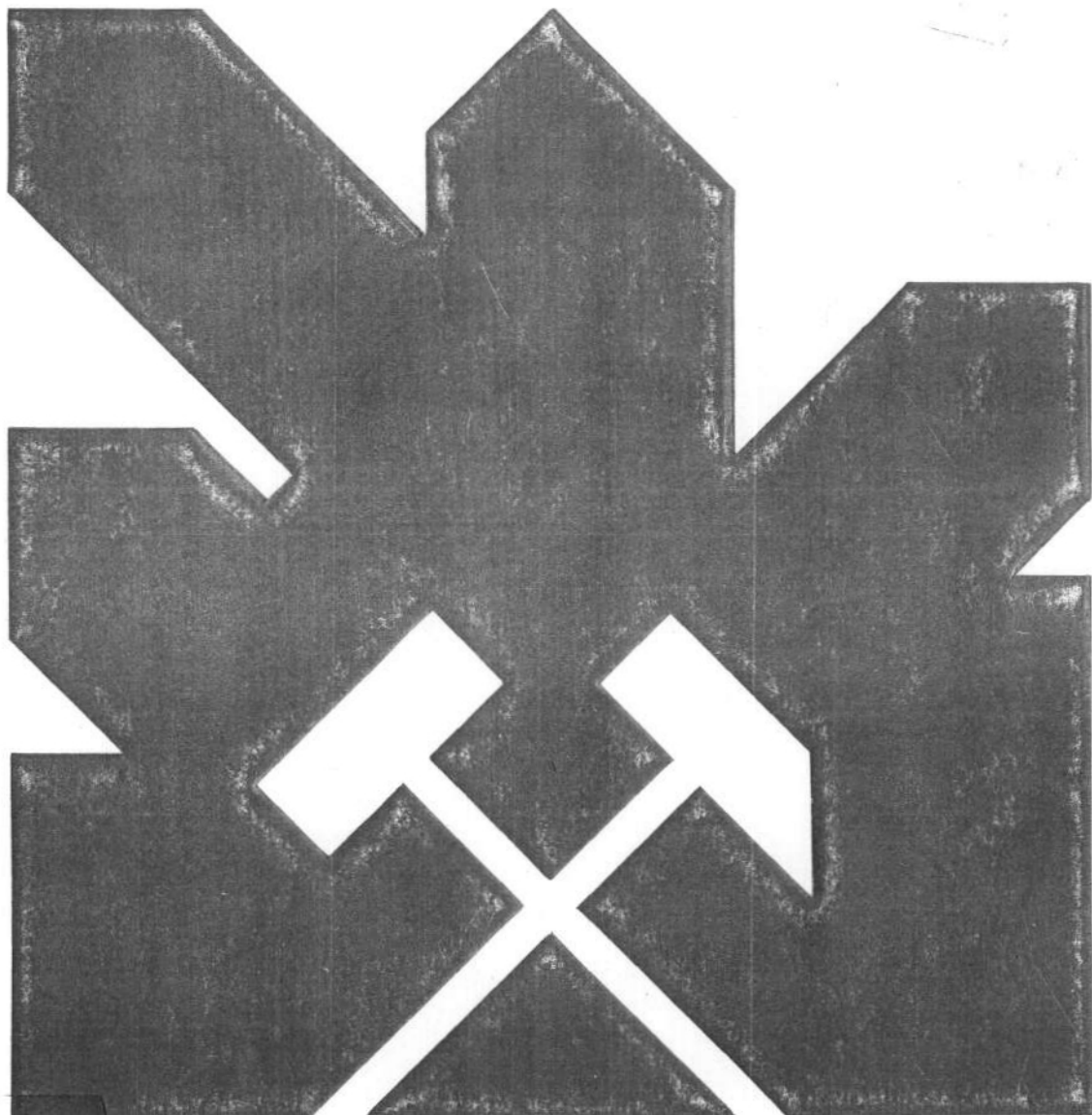


MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA  
COMISARIA DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

**INVESTIGACION GEOLOGICO-MINERA DEL SECTOR  
DE LA HOJA A ESCALA 1: 50.000 DEL MTN.**

**(ALCUESCAR)**



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

7

10667

## I N D I C E

	<u>Pág</u>
1. INTRODUCCION .....	1
1.1. PRECAMBRICO .....	2
1.1.1. Grauvacas y pizarras .....	2
1.1.2. Grauvacas y pizarras mosqueadas PCM .....	5
1.2. ORDOVICICO .....	5
1.2.1. Cuarcitas masivas $O^1_{12}q$ (Arenig inferior) .....	5
1.2.2. Cuarcitas masivas con metamorfismo de con- tacto $O^1_{12} qM$ .....	6
1.2.3. Pizarras y cuarcitas $O^{2-3}_{12} f$ (Arenig Supe- rior) .....	6
1.2.4. Pizarras y cuarcitas con metamorfismo de contacto $O^{2-3}_{12} fM$ .....	8
1.3. SILURICO-DEVONICO .....	8
1.3.1. Cuarcitas en bancos S-D (Silúrico-Devóni- co Inferior) .....	8
1.3.2. Pizarras grises y cuarcitas $D_{21}$ (Eifelien- se) .....	9
1.3.3. Cuarcitas $D_{2-3} q$ (Devónico Medio) .....	10
1.3.4. Pizarras y cuarcitas $D_{2-3} f$ (Devónico Su- perior) .....	11

