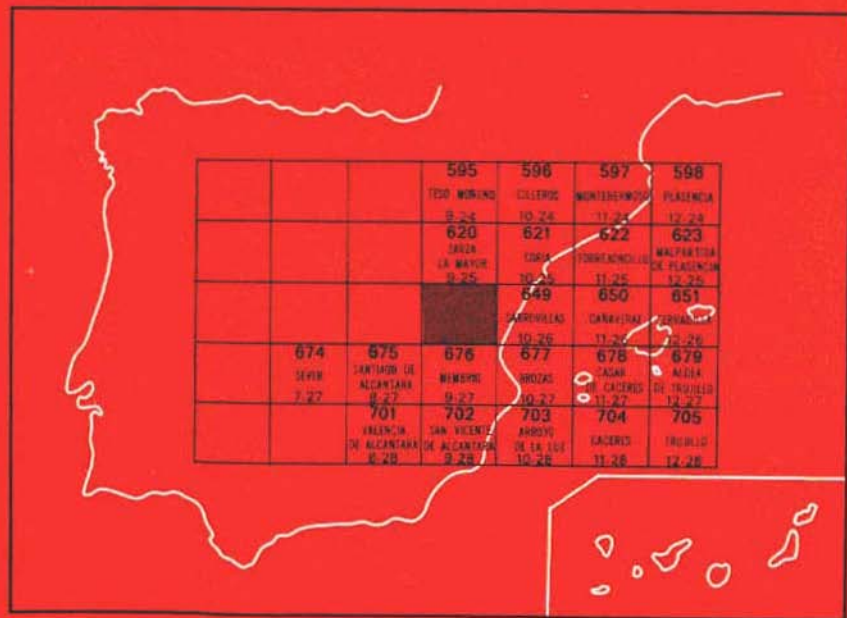
9-26

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALCANTARA

Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALCANTARA

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 1981 con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes autores:

Geología de campo, Síntesis y Memoria:

- CORRETGE CASTAÑON, L.G. (Rocas Igneas)
- BASCONES ALVIRA, L.
- MARTIN HERRERO, D.

Colaboraciones:

- DIEZ BALDA, M^a A. y MARTINEZ CATALAN, J.R. del Dep. de Geodinámica Interna de la U. de Salamanca.
- GONZALEZ LODEIRO, F. del Dep. de Geodinámica Interna de la U. de Granada.
- Los estudios petrológicos y geoquímicos han sido realizados por CORRETGE CASTAÑON, L.G. del Depto. de Petrología de la U. de Oviedo.

Dirección y supervisión del IGME:

- BARON RUIZ DE VALDIVIA, J. M^a.

Supervisión Estudios Petrográficos:

- RUIZ GARCIA, CASILDA (IGME).

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.
- Fichas bibliográficas.
- Album fotográfico.

Servicio de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - Madrid 16

Depósito Legal: M-3.851-1984

Cartográfica Ibérica, S.A. (CIBESA) - Conde de la Cimera, 4 Tel. 234 79 72 - MADRID 3

INDICE

	Páginas
0 INTRODUCCION	5
1 ESTRATIGRAFIA	6
1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR	6
1.1.1 Grauvacas, esquistos y pizarras (7)	6
1.2 ROCAS PLUTONICAS	8
1.2.1 Granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales fel- despáticos (6)	8
1.2.2 Granitos de dos micas de grano grueso de Estorninos (5)	10
1.2.3 Aplitas. Facies marginales (4)	12
1.3 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO	12
1.3.1 Pizarras mosqueadas, pizarras nodulosas y cornubia- nitas (1)	13
1.4 ROCAS FILONIANAS	14
1.4.1 Cuarzo (2)	14
1.4.2 Diabasas (3)	14
1.5 Terciario-Cuaternario	15
1.5.1 Raña (8)	15
1.6 CUATERNARIO	15
1.6.1 Derrubios de ladera (9)	16
1.6.2 Aluvial (10)	16
2 TECTONICA	16
2.1 INTRODUCCION	16
2.2 PLIEGUES SARDICOS	17

2.3 ESTRUCTURAS HERCINICAS	18
2.3.1 Pliegues	18
2.3.2 Esquistosidades	18
2.3.3 Lineaciones	19
2.3.4 Fracturas	22
2.4 CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANITICAS	22
3 PETROLOGIA	23
3.1 PETROLOGIA IGNEA	23
3.1.1 Características generales	23
3.1.1.1 GRANITOS BIOTITICOS-MOSCOVITICOS CON MEGACRISTALES FELDESPATICOS (6)	23
3.1.1.2 GRANITOS DE DOS MICAS DE GRANO GRUESO DE ESTORNINOS (5)	24
3.1.2 Geoquímica	25
3.1.2.1 ROCAS GRANITICAS	27
3.1.2.2 ROCAS BASICAS	27
3.2 PETROLOGIA METAMORFICA	27
3.2.1 Metamorfismo regional	27
3.2.1.1 RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACION	27
3.2.2 Metamorfismo de contacto	28
3.2.2.1 RELACIONES METAMORFISMO DE CONTACTO-DEFORMACION	28
4 HISTORIA GEOLOGICA	29
5 GEOLOGIA ECONOMICA	30
5.1 MINERIA	30
5.2 CANTERAS	32
5.3 HIDROGEOLOGIA	32
6 BIBLIOGRAFIA	33

0 INTRODUCCION

La Hoja de Alcántara (9-26) se encuentra situada en el extremo occidental de la provincia de Cáceres, siendo sus rasgos geográficos más representativos el río Tajo, que discurre por la zona sur de la Hoja, y la rivera de Erjas que constituye frontera natural con Portugal.

Su morfología se caracteriza por la penillanura formada por sedimentos precámbricos sobre la que destacan suavemente los afloramientos más noroccidentales del Batolito de Cabeza de Araya. Todo el área está surcada por numerosos arroyos que vierten sus aguas al río Tajo y a la rivera de Erjas, que discurren fuertemente encajados en los sedimentos precámbricos del Complejo Esquisto Grauváquico.

Desde el punto de vista geológico, se encuadra dentro del Macizo Hespérico y más exactamente en la zona meridional de la Unidad Geológica Centroibérica (JULIVERT et al 1974).

Estratigráficamente, la presente Hoja está ocupada en más del 50% de su superficie por sedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico atribuido al Precámbrico Superior a los que intruyen en la zona central y norte, las rocas graníticas del Batolito de Cabeza de Araya y multitud de pequeños diques diabásicos que constituyen el haz de Brozas. Aparte, existen depósitos cuaternarios tipo aluvial y coluvionar, y sedimentos pliocuaternarios tipo raña representados únicamente estos últimos por una pequeña mancha situada en las proximidades de la frontera con Portugal, al borde de la carretera de Cáceres a Portugal por Alcántara.

La característica tectónica más acusada desde un punto de vista regional es la existencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección próxima NO-SE ó ONO-ESE, de plano axial subvertical y fallas asociadas sensiblemente paralelas. Posteriormente tienen lugar movimientos tardihercínicos que serán los responsables de las fracturas de desgarre y de los pliegues de dirección perpendicular y oblicuos a las estructuras de la primera fase. No obstante, con anterioridad a esta primera fase tiene lugar una fase de deformación, posiblemente sárdica, que puede observarse puntualmente, fuera del contexto de la presente Hoja, en pequeños pliegues cortados por la esquistosidad de primera fase hercínica (S_1), y que en general queda probada por la existencia de lineaciones L_1 fuertemente inclinadas.

En cuanto a los antecedentes geológicos más recientes, y en lo que se refiere a las áreas graníticas, hay que destacar los trabajos de WEIBEL (1955), CORRETGE y G. DE FIGUEROLA (1971) y CORRETGE (1971), y para los materiales del C.E.G. cabe mencionar los realizados por PEREZ REGODON y SOS BAYNAT (1963) en estas áreas y los de LOTZE (1945-1966), BOUYX (1970), THADEU (1951) TORRE DE ASSUNÇAO et al (1965) y OEN ING SOEN (1970) a escala regional en las zonas españolas y portuguesas.

1 ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Alcántara 9-26 está ocupada por sedimentos anteordovícicos, a los que intruyen en su mitad norte las rocas graníticas pertenecientes al extremo noroccidental del batolito de Cabeza de Araya. Como resultado de esta intrusión se produjo un metamorfismo de contacto cuyo desarrollo superficial no supera por lo general los 1.000 m.

Por otra parte, la zona sur de la Hoja se caracteriza por la presencia de pequeños diques de diabasas pertenecientes al "haz de Brozas".

También cabe mencionar la existencia de un único afloramiento de depósitos pliocuaternarios, que son una constante a escala regional, y los sedimentos cuaternarios, tipo aluvial y coluvionar de muy escasa entidad.