	<u>Pág</u>
1.4. CARBONIFERO .....	11
1.4.1. Conglomerados, grauvacas y pizarras Hcg ..	12
1.4.2. Calizas Hc .....	14
1.4.3. Cuarcitas Hq .....	15
1.4.4. Cuarcitas con metamorfismo de contacto H <sub>q</sub> M.	16
1.4.5. Grauvacas y pizarras Hf .....	16
1.4.6. Grauvacas y pizarras con metamorfismo de -- contacto HfM .....	18
1.4.7. Edad y Problemas .....	19
1.5. PLIOCUATERNARIO .....	22
1.5.1. Conglomerados con matriz margo-arenosa T <sub>2</sub> <sup>B</sup> Q <sub>1</sub>	22
1.6. CUATERNARIO .....	23
1.6.1. Coluviones Qc .....	23
1.6.2. Aluviones Q Al .....	23
2. TECTONICA .....	24
2.1. PLEGAMIENTO SARDICO .....	25
2.2. PLEGAMIENTO HERCINICO .....	25
3. HISTORIA GEOLOGICA .....	28
4. PETROLOGIA .....	30
4.1. NEISES 5 <sup>2</sup> .....	30
4.2. GRANITO DE ALBALA .....	31

	<u>Pág</u>
4.2.1. Leucogranito moscovítico <sup>2</sup> <sub>m</sub> .....	32
4.2.2. Granito de dos micas <sup>2</sup> <sub>b</sub> m .....	33
4.2.3. Granito adamellítico porfídico biotítico <sup>2</sup> <sub>b</sub> .....	34
4.3. ROCAS FILONIANAS .....	35
4.3.1. Leucogranito moscovítico porfídico FO .....	35
4.3.2. Cuarzo FQ .....	36
4.4. ROCAS VOLCANICAS .....	36
4.4.1. Diabasas E .....	36
4.4.2. Riolitas .....	37
4.5. METAMORFISMO REGIONAL .....	38
4.6. METAMORFISMO DE CONTACTO .....	38
4.7. QUIMISMO .....	39
5. GEOLOGIA ECONOMICA .....	41
5.1. MINERIA Y CANTERAS .....	41
5.2. HIDROGEOLOGIA .....	42
6. BIBLIOGRAFIA .....	43

La presente hoja y memoria ha sido realizada por IBERGESA durante el año 1980 con normas y dirección del IGME, habiendo intervenido en la misma:

GEOLOGIA DE CAMPO: Monteserín López, V.  
Pineda Velasco, A  
Gil Serrano, G.

SINTESIS Y MEMORIA: Monteserín Lopez, V.

PETROLOGIA Y MEMORIA: Pérez Rojas, A.

COLABORACIONES:

Los análisis químicos fueron realizados por el Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la U. de Salamanca.

Los estudios micropaleontológicos de esporas y polen por Fonollá Ocete F. de la U. Complutense de Madrid.

La sedimentología de la base del Carbonífero por Cámara - Rupelo P.

SUPERVISION IGME: Barón Ruiz de Valdivia, José M<sup>a</sup>.

## I. INTRODUCCION

Geográficamente la Hoja de Alcuescar está situada en el Centro-Sur de la provincia de Cáceres, y son en ella escasos los núcleos urbanos de interés, de los que mencionamos el ya citado de Alcuescar, Aldea del Cano, Casas de D. Antonio y Albalá. Está bien comunicada pues la cruzan de Norte a Sur el ferrocarril Cáceres-Mérida y las carreteras nacionales Gijón-Sevilla y Cáceres-Badajoz. El clima es continental con veranos secos y calurosos e inviernos lluviosos aunque no muy fríos. El desarrollo económico se basa más en la ganadería que en la agricultura.

Geológicamente la Hoja se sitúa en el macizo ibérico y concretamente en el borde Sur de la Zona Centroibérica, según el esquema paleogeográfico establecido por JULIVERT, M. et al (1974) y basado en LOTZE, F. (1945) La Sierra de S. Pedro es un sinclinorio paleozoico de rocas principalmente detríticas, en posición discordante sobre un precámbrico pizarroso-grauvágico que se extiende a Norte y Sur de la misma. En el margen oriental y encajado en las rocas precámbricas, se sitúa el batolito de Albalá.

Morfológicamente se diferencian tres zonas, basadas como es natural en diferencias litológicas. Al suroeste la Sierra de San Pedro cruza la Hoja según las directrices hercínicas. Los materiales que la componen como son cuarcitas, pizarras, grauracas... etc dan un relieve geomorfológicamente invertido con las cotas más altas del área, siendo el punto culminante el Monte Canaleja con 710 m. Al Este la fisonomía es distinta, pues las rocas plutónicas dan la topografía característica de esta clase de materiales con cotas más bien bajas, de irregular distribución y un relieve de tipo berrocal. Entre ambas, es decir, entre los materiales paleozoicos y las rocas plutónicas se extiende una penillanura resultado de la erosión de las pizarras y grauvacas precámbricas y sobre la que se asientan numerosas dehesas. Esta llanura solo se ve interrumpida por el Río Ayuela, muy superficial y de escaso caudal, que implica una capacidad erosiva muy pe-

queña.

Son numerosos los trabajos realizados en esta zona dada la importancia minera de la misma, así en lo que respecta a los granitos (s.l.) - caben destacarse los de ARRIBAS, A. (1962,1974), CORRETGE L.G. (1971), CORRETGE L.G. et al (1978) y SAAVEDRA J. (1974 a-b, 1975, 1976 a-b). Respecto a geología general resaltamos los de BARBA MARTIN, A. et al (1978), BASCONES ALVIRA, L. et al (1978), BOSCHMANN, H.G. (1956), KELCH, H.J. (1957) y SANTOS GARCIA, J.A. et al (1978).

### 1.1. PRECAMBRICO

#### 1.1.1. Grauvacas y pizarras

La formación pizarrosa-grauvápica ocupa aproximadamente un tercio de la Hoja. Morfológicamente forma los relieves más deprimidos, que corresponden al núcleo de grandes estructuras anticlinoriales arrasadas, extendiéndose hacia el Norte como una llanura peneplanizada que se continúa fuera de la zona que nos ocupa. Hacia el Este, esta penillanura precámbrica está intruída por el batolito de Albalá y hacia el Sureste presenta un contacto tectónico con los materiales carboníferos. Su límite inferior es desconocido y el superior está definido en esta Hoja por la discordancia con los sedimentos paleozoicos.

Esta serie fué definida en Portugal con el nombre de "Complejo esquistograuváquico" por CARRINGTON DA COSTA, J. (1950) y TEIXEIRA, C. (1955) y también con el nombre de "Beira schists" por SCHERMERHORN, G. (1955). - Es equivalente a otros conjuntos litológicos del macizo ibérico como son las "Pizarras de Alcudia" de BOUYX, E (1962) o las capas de Valdelacasa - descritas entre otros por LOTZE, F. (1956), GUTIERREZ ELORZA, M. et al (1971) y PARGA J.R. et al (1972).

La serie está constituída por grauvacas y pizarras, sin que pueda establecerse una serie estratigráfica, ni tan siquiera esquemática, debido a la intensidad del plegamiento y al carácter tan monótono y con tan pocos términos llamativos que presenta. Típicamente, las pizarras y las grauvacas alternan en tramos de escala decimétrica, re saltando entonces los bancos grauváquicos más resistentes sobre los pizarrosos más deleznable por una mayor proporción arcillosa. Estas pizarras son con frecuencia grauvacas de grano muy fino. Hacia el Suroeste y también al Sur de la sierra de S. Pedro aumentan los conjuntos litológicos más finos quedando las alternancias reflejadas por un bandeo centimétrico claro oscuro de tonos verdosos. Se observan en algunos puntos estructuras sedimentarias de tipo estratificación cruzada y granoselección. HERRAZ, P. et al (1977) atribuyen a esta formación un origen turbidítico.

La potencia según el corte realizado en el Río Ayuela y esquematizado en la cartografía es superior a los 1.500 m.

La serie está afectada por un metamorfismo de grado muy bajo empleando la terminología de WINKLER, H.G.E. (1978) y presenta unos caracteres microscópicos bastante constantes.

Las grauvacas son grises, con tonalidades verdosas o amarillentas por alteración, y de grano medio a fino. Microscópicamente se han definido como metagrauvacas. Estas tienen textura biastosamítica - de grano fino, puesta de manifiesto por la presencia de clastos de hasta 0,5 mm de tamaño máximo, que están rodeados por una matriz microcristalina algo recristalizada y generalmente orientada, que suele constituir del 60 a 70% de la roca. Los clastos presentan formas variadas, siendo los más abundantes los equidimensionales, alargados o elip