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1 Grauvacas, esquistos y pizarras (7)

Esta unidad cartográfica se encuentra constituida por grauvacas, esquistos y pizarras que se disponen en niveles alternantes de muy diversa potencia, que varían entre niveles milimétricos a capas métricas.

Se han observado en numerosos puntos, estructuras sedimentarias inorgáni-

cas, como ripples, estratificación lenticular y flaser, laminaciones horizontales, estratificaciones cruzadas curvas y estratificaciones gradadas.

Por otra parte, el estudio al microscopio de diversas muestras, ha permitido reconocer los siguientes tipos de materiales:

- Esquistos cuarzosos (grises y verdes) con textura esquistosa que tienen como minerales principales cuarzo, sericita, clorita, ilmenita, plagioclasa y biotita, siendo sus accesorios circón, turmalina y opacos. El tamaño modal del grano corresponde a arenas finas y muy finas según las bandas, y una matriz limo-arcillosa muy abundante con un clivaje algo grosero que tiene, en sus planos, abundantes minerales opacos (ilmenita).
- Pizarras sericiticas-cloríticas con textura granolepidoblástica (esquistosa) y color gris-verdoso, ocasionalmente negro, en donde se encuentra cuarzo, clorita y sericita como componentes principales y que tienen hematites, opacos y circón como minerales accesorios. Estas rocas detríticas tienen por lo general un tamaño de grano inferior a las 10 micras e incluyen más de un 10% de clastos de tamaño limo. Son frecuentes los cuarzos alargados recrystalizados de más de 30-40 micras de longitud y nódulos ferruginosos microesféricos, transformados posteriormente en hematites, así como micronódulos detríticos de 60 micras aproximadamente de clorita con hábito diferente del de la sinmetamórfica. Finalmente, más del 50% corresponde a entramados lepidoblásticos de clorita y sericita recrystalizada durante la esquistogénesis.
- Metagrauvas verdosas con textura esquistosa o granoblástica y componentes principales cuarzo, fragmentos de chert, clorita, sericita y plagioclasas además de turmalina, circón y opacos como minerales accesorios. Estas rocas detríticas tienen una matriz sericitica-clorítica de más del 15%, con clastos de cuarzo, plagioclasa y feldespatos del tamaño arena fina. En algunas láminas aparecen fragmentos de rocas grauvaquizadas, micas detríticas fuertemente plegadas y efectos de presión-solución de granos de cuarzo en contacto con los planos de esquistosidad ricos en hematites.

También se han clasificado: esquistos nodulosos con textura esquistosa y metacuarcitas micáceas con textura detrítica, éstas últimas en menor proporción.

La potencia total es imposible de determinar, estimándose en más de 2.000 m. a partir de los cortes realizados.

A toda esta potente serie detrítica, definida en Portugal por CARRINGTON DA COSTA (1950) y equivalente a las capas de Valdelacasa descritas por LOTZE (1956), se le atribuye una edad Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior.

1.2 ROCAS PLUTONICAS

1.2.1 Granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales feldespáticos (6)

Afloran al norte de la Hoja de Alcántara y constituyen la parte más occidental del batolito de Cabeza de Araya. La localidad típica más representativa ubicada dentro de esta unidad granítica en la Hoja es Piedras Albas.

Macroscópicamente se trata de granitos porfídicos de grano muy grueso, muy feldespáticos, biotíticos-moscovíticos con cantidades variables de cordierita, por lo general fuertemente alterada.

El desarrollo de los fenocristales de feldespato potásico es muy variable, en general abundan las facies porfídicas caracterizadas por cristales de feldespato potásico con grados muy diversos de orientación entre los que quedan cuarzo, plagioclasas y fémicos en proporciones muy variadas. Este hecho determina que algunas facies sean prácticamente feldespáticas.

En conjunto todos los granitos de megacristales presentan texturas porfídicas hipidiomórficas. Están constituidos por los siguientes minerales esenciales: feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y moscovita; apatito, circón, cordierita, andalucita, turmalina, sillimanita y óxidos de hierro como accesorios.

Feldespato potásico:

Cristaliza con formas por lo general anhedrales o subhedrales, normalmente se presenta maclado con maclas de Carlsbad y está muy pertitzado. Esta última característica permite diferenciar en lámina delgada a los feldespatos de los granitos de grano grueso y dos micas de los granitos de megacristales aquí considerados. Los tipos de pertita son muy variados, se observan, utilizando la clasificación de LAVES y SOLDATOS (1963) los siguientes: "Vein pertite", "Patch pertite" y suele presentarse asociado con el tercero, con relativa frecuencia.

Respecto a las inclusiones presentes en los cristales de feldespato podemos señalar cuarzoes dihexedrales, biotita, plagioclasa y cordierita. Un rasgo muy característico de los feldespatos de estos granitos es la presencia, casi general, de una finísima red de cuarzo, que denominaremos cuarzo reticular, que ejerce una activa acción blástica sobre aquellos.

Plagioclasas:

Se presentan normalmente en formas tabulares y hábitos subhedrales y tamaño muy inferior al del feldespato potásico. El zonado es general en todas las plagioclasas y son frecuentes las periferias albiticas. La composición media, no obstante, es próxima a An 25 ± 5 en los núcleos más básicos.

Las plagioclasas suelen ser ricas en inclusiones, se observan con frecuencia

cristales de cordierita, biotita y cuarzo subredondeado. Por lo general el proceso de alteración más marcado es una intensa sericitización de las zonas más básicas, fenómeno que permite apreciar zonaciones composicionales en parches en plagioclasas con evidente zonado normal.

Cuarzo:

En las preparaciones se observan diferentes generaciones de este mineral. El más precoz tiende a tener morfología dihexahedral y suele estar corroído parcialmente por la plagioclasa, este hecho tiende a producir morfologías goticulares o redondeadas. Los cristales de cuarzo más abundantes en este tipo de granito corresponden a otra generación con hábitos diferentes a saber: formas anhedrales, extinción ondulante, suturas indentadas en muchos casos y escasez de inclusiones.

En algunas facies tiende a tener formas algo globulares hecho que se constata fácilmente en los granitos de megacristales totalmente alterados transformados en una arena granítica.

Biotita:

Es un mineral muy rico en inclusiones de circón y apatito.

El esquema pleocroico es el siguiente n_x = amarillo, n_y = n_z = marrón oscuro algo rojizo. Se encuentra alterada con bastante frecuencia, entre estos procesos de transformación destacaremos dos: cloritización y moscovitización. El primer proceso es el más frecuente, el segundo es restringido y va, naturalmente acompañado de una segregación hematítica en los planos (001) de la biotita.

Moscovita:

Generalmente presenta un tamaño inferior al de la biotita y es más escasa. Su hábito anhedral está generado sin duda por el extraordinario carácter blástico que exhibe. En efecto, las láminas de moscovita corroen intensamente a todos los minerales anteriores, feldespato potásico en especial y cristales de andalucita.

Otros tipos de micas blancas como sericitita y micas blancas en paquetes ligadas a la alteración pinnítica de la cordierita tienen escasa importancia, salvo en los granitos muy alterados.

Cordierita:

Se presenta en mayor o menor proporción en todas las muestras. Puede considerarse como el mineral característico del batolito de Cabeza de Araya y en consecuencia del granito de Piedras Albas cuya mineralogía y características pe-

trográficas se describen en este capítulo.

Se manifiesta casi siempre en forma de prismas idiomórficos de notables dimensiones. En general dominan los tamaños comprendidos entre 1'5 y 2'5 cm. de longitud por 1 ó 1'5 cm. de ancho, se han observado no obstante prismas mucho mayores, de hasta 4 cm. de longitud.

Los cristales suelen estar alterados a pinnita o bien a una variedad de mica verde que se conocía en épocas históricas con el nombre de gigantolita.

Andalucita:

Es un mineral accesorio que no aparece en todas las muestras pero que tiene junto con la cordierita, un acusado interés. Suele presentarse con formas anhedrales rodeada y corroída casi siempre por moscovita blástica. Frecuentemente se encuentra asociado con cristales de cordierita.

Circón:

Es muy abundante, en ocasiones zonado y se encuentra concentrado especialmente en las biotitas, apatitos y ocasionalmente en los cristales de cordierita.

Apatito:

Suele tener mayor tamaño que el circón, tiende a tener formas redondeadas y su superficie es rugosa. Los cristales incluidos y blindados por la biotita son de menor tamaño que los que se presentan fuera de este filosilicato hecho que parece indicar un período de cristalización prolongado.

1.2.2 Granitos de dos micas de grano grueso de Estorninos (5)

Se trata de una masa granítica de 18 kilómetros cuadrados de extensión, situada al norte de Alcántara, separada de la masa granítica principal de Cabeza de Araya por una banda pizarrosa de espesor variable (entre 500 y 4.000 metros).