soidales. Se encuentran indistintamente con bordes angulosos o redondeados. El 70 u 80% de los clastos corresponde a cuarzo, que en numerosas ocasiones es de origen ígneo, como evidencia la presencia de - golfos de corrosión relativamente frecuentes. Al cuarzo siguen en - abundancia los fragmentos de pequeñas plagioclasas redondeadas macladas, según la ley de la albita. En casi todas las rocas aparecen también clastos de chert, mientras que los fragmentos de cuarcitas, filitas o moscovitas son de rara aparición. La matriz, generalmente dominante, presenta orientación mediana a buena. Está constituida por cantidades variables de cuarzo micro a criptocristalino y minerales micáceos, entremezclándose todos ellos o formando pequeños y delgados lechos monominerales. Los filosilicatos que forman la matriz son sericitica y biotita o clorita. Los minerales accesorios de común aparición son: algo de grafito, minerales opacos, óxidos de hierro o pequeños - circones y turmalinas.

Las pizarras son grises a negras, más claras por alteración. Petrográficamente son filitas y muestran texturas granoblástica y lepidoblástica.

De las grauvas, por desaparición progresiva de los clastos y reducción de su número, se pasa a las filitas. Mineralógicamente no suelen tener diferencias con las grauvas, salvo una mejor recristalización y disposición en bandas de los filosilicatos.

La serie descrita pizarroso-grauváquica es azoica, por tanto su edad debe deducirse de su posición estratigráfica tanto en lo que concierne al área que nos ocupa, como a zonas más alejadas de ella. En la continuación hacia el Noroeste de la Sierra de S. Pedro y en la Hoja de Arroyo de la Luz, PINEDA, A. et al. (1979), está a muro de pizarras y cuarcitas en las que se detectaron trilobites e icnofósiles clasificados como Arenig Medio-bajo. En trabajos anteriores sobre esta región BOSCHMANN, H.G. (1956) KELCH, H.J. (1957) y SCHMIDT, H.J. (1957)

le atribuyen edad Precámbrica. Estudios regionales más recientes de autores como LOTZE (1966), HERRAZ, P. et al. (op. cit.) y VEGAS, R. et al (1977), entre otros, inciden en una edad Precámbrico Superior.

### 1.1.2. Grauvacas y pizarras mosqueadas PCM

Se extienden por el bordel del batolito de Albalá, y pueden alcanzar de 1 a 1,5 km. a partir del mismo. Las rocas del "Complejo esquisto-grauváquico" se cargan de minerales micáceos, los cuales se manifiestan netamente sobre todo en las alternancias pelítico-grauváquicas, debido a la difusión diferencial de la estructura mosqueada, aunque también son muy evidentes en los términos exclusivamente finos. Tanto éstos como las metagrauvacas pasan a micaesquistos y calcoesquistos con blastos tardíos de clorita, moscovita y biotita.

## 1.2. ORDOVICICO

### 1.2.1. Cuarcitas masivas $O^1_{12}q$ (Arenig inferior)

Sobre el Precámbrico pizarroso-grauváquico se sitúa un tramo cuarcítico que es base del Ordovício del área. Su presencia es constante en toda la base de la Sierra de San Pedro faltando únicamente en algunos puntos por influencia de la tectónica.

El límite inferior es la serie precámbrica infrayacente y el superior viene dado por un cambio brusco de morfología que es el paso a un tramo del Ordovícico más pizarroso.

Se dispone estas cuarcitas de una forma tableada en bancos normalmente deci o centimétricos separados por finos niveles milimétricos de pizarras silíceas moscovíticas. Los bancos pueden llegar a alcan-

zar los 0,5 m. de potencia.

En algunos puntos los términos cuarcíticos son casi microconglomeráticos y los clastos pueden alcanzar los 5 mm. Son frecuentes las estratificaciones cruzadas.

La edad Arenig inferior se hace por correlación con la fauna encontrada en la Hoja de Arroyo de la Luz PINEDA A. et al (op.cit) y más por una datación de trilobites (Arenig medio-bajo) que por los icnofósiles encontrados en la citada zona.

La potencia de este tramo es de 80 m.

Al microscopio se presentan como unas cuarcitas generalmente granoblásticas de grano fino, formadas por granos de cuarzo de bordes poligonales o redondeados. Contienen a veces pseudomorfos sericíticos de probables feldespatos alterados además de alguna moscovita detrítica, minerales opacos y circón. En algunas cuarcitas muy puras se observa un cemento silíceo recristalizado en continuidad óptica con los clastos, mientras que en otras éste es de carácter ferruginoso.

#### 1.2.2. Cuarcitas masivas con metamorfismo de contacto $O_{12}^1$ qM

Nos referimos a las cuarcitas del borde Sureste próximas al macizo granítico de Albalá, que adquieren un grado de metamorfismo relativamente elevado (corneanas) con crecimiento sobre todo de andalucita.