A grandes rasgos es concordante con la esquistosidad pero, en detalle puede observarse como el contacto es claramente intrusivo, únicamente ha habido un efecto de "doming" en las rocas encajantes.

Petrográficamente se trata de granitos de grano medio de dos micas con algunos fenocristales aislados de feldespatos potásico. Estos confieren a la roca un aspecto porfídico similar a algunas facies de megacristales de Piedras Albas.

El stock considerado está formado por una facies común con áreas de feldespatización que no han sido cartografiadas.

La facies común está formada por cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita,

feldespato potásico y pequeñas cantidades de andalucita, circón, apatito e ilmenita y otros opacos.

Los cristales de plagioclasa son idiomorfos o subidiomorfos. Con cierta frecuencia se encuentran cristales alargados tabulares de hasta 10 x 3 mm. con zonación y núcleo anubarrado de color pardo rojizo de tonos claros. Este enturbamiento de las plagioclasas es diferente del producido por el desarrollo de caolinita-sericita presente también en casi todas las preparaciones. Se debe con toda seguridad a pequeñas partículas de minerales ricos en Fe dispersos en la estructura de la plagioclasa.

El contenido en anortita es por lo general inferior al 10%. An.

Las leyes de maclas más frecuentes son albita y albita-Carlsbad; este segundo tipo es extraordinariamente frecuente.

Los procesos de alteración hidrotermal son bastante intensos. Muchas plagioclasas tienen su superficie más o menos cubierta por láminas de sericita-moscovita y en algunos casos fluorita anhedral.

En una preparación hemos observado inclusiones de cuarzo idiomorfo de simetría exagonal, que puede ser de alta temperatura invertido, no obstante su escasez nos impide dar una interpretación objetiva.

La biotita tiene las siguientes características:

$n_x =$ amarillento, $n_y = n_z =$ pardo rojizo.

Es rica en inclusiones; en algunas preparaciones se llegan a observar 16 circones/10 mm².

Parte de las láminas están transformadas por procesos hidrotermales tardíos en productos cloríticos. La alteración es casi siempre bastante irregular. Dentro de una misma preparación podemos encontrar dos procesos diferentes de transformación. El más común es la cloritización irregular a través de un estadio intermedio con pérdida de Fe y Ti:

biotita parda \rightarrow biot. verdosa + rutilo \rightarrow clorita + rut. + ilmenita.

también es frecuente la transformación de biotita en clorita dando feldespato potásico como su producto de transformación.

El cuarzo cristaliza en placas alotriomorfas. Tiene extinción ondulante y no es muy rico en inclusiones: laminillas de biotita, cristales de apatito y prismas perfectos de circón muy zonado con núcleos de antiguos circones.

Pueden distinguirse dos variedades de feldespato que no difieren más que en ligerísimos aspectos. Ambos son feldespatos de baja triclinicidad, con pertitización no muy intensa. El primer tipo de feldespato en los casos que es posible diferenciarlo, tiene carácter anhedral a subhedral, pertitización y a veces incipiente transformación en microclina. El segundo tipo tiene carácter más idiomorfo,

suele estar maclado según Carlsbad y normalmente contiene pertitas de reemplazamiento.

Por último las moscovitas tienen un marcado carácter blástico, corroen a todos los minerales anteriores muy especialmente feldespato potásico, cuarzo, y plagioclasas. Su tamaño suele ser mayor que el de las biotitas alcanzando a veces 2'5-3'0 mm. de longitud.

1.2.3 Aplitas. Facies marginales (4)

Cuantitativamente no tienen ninguna importancia en la Hoja de Alcántara, sólo se han diferenciado cartográficamente en un sector del borde sur de la unidad granítica de Piedras Albas por ser el único lugar donde tienen una cierta entidad aunque siempre muy local.

El aspecto microscópico es similar al de otras facies aplíticas del batolito de Cabeza de Araya en áreas colindantes (Hoja n° 10-26 Garrovillas), se trata, por tanto, de rocas de color blanquecino o ligeramente amarillento, de grano fino a medio, pobres en biotita, ricas en moscovita y a veces con cantidades apreciables de turmalina o andalucita.

Están constituidas por plagioclase, feldespato potásico, cuarzo, biotita y moscovita como minerales fundamentales y cantidades accesorias de circón, turmalina y andalucita.

Dada la escasa importancia de esta formación de aplitas marginales daremos en conjunto y de forma sucinta las características más marcadas de su mineralogía esencial.

Las plagioclasas están finamente macladas, son subhedrales y su contenido en anortita es inferior a An₁₀. Suele observarse con frecuencia albíta blástica algo más tardía que la anterior.

El feldespato potásico es anhedral y muestra caracteres marcadamente blásticos; la pertitización aunque presente es mucho menos acusada que en los granitos de megacrístales ricos en cordierita que hemos descrito anteriormente.

El cuarzo suele aparecer con dos morfologías, el más antiguo es subhedral, o anhedral, la generación más tardía tiene morfología similar al cuarzo reticular blástico de los granitos con megacrístales pero su abundancia es mucho menor.

La biotita y moscovita se encuentran en muchas ocasiones asociadas. La segunda es más abundante y con frecuencia sustituye parcialmente a la biotita a partir de los planos (001) de la misma.

1.3 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

En torno a los batolitos de Mata de Alcántara (Cabeza de Araya) y Estorninos

se observa una amplia zona con rocas que presentan paragénesis de metamorfismo de contacto. Esta aureola metamórfica se ha diferenciado en la cartografía como una sola unidad sin distinguir en ella, como unidades diferentes, a los tres tipos de rocas metamórficas de contacto más frecuentes: pizarras mosqueadas, pizarras nodulosas y cornubianitas, esto se debe a que por lo general no se observa una clara disposición espacial entre estos tres tipos petrográficos. Si bien es cierto que las pizarras mosqueadas se encuentran fundamentalmente en la parte más externa y las cornubianitas son más abundantes en las zonas de contacto, a veces estas últimas rocas se presentan en forma de bancos intercaladas con las pizarras nodulosas.

1.3.1 Pizarras mosqueadas, pizarras nodulosas y cornubianitas (1)

Pizarras mosqueadas:

En general tienen textura grano-lepidoblástica. Su composición mineralógica es muy monótona: cuarzo, clorita, sericita y biotita y como accesorios: turmalina, circón y opacos.

Los porfidoblastos de biotita destacan claramente sobre las paragénesis del metamorfismo regional y junto con algunas motas circulares o elípticas de color grisáceo blanquecino son los únicos testimonios de la acción térmica de los batolitos graníticos. Las motas están formadas por los mismos elementos de la matriz pero las cantidades de opacos son siempre menores; se trata de una etapa precordierítica de reorganización de la materia.

Pizarras nodulosas:

Macroscópicamente son porfidoblásticas, en ellas los nódulos pre-cordieríticos o cordieríticos se encuentran mejor definidos que en las rocas del grupo anterior y suelen exhibir una débil corona externa.

La composición mineralógica suele ser cuarzo, clorita, moscovita \pm biotita \pm cordierita \pm plagioclasa. La andalucita aparece en contadas ocasiones.

En las pizarras nodulosas suelen observarse dos generaciones de biotita y clorita. La primera generación corresponde al metamorfismo regional, la segunda claramente porfidoblástica está ligada al metamorfismo de contacto.

Cornubianitas:

Tienen texturas granoblásticas aunque en muchas de ellas se aprecia con claridad la esquistosidad regional. La asociación mineral, más común es cuarzo, biotita, cordierita, moscovita y feldespato potásico, no siempre presente. La

cordierita generalmente es muy poiquiloblástica y exhibe un hábito algo elíptico.

En rocas algo más silíceas como las grauvacas, tan abundantes en la zona, se produce una recristalización total de los cuarzos y la matriz original se transforma en una masa de productos pinníticos junto con grandes moscovitas y biotitas equidimensionales.

1.4 ROCAS FILONIANAS

1.4.1 Cuarzo (2)

Aparecen en la Hoja varios diques de cuarzo. El más importante de todos es el que se sitúa al norte de Piedras Albas. En todos los casos se trata de diques de cuarzo lechoso bastante puro. En la memoria de EGOZCUE y MALLADA (1876) se cita fosforita (apatito) en uno de los filones del área de Piedras Albas, hecho que no hemos podido verificar.

1.4.2 Diabasas (3)

Aparecen en el sur de la Hoja geológica estudiada y forman parte del haz de diques de Alcántara-Brozás estudiado por CORRETGE (1971), G. DE FIGUEROA, CORRETGE Y BEA (1974). En la Hoja de Alcántara sólo aparecen diabasas más o menos transformadas o alteradas, faltan por tanto los pórfidos que se observan en la Hoja nº 9-27 (Membrio).

Las diabasas más frescas son rocas faneríticas holocristalinas de grano muy fino con textura diabásica o subofítica formadas por la siguiente mineralogía: plagioclasa, clinopiroxeno e ilmenita. Aunque en las diabasas propiamente dichas la alteración no es muy fuerte, aparecen con relativa frecuencia sericita, carbonato, leucoxeno, clorita y algo de epidota.

El clinopiroxeno es casi siempre anhedral y tiene tintes ligeramente púrpura con débil preocroismo, sus características ópticas son concordantes con las de los clinopiroxenos algo titaníferos. Las plagioclases forman junto con los piroxenos la trama fundamental de la roca. Son prismáticas, alargadas y con hábito y formas euhedrales y tienen una basicidad próxima a An 50 (An 45 ± 5).

Entre los piroxenos y cloritas suelen quedar espacios intersetales ocupados por clorita, algunas laminillas de biotita, cristales o masas de epidota y carbonatos.

Por aumento progresivo de clorita se pasa a un grupo de diabasas que denominamos diabasas cloritizadas que tienen algunas particularidades que conviene resaltar. Poseen en primer lugar fenocristales de plagioclasa muy sericitizados, en segundo lugar los félicos están totalmente cloritizados y la ilmenita transfor-

mada en leucoxeno, por último cabe mencionar la estructura algo vacuolar, con cavidades rellenas de clorita.

Un tercer grupo de diabasas está formado por las diabasas uralitizadas. Textualmente son rocas diabásicas o subofíticas con plagioclasas, clinopiroxenos e ilmenita como minerales fundamentales y cantidades importantes de carbonatos, pennina, epidota-clinozoisita, actinolita y leucoxeno.

En este grupo de rocas aparecen dos generaciones de plagioclasa. La primera está formada por cristales euhedrales maclados, la segunda, formada por plagioclasas anhedrales sin maclar, límpidas; es bastante probable que este último tipo esté ligado a los procesos de cloritización de la mesostasis y uralitización de los cristales de clinopiroxeno que están transformados en pseudomorfos actinolíticos fibrosos más o menos afieltrados.

1.5 Terciario-Cuaternario

1.5.1 Raña (8)

En las proximidades de la carretera nacional de Cáceres a Portugal por Alcántara, ya cerca de la frontera, se localiza el único afloramiento pliocuaternario de la presente Hoja. Se trata de una pequeña mancha que queda como resto de una formación tipo "raña" que depositada en discordancia sobre los materiales del C.E.G., aparece bien representada a escala regional.

Litológicamente se compone de cantos cuarcíticos, en general rojizos con tamaño que rara vez superan los 10-15 cm., inmersos en una matriz arenosa de tonalidades rojizas. Este conjunto no presenta ningún tipo de consolidación lo que favorece la formación de coluviones que enmascaran el contacto con el infrayacente.

Esta dificultad en la observación de la base de la unidad impide dar una potencia exacta de ella, no obstante por criterios cartográficos pensamos que no debe sobrepasar los 10 m.

Suponemos esta formación situada estratigráficamente en el Pliocuaternario, en base a las edades asignadas por diferentes autores a formaciones similares en zonas próximas a la que nos ocupa.

1.6 Cuaternario

Se han diferenciado cartográficamente dos tipos de depósitos cuaternarios siempre de escasa entidad: Derrubios de ladera y Aluviales.

Aparte existen depósitos eluviales de reducido desarrollo, que no se han representado para no dificultar las características estructurales del infrayacente.

1.6.1 Derrubios de ladera (9)

Se trata de los depósitos formados por la erosión de la formación pliocuaternaria descrita en el apartado (1.5.1). Su composición es análoga a dicha unidad y su potencia no debe sobrepasar los 3-5 m.

1.6.2 Aluviales (10)

Dada la escala de trabajo y el tipo de ríos y arroyos existentes, siempre muy encajados y con escasos depósitos, esta unidad se encuentra poco representada en el ámbito de la Hoja. No obstante, cuando existen se representan con una litología de gravas poligénicas subredondeadas y arenas y limos grisáceos.

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, localizados en Hojas próximas, así como por la abundancia de lineaciones de intersección fuertemente inclinadas dentro del Complejo Esquisto-Grauváquico.

La primera fase de deformación hercínica es la responsable de las principales estructuras plegadas que se observan, y también de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad de flujo casi siempre presente.

En relación quizás con la primera fase, pero con posterioridad a los pliegues, se ha desarrollado un importante sistema de fracturas paralelas a las grandes estructuras hercínicas. Este tipo de fracturas perfectamente visibles en los relieves paleozoicos existentes en Hojas próximas y en el C.E.G. a escala regional, no se han visto claramente en la presente Hoja. Esto se debe interpretar, no como una ausencia de los mismos, sino como una difícil identificación, debido al tipo de materiales que afectan.

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

Después, aparece localmente una esquistosidad de crenulación subvertical que no va asociada a ningún tipo de macroestructuras, que correspondería a al-

gunas de las fases hercínicas tardías y que ha sido detectada en varios puntos.

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.

2.2 PLIEGUES SÁRDICOS

La existencia de una fase de plegamientos 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 ante-esquistosos 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, fué 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 SE. de la que nos ocupa, un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S_1) (Km. 21'2 de la c.c. Albuquerque-Herreruela). El pliegue tiene un plano axial de dirección N 136° E y buzamiento 58° S, y un eje de dirección N 22° E y plunge 55° S. y es cortado por la esquistosidad primaria hercínica (S_1) con una dirección N 136° E y buzamiento 80° S. Si descontamos, por medio de una falsilla de WULFF, el efecto del plegamiento hercínico llevando la estratificación media de la zona (dirección N 120° E, buzamiento 60° S) a la horizontal, nos queda una dirección inicial para ese eje de aprox. N 35° E.

También, y dentro del ámbito de la Hoja nº 9-27 (Membrío), colindante con la de Alcántara por el sur, en el PK 10'900 de c.c. Membrío-Alcántara hemos localizado otro pequeño pliegue, "tipo mullions", de las mismas características, con un eje de dirección N 85° E y plunge 52° N, y atravesado por una esquistosidad de primera fase (S_1) de dirección N 154° E con un buzamiento de 65° N, que corta a los dos flancos.

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

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

2.3 ESTRUCTURAS HERCINICAS

2.3.1 Pliegues

Todos los pliegues deben su origen a la 1ª fase de deformación Hercínica, que afecta de diferente manera al conjunto de materiales existentes a escala regional. Por ello, se distinguen dos tipos de pliegues, correspondientes a los dominios precámbricos y paleozoico, con las siguientes características.

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

Los pliegues correspondientes a este primer dominio, dan una interferencia que no se ha podido cartografiar por falta de niveles guía, pero creemos que debe ser la clase 1 de RAMSAY (1967). No obstante, varias de estas estructuras se han seguido a lo largo de toda la Hoja, correspondiendo su estilo al de pliegues similares, con charnelas fuertemente curvas a juzgar por las posiciones de las lineaciones de intersección.

- En áreas próximas, fuera del contexto de la Hoja, los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Su amplitud general está entre 0'5 Km. y 1'5 Km. y la longitud de onda entre 1'3 Km. y 3 Km. El estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competentes, tendiendo a similares en las incompetentes.

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 esquistograuváquico.

Sobre una falsilla de Schmidt, se ha realizado el conteo de 100 polos de (S_1), obteniéndose una dirección preferente N 126° E y buzamientos que en general superan los 80° tanto al SO como al NE (fig. 1).

El origen de esta esquistosidad se debe a la 1ª fase de deformación hercínica, siendo subparalela al plano axial de los ejes de los pliegues producidos por dicha fase.

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 1ª fase (S_1) con trazas axiales de dirección N 30°-70° E y charnelas con un plunge mayor de 75° N ó S.

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 1ª fase.

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio sur) se ha realizado la representación polar de 74 medidas, obtenidas en campo o en gabinete (figura 2), resultando dos máximos bien definidos N 135° E, y N 120° E, con buzamientos de 65° N, y 40° S, respectivamente.

Por otra parte, las lineaciones de crenulación (L_2) se deben a la intersección del plano de esquistosidad (S_2) con el plano anterior al que crenula, por lo general, la esquistosidad de flujo (S_1).