#### 1.2.3. Pizarras y cuarcitas $O_{12}^{2-3}$ f (Arenig Medio-Superior)

Concordantemente sobre las cuarcitas anteriormente descritas se encuentra una serie fundamentalmente pizarroso-cuarcítica que da una depresión morfológica entre las cuarcitas citadas y las del Arenig Supe

rior que es el siguiente nivel individualizado en cartografía.

El tramo es muy variado con frecuentes cambios de facies. Se compone de una sucesión pizarroso-cuarcítica, de pizarras arenosas y silíceas moscovitizadas en alternancia con cuarcitas blanco-grisáceas en bancos que pueden alcanzar los 0,5 m. de potencia, pero que normalmente tienen entre 10 y 15 cm. Los tonos generales suelen ser muy característicos, normalmente amarillentos.

Al microscopio las cuarcitas son blastosamíticas o, más comúnmente, granoblásticas. En el primero de los casos, la matriz es sericitica, intersticial entre los clastos y muy ligeramente recristalizada. Lo más común es que el cuarzo presente grano fino, forma equidimensional o muy ligeramente alargada y bordes redondeados o algo poligonales. Al cuarzo suelen acompañar plagioclasas macladas de igual morfología o feldespatos potásicos caolinizados, llegando a veces a pasar estas cuarcitas feldespáticas a verdaderas arcosas. Las moscovitas detríticas, curvadas y algo orientadas son también de frecuente aparición. Los minerales accesorios son óxidos de hierro, grafito, minerales opacos, circón, turmalina y rutilo o esfena. Un carácter de estas cuarcitas que se va a repetir en todas las del paleozoico, es la abundancia relativa de minerales pesados.

Los niveles pelíticos están constituídos por filitas sericitico-cloríticas con algo de cuarzo o plagioclasas clásticas, fragmentos de micas e impregnación ferruginosa. Su grado de recristalización y orientación es menor que el que se ha observado en las filitas precámbricas. En general la serie de metapelitas de la formación suprayacente es bastante monótona, por lo que se insistirá poco en su descripción.

La potencia es de unos 300 m. sin poder precisar más debido a la posición discordante de los materiales carboníferos suprayacentes.

La edad pudo determinarse debido al hallazgo de fauna fósil en la Hoja de Arroyo de la Luz, PINEDA, A. et al (op.cit). En la parte

media de la formación, la fauna de trilobites unida a restos fosilíferos definió una edad Arenig medio a bajo, mientras en la parte más baja restos de braquiópodos indicaban solamente un Ordovícico inferior.

#### 1.2.4. Pizarras y cuarcitas con metamorfismo de contacto

0 <sup>2-3</sup>  
12 fm .

Las pizarras y cuarcitas descritas anteriormente sufren un proceso de metamorfismo debido a la intrusión granítica de Albalá. Se manifiesta claramente el crecimiento de andalucita, adoptando en estos casos la fracción pizarrosa una apariencia esquistosa. En los términos más groseros de la fracción cuarcítica se detecta una mayor abundancia de los minerales micáceos.

### 1.3. SILURICO-DEVONICO

#### 1.3.1. Cuarcitas en bancos S-D (Silúrico - Devónico Inferior)

Reposan mediante contacto tectónico sobre los materiales precámbricos y ordovícicos. Es una formación esencialmente cuarcítica que sobresale morfológicamente pues a techo tiene una formación fundamentalmente pizarrosa. La relativa delgadez de los bancos cuarcíticos y el hecho de que alternen con pizarras da como resultado un relieve de cimas redondeadas al contrario que otras formaciones cuarcíticas que suelen dar "crestas".

Se compone de una sucesión de bancos cuarcíticos centi a decimétricos a veces alternando con estratos pizarrosos de igual potencia. Suelen tener tramos amarillento-verdosos y en la superficie de estratificación es frecuente observar "ripples marks" de interferencia así como estructuras de carga "Load cast". En dicha superficie es muy abundante la mica (moscovita)

Los términos pizarrosos son grises, frecuentemente micáceos y con bandeo centimétrico claro-oscuro dependiendo de la proporción más o menos abundante de material areniscoso.

Por su parte las cuarcitas en fresco son grises y a veces tienen manchas ocres de tamaño milimétrico. En el afloramiento son pardo--amarillentas y presentan a veces un teñido cortical ferruginoso de escala centimétrica.

Microscópicamente, las rocas de esta formación son idénticas a las del Arenig medio  $O_{12}^{2-3}$  f.

La potencia puede alcanzar los 400 m.

### 1.3.2. Pizarras grises y cuarcitas $D_{21}$ (Eifeliense)

Son concordantes con la formación anterior siendo el paso de unos materiales a otros de forma gradual, si bien laminan en algún punto, tectónicamente, a la formación anterior llegando a reposar sobre las rocas precámbricas. En esta Hoja los afloramientos son escasos debido a los materiales coluvionares que rodean a la formación superior de cuarcitas  $D_{2-3}$  q.