HOJA N°. 9-26. ALCANTARA

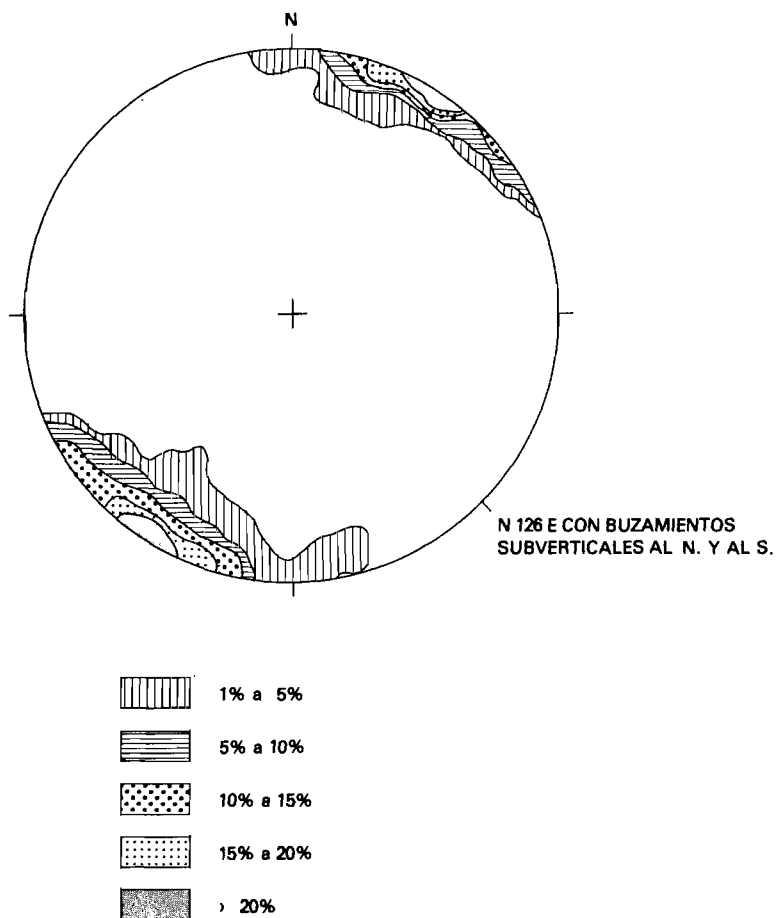


FIGURA N°. 1.- Proyección de 100 polos de esquistosidad primaria S_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

HOJA N°. 9-26. ALCANTARA

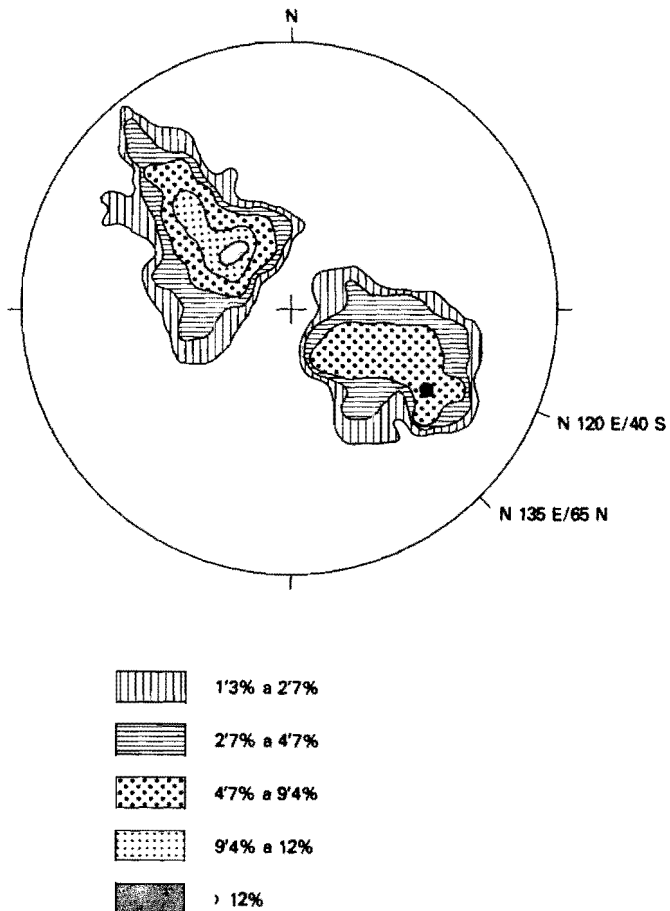


FIGURA N°. 2.- Proyección de 75 polos de la lineación de intersección L_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

2.3.4 Fracturas

Se distinguen dos tipos dentro del marco de la Hoja.

Paralelas a la estructura

Este sistema está poco definido en la Hoja debido quizás a las consideraciones expuestas en el apartado de introducción, no obstante constituye una familia claramente representada en las zonas próximas.

En la Hoja de Alcántara (9-26) presentan direcciones comprendidas entre N 120° E y N 160° E y el hecho de ser subparalelas a los ejes de los pliegues hace pensar en un origen ligado a la formación de los mismos, no obstante serán en general algo posteriores ya que en muchos casos, los cortan oblicuamente.

Debido a las especiales características de los materiales que ocupan la Hoja no ha sido posible estudiar con detalle ninguna de estas fracturas. Ahora bien, del estudio de alguna de ellas dentro de la Sierra de San Pedro (Hoja nº 10-28) se dedujo su similitud con las descritas por OEN ING SOEN (1970) en el norte de Portugal, es decir debe tratarse de desgarres con componente vertical que han debido actuar en varias ocasiones, dando como resultado final movimientos en tijera.

Oblicuas a la estructura

Se individualiza una familia con direcciones comprendidas entre N 25° E y, N 55° E y su comportamiento debe ser análogo a las típicas tardihercínicas del resto del Macizo Hespérico, es decir normales con componente de desgarre.

2.4 CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANITICAS

Dentro de las tres unidades graníticas que afloran en la Hoja, podemos distinguir dos aspectos estructurales diferentes: Uno de ellos corresponde a la orientación de los megacristales feldespáticos y cordieritas, únicos indicadores importantes de la orientación del granito en esta área y otros a las diaclasas y tectónica de fracturas que presentan características casi idénticas en los metasedimentos del complejo esquisto-grauváquico y en las rocas graníticas.

Son escasos los datos que se poseen sobre la orientación de los megacristales de feldespato potásico en los granitos situados al norte de Piedras Albas denominados en nuestra memoria granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales feldespáticos (6). En las zonas holofeldespáticas tan abundantes en el área, la orientación es muy críptica pero en las proximidades del río Alagón se observan perfectamente orientaciones planares de feldespato potásico con dirección

N 70° E y buzamientos casi verticales. En el contacto sur del batolito se observan, a veces, bandas con intensas estructuras planares; el granito en estos casos tiene clara apariencia ortonefísica.

Dejando a parte los sistemas de fracturas, el batolito de Estorninos y el de Piedras Albas están afectados por una intensa diaclasación con un sistema dominante que oscila entre N 25° E y N 45° E. Desde el punto de vista magmatotectónico se trata de diaclasas transversales, equivalentes a las diaclasas Q de CLOOS (1925), ligadas en este caso a movimientos tardihercínicos más que a fases distensivas ligadas al emplazamiento de las masas graníticas.

3 PETROLOGIA

3.1 PETROLOGIA IGNEA

3.1.1 Características generales

Trataremos en este apartado algunas características fundamentales de tipo petrogenético, basándonos principalmente en las relaciones texturales de las rocas estudiadas, y muy especialmente de las unidades de mayor importancia cuantitativa: granitos biotíticos-moscovíticos con megacrístales feldespáticos (6) y granitos de dos micas de grano grueso de Estorninos (5).

3.1.1.1 GRANITOS BIOTITICOS-MOSCOVITICOS CON MEGACRISTALES FELDESPATICOS (6)

A la vista de las relaciones texturales, no se observa en estas rocas ninguna anomalía espectacular en la secuencia de cristalización. Como tónica general se aprecia una cristalización precoz de circón, apatito y biotita, seguida por un período de cristalización principal de plagioclasas, cuarzo y feldespato.

Por último se aprecian los efectos de albitización, moscovitización y turmalinización que se originan en los períodos póstumos postmagmáticos.

Los períodos de cristalización del cuarzo y feldespato no se pueden distinguir en muchas ocasiones especialmente en las facies en las que se observan con claridad dos generaciones de feldespato potásico.

Por último dos minerales de innegable importancia petrogenética: cordierita, mineral casi fundamental en estas rocas y andalucita, mineral escaso; presentan posiciones paragenéticas dudosas. Están sin ninguna duda englobados por todos los minerales sálicos fundamentales, hecho que puede ser interpretado como cristalización precoz pero que igualmente pueden interpretarse como xenocristales.

Una interpretación alternativa más probable es la consideración de la cordierita como mineral "near liquidus" que ha crecido en equilibrio con el magma granítico palingenético.

3.1.1.2 GRANITOS DE DOS MICAS DE GRANO GRUESO DE ESTORNINOS (5)

Las relaciones apatito-circón no han podido observarse bien en estas rocas donde el primero de los minerales citados suele escasear en las biotitas; no obstante es casi seguro que el circón ha comenzado a cristalizar en una fase muy temprana de la evolución magmática. La evolución no ha sido simple ya que muchos de los cristales de circón presentan una zonación finísima y un núcleo antiguo de circón, muchas veces con distinta orientación óptica. Las diferentes capas del circón, obedecen sin duda alguna a una fase magmática y el circón de núcleos posiblemente a relictos de una fase anatética que en definitiva ha debido de ser la generadora de las bolsas magmáticas.