Las facies son similares a las de la formación anterior, sólo que aquí domina ampliamente la formación pizarrosa, que adopta unos tonos grises, grano fino y no micáceas.

Las características microscópicas son semejantes a las descritas anteriormente.

En varios lugares de la Hoja de Arroyo de la Luz PINEDA VELASCO, A. et al (op. cit.) proporcionó fauna de braquiópodos, trilobites y pelecípodos que dieron una edad Eifeliense.

Las potencias de esta formación pizarroso-cuarcítica suelen oscilar alrededor de los 250 m.

### 1.3.3. Cuarcitas D<sub>2-3</sub> q (Devónico Medio)

En contacto normal con la formación anterior y presentando respecto a ella un contraste morfológico muy neto, aparece un tramo - cuarcítico que da origen a las cotas de mayor altitud de la Hoja, al superponerse a techo una nueva serie pizarroso-cuarcítica.

Se componen de cuarcitas grises a gris-oscuras de grano fino casi siempre, aunque muy localmente el tamaño de grano puede crecer y tomar un aspecto casi microconglomerático. Son en general muy puras de bancos de 30 cm. a 1 m. Presentan patina ferruginosa y a veces un teñido cortical centimétrico verdoso. También se encuentran basalmente areniscas ferruginosas con interestratificaciones de limonita centi a decimétricas que en otros puntos fuera de la zona adquieren cierta importancia.

La parte más alta de la formación es rica en nódulos centimétricos y discoidales de hematites. Esta al meteorizarse y desaparecer deja los fragmentos cuarcíticos encajados de huequecillos lo cual puede ser un carácter bastante distintivo de estas cuarcitas bien reconocible en sus coluviones.

Al microscopio las cuarcitas presentan textura granoblástica y están constituidas por cuarzo de grano fino a medio, que forman cristales algo alargados y con los bordes de ellos ligeramente indentados. De forma dispersa pueden aparecer a veces unos agregados limoníticos redondeados. Otros componentes de estas rocas son pequeños granos de minerales opacos y cristales de turmalina.

Es pobre en fósiles aunque abundan los icnofósiles.

La potencia puede alcanzar los 200 m.

#### 1.3.4. Pizarras y cuarcitas D<sub>2-3</sub> f (Devónico Superior)

Están en posición concordante sobre la formación anterior. En ésta Hoja presenta dificultades el reconocimiento de los afloramientos debido sobre todo a los materiales coluvionares desprendidos de la formación anteriormente descrita. Es muy similar ésta serie a las pizarras del Eifeliense (D<sub>21</sub>). Son como aquellas, pizarras grises que intercalan bancos cuarcíticos de tonos ocres por alteración. En ocasiones ambas litologías alternan con potencias decimétricas en tramos de hasta 1 m.

Las facies pelíticas de este nivel, lo mismo que todas las del sistema Devónico presenta una gran uniformidad en sus caracteres microscópicos, independientemente de su posición estratigráfica. Presentan - textura lepidoblástica definida por la disposición orientada de la sericita de grano muy fino que es el principal componente de las rocas.

En este tramo KELCH, H.J. (1957) menciona fauna de edad muy similar a la encontrada en cuarcitas a techo de esta formación en la Hoja de Arroyo de la Luz, PINEDA, A. et al (op.cit.), y que se clasificaron de edad Fameniense.

En esta zona no se puede precisar la portencia por desconocer el techo de la formación, si bien en áreas próximas es de unos 90 m.

#### 1.4. CARBONIFERO

Sobre los sedimentos, fundamentalmente detríticos, anteriormen



te descritos se extiende una potente serie de composición muy variada, en la que se diferenciaron las siguientes litologías: Una formación compuesta principalmente por conglomerados y grauvacas (siempre basal), un lentejón calcáreo a techo de la anterior y una serie masiva (en ocasiones basal por cambio de facies con los conglomerados Hcg) formada por grauvacas, pizarras y cuarcitas en las que individualizamos, además de las citadas cuarcitas, rocas volcánicas, ácidas y sobre todo básicas. Conglomerados, grauvacas, pizarras y cuarcitas presentan entre sí, frecuentes y rápidos cambios de facies perceptibles muchas veces a escala de foto aérea.

Como se puede deducir de la cartografía, entre estos sedimentos y los materiales infracarboníferos hay una discordancia.

#### 1.4.1. Conglomerados, grauvacas y pizarras Hcgf

Se sitúan en el borde Norte de la macha carbonífera discordantes con el sustrato. En el contacto con el Ordovícico (Ferrocarril Cáceres-Mérida) apenas se percibe el ángulo de discordancia, siendo el buzamiento de los tramos basales de la formación de unos 20°, buzamiento - que hacia el techo se va verticalizando.

El conglomerado es poligénico y heterogranular, los cantos - son fundamentalmente de composición cuarcítica, si bien hay de todos - los tipos de rocas existentes antes de su formación: pizarras, vulcanitas de diferentes tipos, calizas e incluso granitos.