El apatito dentro de las biotitas es siempre de menor tamaño que fuera de ellas, suele tener las mismas características morfológicas en ambos medios, por lo tanto, es lógico pensar en una cristalización paulatina con precipitación de apatito y una fase de cristalización de biotita, solapada con la anterior, con nucleación preferente alrededor de cristálitos de circón preformados.

La plagioclasa comienza a cristalizar antes que la biotita lo haya hecho por completo. Su crecimiento ha sido bastante equilibrado a pesar del ligero zonamiento que presentan algunos fenocristales especialmente bien desarrollados.

La cristalización del cuarzo y feldespato potásico se realiza seguidamente en ese orden, sin embargo el solapamiento es enorme. Los minerales cristalizados anteriormente siguen estando en equilibrio con la fase cuarcífero-feldespática.

Estadios postmagmáticos:

Con la cristalización de gran parte del feldespato termina la fase magmática, la fase postmagmática se inicia sin solución de continuidad con cristalización de más feldespato potásico, en este caso es extraordinariamente blástico produciendo corrosiones y sustituciones de plagioclasas anteriores que se encuentran actualmente en estado de desequilibrio.

Una fase más avanzada de blastesis comienza con la aparición de moscovita que al crecer en desequilibrio con todos los minerales produce fuertes corrosiones, digitaciones e indentaciones simplectíticas en cuarzo, plagioclasas y feldespato potásico.

Sucede a la moscovitización una fase neumatolítico-hidrotermal con cristalización de turmalina blástica y posteriormente una fase de alteración hidrotermal.

3.1.2 Geoquímica

En el cuadro se recogen las características geoquímicas de las rocas ígneas de la Hoja de Alcántara. En él se incluyen las medias de los análisis realizados en este proyecto así como las desviaciones standard en los casos en los que se dispone de más de tres análisis.

	(1)		(2)		(3)
N° análisis	3		4		1
%	\bar{x}	S	\bar{x}	S	.
SiO ₂	72'71	0'21	72'80	2'19	46'20
TiO ₂	0'21	0'17	0'32	0'07	3'11
Al ₂ O ₃	14'71	0'63	14'02	0'79	13'75
Fe ₂ O ₃	0'23	0'04	0'34	0'29	5'57
FeO	1'14	0'61	1'58	0'26	6'91
MgO	0'18	0'15	0'26	0'13	8'21
MnO	0'03	0'01	0'04	0'01	0'16
CaO	0'70	0'14	0'77	0'14	7'39
Na ₂ O	3'53	0'57	3'51	0'23	1'94
K ₂ O	4'84	1'31	4'26	0'14	0'45
P ₂ O ₅	0'25	0'13	0'26	0'02	0'23
M.V.	1'11	0'79	1'40	0'63	5'85
TOTAL	99'64		99'65		99'77
ppm					
Li	94	39	288	37	52
Rb	570	565	438	21	24
Sr	68	41	35	9	175
Ba	692	279	528	153	800

- (1) Granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales feldespáticos
 (2) Granitos de dos micas de grano grueso de Estorninos
 (3) Diabasas

3.1.2.1 ROCAS GRANITICAS

No existen grandes diferencias entre los granitos de megacrístales feldespáticos de Piedras Albas y la unidad granítica de Estorninos. En conjunto los quimismos de ambas unidades son sálicos, relativamente ricos en álcalis y pobres de calcio (valores muy bajos del parámetro c de Niggli).

Los contenidos en Li y Rb son altos, hay que pensar por tanto en procesos de fraccionamiento acusados y en fenómenos de alteración magmática o post-magmática.

3.1.2.2 ROCAS BASICAS

Presentan características geoquímicas similares a las descritas en la Hoja nº 9-27 (Membrío) por CORRETGE (1971) y GARCIA DE FIGUEROLA, CORRETGE y BEA (1974) y BASCONES, MARTIN y CORRETGE (1980); son, por tanto, roca félicas, relativamente pobres en álcalis y con valores normales del parámetro "c" que podrían encuadrarse dentro de las magmas gabroides s.l.

La proporción Fe^{O^*}/Mg^{O} con respecto al contenido de SiO_2 (MIYASHIRO, 1975) nos permite considerarlas como magmas toleíticos. La relación K/Sr con respecto al % de K es más propia de las toleítas submarinas que las continentales, hecho aparentemente paradójico.

3.2 PETROLOGIA METAMORFICA

3.2.1 Metamorfismo regional

El metamorfismo regional que afecta a los sedimentos del complejo esquistograuváquico es siempre de bajo grado.

Las rocas pelíticas y grauvacas que forman dicha unidad presentan paragénesis muy parecidas, únicamente hay diferencias cuantitativas en la mineralogía de ambos tipos litológicos. La paragénesis tipo es la siguiente: $Q + \text{Clorita} + \text{Moscovita} \pm \text{Ab}$, testimonia por tanto la presencia de un metamorfismo de bajo grado con asociación mineral propia de la facies de los esquistos verdes.

3.2.1.1 RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACION

Existen dos fenómenos importantes a considerar: en primer lugar la fase diagenético-sedimentaria que implica sedimentación y neoformación de algunos filosilicatos especialmente sericita, clorita y moscovitas, sobre todo éstas últimas en algunas grauvacas. En segundo lugar el ciclo esquistogenético que es contemporáneo con neoformación mineral de filosilicatos de bajo grado.

Gran parte de la moscovita y clorita es contemporánea con la etapa esquistogenética principal (Fase I). Durante la Fase II que no siempre tiene carácter regional se producen crenulaciones importantes de los filosilicatos.

Debemos concluir por tanto que el metamorfismo regional es completamente contemporáneo con la deformación principal (Fase I).

3.2.2 Metamorfismo de contacto

Las rocas estudiadas en el capítulo de petrografía nos han proporcionado algunas características paragenéticas y estructurales importantes.

La paragénesis normal de las rocas de metamorfismo de contacto es $Q + \text{Cloritas} + \text{Biotita} + \text{Cordierita} + \text{Moscovita}$ que en las zonas de metamorfismo más intenso es sustituida por la siguiente: $Q + \text{Biotita} + \text{Cordierita}$. La paragénesis $Q + \text{Biotita} + \text{Cordierita} + \text{Feldespato potásico}$ se observa en bastantes preparaciones especialmente "roof pendants"; marca, naturalmente, la isograda del feldespato - cordierita correspondiente a las zonas de mayor intensidad metamórfica. La andalucita es un mineral bastante escaso en el metamorfismo de contacto del área.

3.2.1.2 RELACIONES DE METAMORFISMO DE CONTACTO-DEFORMACION

En la blastesis mineral correspondiente a la acción térmica de contacto producida por los batolitos graníticos del área se observan los siguientes hechos:

1. Los nódulos cordieríticos engloban a la esquistosidad S_1 .
2. Los porfiroblastos de biotita y clorita de contacto son igualmente post S_1 puesto que engloban a dicha esquistosidad.
3. Los nódulos cordieríticos adquieren formas elípticas en los planos paralelos a S_1 .
4. La esquistosidad S_1 tiende a acoplarse tanto a los nódulos S_1 cordieríticos como a los porfiroblastos de biotita y clorita.

La interpretación de estos hechos nos permite emitir la hipótesis de un cinematismo tardío de los cuerpos graníticos que han debido influir en los momentos más tardíos de la etapa esquistogenética S_1 cuando ésta ya estaba totalmente formada.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Como hemos visto en el apartado de estratigrafía, en la presente Hoja no existen afloramientos posteriores a los sedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico del Precámbrico Sup., a excepción de una pequeña mancha de materiales pliocuaternarios tipo raña, situada en la zona norte.

No obstante, y para una mejor visión regional de la evolución de la cuenca, hasta que se produjo la intrusión granítica del batolito de Cabeza Araya, a la que pertenecen las rocas ígneas de esta Hoja, se ha creído oportuno añadir las características sedimentarias de la serie paleozoica establecida por nosotros en las Hojas nº 9-27 (Membrío) y 10-28 (Arroyo de la Luz) limítrofes a la que nos ocupa.

Durante el Precámbrico Superior tiene lugar la sedimentación de una potente serie detrítica con algunas intercalaciones volcánicas. Esta serie correspondería al denominado Complejo Esquisto-Grauváquico.

La disposición 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. (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 discondancia Sárdica debe ser, al menos, anterior al Tremadoc Inferior.

A partir del Ordovícico Inferior y más exactamente al menos desde el Skidawienense, 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 nº 11-28 Cáceres).

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.