Como se deduce de la Fig. 1 la sedimentación de la parte basal de la formación conglomerática se hace en forma cíclica.

Los depósitos de fondo de canal, son en el paleocanal basal, - muy gruesos y muy poco evolucionados; su tamaño puede alcanzar 1 m. sien

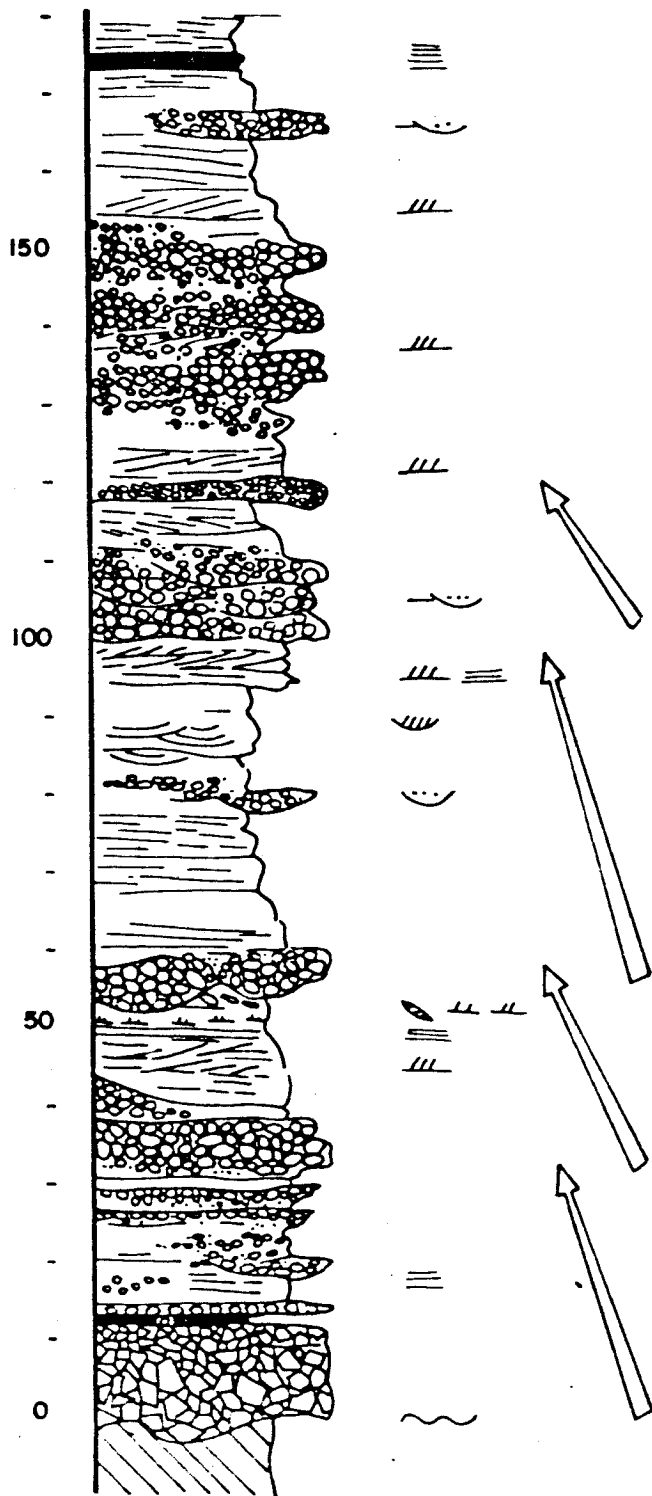


FIGURA.- 1 COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA BASE DEL CARBONIFERO EN EL CORTE DEL FERROCARRIL CACERES-MERIDA

do lo normal que tengan 20-30 cm. En el resto de los paleocanales, los depósitos de fondo tienen menores granulometrías, ya que no suelen superar los 10 cm., aunque son en general muy evolucionados. En estos depósitos de fondo se observan, en ocasiones, cicatrices de erosión que son nuevamente rellenas por materiales gruesos.

Hacia el techo de cada ciclo, el canal se colmata con términos grauváquicos o microconglomeráticos, ya que los clastos pueden alcanzar 5 mm. aunque lo normal es que sean de 1 ó 2 mm. Los clastos son en general subangulosos presentando fragmentos de roca, chert y cuarzo. Son numerosas las estructuras sedimentarias que se observan en las grauvacas: Laminación paralela, laminación cruzada, estratificación cruzada, ripples ... etc. Hay ocasiones en que el paso de estos materiales finos, a los de mayores granulometrías no es un paleocanal pues no se detecta cicatriz de erosión alguna, siendo en cambio un tránsito gradual aunque en muy reducido espacio. También es frecuente observar la presencia de algún canto grande de cuarcitas, aislado entre las grauvacas masivas.