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 del batolito de Cabeza de Araya que produce un metamorfismo de contacto que afecta tanto a los materiales anteordovícicos como a la serie paleozoica, hasta el Carbonífero Inferior (Hoja nº 11-28 Cáceres).

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 Pliocuatrnario 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.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

Los datos mineros que a continuación se exponen han sido aportados por Don Pablo Gumiel de la División de Minería del Instituto Geológico y Minero de España.

En esta Hoja no existe en la actualidad ninguna mina en explotación, tan sólo se localizan antiguas labores y rafados de escasa entidad, que son el resultado de pequeñas explotaciones en rafiña de carácter familiar y llevadas a cabo "al kilo".

Las rafas de explotación, normalmente, van siguiendo las direcciones de los filones y no superan los 20 metros de profundidad.

Los indicios mineros más importantes que aparecen en esta Hoja son los siguientes:

Indicio de Sn-W "Los Caballos" (Piedras Albas)

Consiste este indicio en un sistema de filones que aparecen según tres direcciones preferentes:

- N 160°-170° E: se trata del principal sistema que aparece en zanjas de aproximadamente 80 x 3 x 4 m. con potencias comprendidas entre 15 y 30 cm.
- N 40° E: se encuentran buzando débilmente hacia el E y al O por lo general entre 5° y 10°.
- E-O: corresponde a un sistema de filones de carácter secundario.

También se ha observado la existencia de diques pegmoaplíticos a favor de fracturas, unas con dirección N 160°-170° E con buzamientos próximos a los 10° hacia el NE, y otras de dirección N 30°-40° E subverticales con una potencia de 5 a 25 cm.

En resumen se trata de un indicio en que la trama filoniana constituye un stockwork, en el que destaca el rasgo peculiar, de que muchos de los filones, que cortan claramente a la esquistosidad, se presentan tumbados con débil buzamiento (f. NE), junto con los diques pegmoaplíticos, hacia el contacto con el granito.

La mineralización está constituida principalmente por **casiterita**, **wolframita**, **columbita-tantalita**, en ganga de **cuarzo**.

El ámbito encajante de la mineralización son las facies de pizarras y grauwacas del Complejo Esquisto-Grauwáquico precámbrico.

Finalmente, hay que resaltar que las características del indicio, en cuanto a morfología, disposición de la mineralización, paragénesis y sucesión mineral, así como su situación en el exocontacto, en torno al batolito de Piedras Albas, lo encuadran desde el punto de vista tipológico en el **tipo I.- Mineralizaciones filonianas peribatolíticas y diques pegmoaplíticos**. de GUMIEL (1980).

Indicio de U-Pb "El Sordomudo"

Se encuentra situado en la carretera de Piedras Albas-Zarza La Mayor. Se trata de un pequeño indicio de carácter filoniano en el que se observan una serie de filoncillos de cuarzo de dirección principal N 40° E buzando aproximadamen-

te 70° NW. Los filones tienen potencias que oscilan entre 2 y 6 cm. y a menudo se observan brechificaciones locales. Las potencias de las cajas filonianas se aproximan a 1 metro.

Las labores mineras son de muy pequeña envergadura y se restringen a una serie de calicatas siguiendo la dirección de los filones y de dimensiones aproximadas 10 x 1 x 1'5 metros. No obstante, la corrida de los filones puede ser interesante, llegando a alcanzar los 800 metros.

La paragénesis mineral está constituida por **autunita**, saleita, óxidos negros y demás fosfatos de uranio en ganga de cuarzo. Como minerales metálicos acompañantes destacan galena y esfalerita, las cuales son muy abundantes en este indicio.

Por consiguiente se trata de un indicio filoniano intragranítico de uranio y pertenece al tipo: "Filones hidrotermales en rocas ígneas" de ARRIBAS (1975).

5.2 CANTERAS

No existen explotaciones actuales de rocas industriales de cierta entidad, ahora bien en las proximidades de la presa de Alcántara se localiza una cantera abierta en el granito de dos micas de Estorninos de donde se extrajo material para su uso en la presa.

En general como áridos pueden emplearse los materiales graníticos, no obstante siempre será necesario una previa selección de zonas debido a la fuerte alteración existente que en algunos casos puede obligar a abrir frentes bastantes amplios que incidirá en gran manera en la rentabilidad.

Por otro lado, también existen explotaciones aisladas y temporales en los materiales del C.E.G. con fin de uso rústico y/o para áridos, sobre todo en la zona afectada por metamorfismo de contacto donde muy esporádicamente se forman "corneanas". Un ejemplo de estas explotaciones se encuentra en la carretera de Alcántara a Portugal a 1 Km. de la desviación a la localidad de Estorninos.

Finalmente, también pueden ser usados para áridos las diabasas del haz de diques situado al sur de la Hoja, no obstante el escaso desarrollo de éstos unido a su alto grado de alteración, resta interés a estos materiales.

5.3 HIDROGEOLOGIA

La red hidrográfica de esta Hoja, está formada por el río Tajo y la rivera de Erjas, afluente de aquel, que forma a su vez frontera natural con Portugal.

Desde el punto de vista hidrogeológico cabe distinguir, dos tipos de materiales de comportamiento diferentes:

- a) Materiales precámbricos del C.E.G. con permeabilidad baja o nula tanto primaria como por fracturación, ya que, aunque ésta puede ser importante, las fracturas o diaclasas suelen presentarse selladas.
En consecuencia, a parte de los puntos existentes, siempre de escaso caudal, no será posible, en principio, alumbrar aguas subterráneas por lo que, y debido a la importante escorrentía superficial, resultado de la baja permeabilidad de estos materiales, la forma más común de almacenamiento de agua, sobre todo para fines ganaderos, es la construcción de pequeñas presas de tierra en zonas de vaguadas o regatos.
- b) Materiales graníticos. Es en estos materiales donde se encuentran las mayores posibilidades de alumbrar aguas subterráneas debido, sobre todo, a que la alteración y disgregación del granito, al menos en algunas zonas, llega a ser muy importante. Este hecho, que produce una porosidad relativamente elevada, unido al grado de fracturación y diaclasado hace que con pozos bien diseñados puedan conseguirse caudales medianamente aceptables en zonas preferentes.

6 BIBLIOGRAFIA

ALIA MEDINA, M. (1963).- "Rasgos estructurales de la Baja Extremadura". **Bol. R. Soc. Española Hist. Natur. (G).** 61 247-262.

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 Stvdia Geológica VI** págs. 29-48.

ALVARADO, A. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1951).- "Hoja nº 701 (Valencia de Alcántara)". **Inst. Geol. Min. de España. E.:** 1/50.000.

ARRIBAS, A. (1963).- Mineralogía y Metalogenia de los yacimientos españoles de uranio Valderrascón (Albuquerque). **Separata de Notas y Comun. de Instit. Geol. y Minero de España.** Num 70 (p.p. 5-23).

ARRIBAS, A. (1975).- "Carácteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio" **Stvdia Geológica t-IX** (7-63).

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,** nº 83, p.p. 93-98.

BARD, J.P.; CAPDEVILLA, R. y 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 1.

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.

BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1978). Mapa geológico de España. E.: 1/50.000 2ª Serie. Hoja nº 674-675 (7-27/8-27). Sever-Santiago de Alcántara. **IGME**.

BASCONES ALVIRA, L., MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L.G. (1980).- Mapa geológico de España. E.: 1/50.000 2ª Serie. Hoja nº 676 (9-27) Membrio. **IGME**.

BEA, F. (1976).- Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas. **Separata de Stvdia Geológica XI** págs. 25-73. Salamanca.

BOUMA, A.H. (1962).- "Sedimentology of zone flysch deposits". Elsevin, Amsterdam. 168 p.p.

BOUYX, E. (1962).- La edad de los esquistos de la Alcudia.- **Separata de Notas y Comun. del Inst. Geol. y Min. de España**. nº 66 (p.p. 197-200).

BOUYX, E. (1964).- Extensión de los terrenos ante-ordovicienses del sur de Ciudad Real (España Meridional). **Separata de Notas y Comun. del Inst. Geol. y Minero de España**, nº 76 (p.p. 249-254).

BOUYX, E. (1970).- "Contribución a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)". **Mem. del Inst. Geol. y Min. de España**.

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

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

CLOOS, H. (1925).- "Einführung in die tektonische Behandlung magmalischer Erscheinungen (Granittektonik)", **Gebrüder Borntraeger**, Berlin.

COTELO NEIVA, J.M. y LIMPO DE FARIA, F. (1955).- "Granitos do afloramento de Castelo Branco. Idanha a Nova e Gardunha" **Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal-Lisboa**. XXXVI, 53-66.

CORRETGE, L.G. (1970).- Contribución para el conocimiento del batolito Cabeza de Araya (Cáceres España). El microgranito granatífero cordierítico con megacrístales feldespáticos.- **Studia Geológica** III, 43-65.

CORRETGE, L.G. (1971).- Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres). Tesis doctoral. U. de Salamanca.

CORRETGE, L.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.

EGOZCUE D.J. y MALLADA D.L. (1876).- "Memoria Geológico-Minera de la Provincia de Cáceres". **Imprenta de Manuel Tello**. Madrid.

FLOOR, P. (1970).- "Session de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest-penninsulaire" **Bol. Geol. Min.** TLXXXI-II-III p. 245-248.

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1963).- "El dique diabásico del norte de Extremadura". **Notas y Coms. Instit. Geol. de España**. nº 69 (p.p. 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** nº 77 (129-164).

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1970).- "La existencia de pliegues en el complejo esquisto-grauváquico de la provincia de Salamanca" **Acta Geológica Hispánica**, T.V. pág. 105-108.

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1971).- "Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros". **Separata de Studia Geológica**, II, pag. 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 Acei-

teros 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 Gualija (Prov. de Cáceres, España)". **Faixa Piritosa Ibérica**. Lisboa 1977.

GONÇALVES, C. y TEIXEIRA LOPES, J.V. (1971).- "Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geológicos de sua descoberta e Valorização" **I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica**. Tomo II. Sección 4 - Investigación Minera. P-4-23.

GUMIEL, P. (1980).- "Essai sur la classification typologique des principaux gisements de Sn-W d'Extremadure (Espagne)" **Chonique Recher. Miniér.** (in litt).

GUMIEL, P. y SAAVEDRA, J. (1976).- Geología y metalogenia del yacimiento de Estibina-Scheelita de "San Antonio" Alburquerque (Badajoz). **Studia Geológica X**, p. 61-93.

GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971).- "Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres". *Est. Geolog.* vol. XXVII, p.p. 177-78.

HAMMANN, W. (1974).- Phacopina und cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spaen. **Senckenbergia lethaea**, 55 (1-5), pág. 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** (Trilobita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaín et de la Peninsule Iberique. **Senckenbergia lethaea**, 59 (4-6), págs. 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.* n° 38.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1939).- "Las sierras centrales de la Extremadura" **Las ciencias** año IV, n° 2. Madrid.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1954).- "Ensayo sobre tectónica paleozoica en Ex-

tremadura" **Publicaciones del Cons. Sup. de Invest. Cient. Real Sociedad Española de Historia Natural**. Tomo extraordinario. Homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, p.p. 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 nº 50 (p.p. 329-344).

HURTADO FERNANDEZ, A. (1971).- "Memoria de la hoja nº 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 nº 50**. Valencia de Alcántara.

I.G.M.E. (1971).- **Mapa Geológico E.: 1/200.000 nº 51**. Cáceres.

I.G.M.E (1975).- **Mapa Geotécnico General. E.: 1/200.000 núms. 50-51**. Valencia de Alcántara-Cáceres.

I.G.M.E. (1979).- **Proyecto de Investigación Geológico-Minera de la zona de Malpartida de Cáceres**.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, D. y CONDE, L. (1974).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E.: 1/1.000.000. **Servicio Publicaciones IGME**.

JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1974).- "Nuevos datos sobre el ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres)". **Separata de Breviaria Geológica Asturica**, Año XVIII. Oviedo nº 4 pág. 57.

KELCH (1957).- Stratigraphie und Tectonik der zentralen Extremadura im Bereich der westlichen Sierra de San Pedro (Spanien). **Münster 1977**.

LAVES, F. y SOLDATOS, K. (1963).- "Die Albit-Mikroklin Orientierungs-Beziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Deutung" **2. Krist**; 129, 69-102.

LOTZE, F. (1954).- "Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta" **Geotekt. Forsch**, 6, 78-92.

LOTZE, F. (1960).- "El precámbrico de España". **Notas y Com. Inst. Geol. y Min.** nº 60. Pág. 227-240.

LOTZE, F. (1969).- El Cámbrico de España. 1ª 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 suro-rientales: sus implicaciones geotectónicas". **Estudios geol.**, 32, 591-613.

MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1978).- Mapa Geológico de España, E.: 1/50.000. 2ª Serie. Hoja nº 702 (9-28). S. Vicente de Alcántara. **I.G.M.E.**

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑON, L.G. (1980).- Mapa Geológico de España E.: 1/50.000. 2ª Serie. Hoja nº 703 (10-28). Arroyo de la Luz. **I.G.M.E.**

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. (1967-68).- Theses - 1ª T. Contribution a l'étude géochronologique par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. **Bol. Mus. e Labor. Min. e Geol. de Fta. de Ciencias. Vol. 11º. Fasc. 1º.**

MIYASHIRO, A. (1975).- "Classification, characteristics and origin of ophiolites". **Journal of Geology**, 83, 249-281.

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 Tago (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, p.p. 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. Astúrica.** Año XX, nº 1. OVIEDO.

OEN ING. SOEN (1970).- "Granite intrusion Folding and Metamorphism in Central northern Portugal". **Bol. Geol. Esp.** 1970/6 T. 81, nº 2.

PARGA, J.R. (1969).- Sistema de fracturas tardihercénicas del Macizo Hespérico. **Trabajos del Lab. de Lage.** nº 37. p. 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.** nº 40. **Bol. Geol. y Min.,** t. 82, fasc. III y IV págs. 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).

PEREZ REGODON y SOS BAYNAT (1963).- "Hoja geológica de Cañaveral". **Inst. Geol. y Min.** Hoja nº 650.

RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1955).- "El sinclinal del Guadarranque" (Cáceres). Contribución al estudio de la estratigrafía del Silúrico hispano. **Estudios Geológicos,** núms. 27 y 28 (Tomo XI).

RAMSAY, J.G. (1967).- *Folding and fracturing of rocks.* McGraw-Hill, New York, N.4, 568 p.

ROSO DE LUNA, I. y HERNANDEZ PACHECO (1941).- Mapa Geológico E.: 1/50.000. Hoja nº 702 S. Vicente de Alcántara. **I.G.M.E.**

SCHMIDT TOME, P. (1950).- "Basamento paleozoico y cobertera en la parte occidental de la España Central". (Prov. de Salamanca y Cáceres). **Public. extranjeras sobre Geología de España.** t. v. Madrid.

SCHMIDT, H.J. (1957).- *Stratigraphie und Tektonik des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüsse Tajo und Alagon (Spanien).* **Munster** Junio 1977.

SCHOTT, J.J., MONTIGNY, R. y THVIZAT, R. (1981).- "Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitations to the rotation of the Iberian Peninsula since Middle Jurassic" **Earth and Planetary Science Letters,** 53, 457-470.

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 Instituto Geol. y Minero de España.** II Trimestre, nº 50 (p.p. 195-233).

TEIXEIRA, C. y THADEU (1969).- "El Devónico en Portugal". **Bol. R. Sc. Esp. H.N.Y.** 67, nº 2. Reseña de H.P. 1969.

TEMPLADO, D. y ALVARADO, A. (1946).- Mapa Geológico Nacional. E.: 1/50.000. Hoja nº 703 (Arroyo de la Luz). I.G.M.E.

TENA-DAVILA RUIZ, M. y CORRETGE CASTAÑON, L.G. (1980).- Mapa Geológico de España. E.: 1/50.000. 2ª Serie. Hoja nº 704 (11-28) Cáceres. I.G.M.E.

THADEU, O. (1951).- "Geologia e jazijos de Chumbo e Zinco de Beira Baixa" **Boll. Soc. Geol de Portugal**. IX. 1-44.

TORRE DE ASUNÇAO, C. (1969).- "Sur la pétrographie du Compexe schistes et gravacoes 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-Bejar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)". **Separata de Stvdia Geológica**, X, pág. 31-43. Salamanca, 1976.

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, p.p. 225-231, nº 3.

VEGAS, R. (1971).- "Precisiones sobre el cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz". **Est. Geol.** Vol. XXVII, p.p. 419-425. Octubre 1971.

VEGAS, R. (1971).- Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la prov. de Cáceres (Extremadura española). **Bol. Geol. Min. de Esp.** T. 82 p. 351-358.

VEGAS, R. (1974).- Repartición de las series anteordovícicas del S.O. de España. **Bol. Geol. y Minero**. Tomo 85 (2). Págs. 157-170.

VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MORENO, F. (1977).- Significado del complejo esquistoso grauváquico en relación con otras serie "pre-arening" de España Central. **Stvdia Geológica**. XII p. 207-215.

WEIBEL, M. (1955).- "Zur Lagerstättenkunde Westspaniens. Überblick über die Petrographie und mineralogische Beschreibung der Lagertätten Zentral-Extremaduras". **Heidelbg. Beitr. Min. Petr.**, 4, p.p. 379-411.



**INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA**

RIOS ROSAS, 23 MADRID-3



**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**