En el corte del ferrocarril a la altura de C<sup>a</sup> Arranca Jaras (x 367,8 y 514,2) y en el techo de la formación, hay un paleocanal con características propias que describimos a continuación. Los cantos o bloques son muy evolucionados y con frecuencia alcanzan los 30 cm. La composición es muy variada pues los hay de cuarcita, arenisca, diabasas y calizas. Estas últimas son unas veces oolíticas o bien masivas, otras ricas en fauna de lamelibranquios y braquiópodos. Todos ellos están encajados en una matriz grauváquica que probablemente tiene un alto contenido de carbonatos.

Las cuarcitas y areniscas no son abundantes en ésta formación, si bien parecen adquirir cierta importancia en el borde Noroeste, en la terminación lateral de la misma y también en la continuación lateral, ya en la Hoja de Miajadas en la que fueron descritas por BARBA MARTIN, A. et al. (1978).

Menos importancia tienen los niveles ampelíticos, con características sapropélicas, muy esporádicos y de escasa potencia ( $\approx 1m$ )

Estas litologías se depositaron como abanicos, cercanos a la línea de costa, a favor de una pendiente topográfica y en forma canalizada. La repetición de los ciclos es en orden positivo.

El paso de este conlunto litológico, al conjunto grauváquico-pizarroso  $H_f$ , con cuarcitas individualizadas es muy rápido, como se deduce de los cortes geológicos de la cartografía, además de las observaciones de campo.

La potencia estimada es de unos 650 metros en el corte del ferrocarril Cáceres-Mérida.

Al microscopio están formados por cantos grandes de todas las rocas metamórficas precarboníferas, como así mismo por fragmentos de rocas graníticas. La matriz que une esta formación poligénica es de carácter grauváquico y presenta los mismos caracteres microscópicos que las grauvacas que se describen posteriormente.

#### 1.4.2. Calizas Hc

Aparecen de forma lèntejonar y con notables procesos de karstificación. El límite inferior o basal forma casi siempre una zona deprimida por lo que es difícil observar su relación con el sustrato. La base es una roca de tonos verdosos, a veces violáceos con componentes clásticos de tonos negros así como vacuolas que podrían indicar un alto contenido piroclástico. En este tramo se encontraron restos de fauna microscópica no clasificable. El resto es una caliza masiva, en la que no está definida ni la estratificación, ni la esquistosidad, que presenta un grano finísimo así como mucha recristalización, ya que son frecuentes los filoncillos de calcita en todas las direcciones.

En unas pizarras negras, inmediatamente a techo de estas calizas, con alto contenido en materia orgánica, una muestra estudiada para esporas nos dio una especie Aletes spheroides muy poco precisa, - que indica edad Carbonífera.

La máxima potencia que llegan a alcanzar las calizas pueden ser unos 100 metros.

#### 1.4.3. Cuarcitas Hq

Son numerosos los tramos cuarcíticos, generalmente de forma lantejonar que afloran en la Hoja. Normalmente los lantejones consisten en alternancias de bancos cuarcíticos de escala decimétrica con niveles areniscosos o de pizarras silíceasversicolores en muchísima menor proporción. Las cuarcitas son unas veces blancas de aspecto sacaroideo, otras pardas, rojizas, amarillentas, etc. Presentan siempre una gran recristalización y que son frecuentes las venas de cuarzo que las cruzan en todas direcciones. Localmente pueden ser bastante impuras y en ocasiones aparecen como lechos irregulares de cuarcitas blancas alternando con cuarcitas ferruginosas alabeadas, dando un aspecto muy característico. También presentan a veces huellas de tubos de gusanos. La potencia es muy variable, pudiendo llegar alcanzar 250 o más metros.

En la terminación perianticlinal Sureste de la estructura anticlinal del Horno, se detectó un paleocanal conglomerático (x358,8 y 519,3) con cantos de cuarcita rojos, cantos blandos pizarrosos y - probablemente también con cantos de composición feldespática. Los cantos rojos son predominantes y se parecen a nodulos de hierro, de 1 cm. de diámetro máximo, alargados siempre según So.

En la Sierra del Casquero, al Suroeste de la Hoja (x 356,8 y 511,8) las cuarcitas se apoyan discordantemente sobre el Precámbrico y tienen una facies ligeramente distinta. Se trata de un metaconglomerado cuarcítico, de texturablastosomática con escasos minerales pesados

de clastos de tamaño medio a grueso y de matriz cuarcítica. Esta cuarcita conglomerática se continúa en la Hoja vecina de Puebla de Obando, - donde adquiere mayor desarrollo y está probablemente relacionada con los fangoconglomerados descritos por GIL SERRANO G. et al (op.cit).

Las pizarras son idénticas microscópicamente a las de la formación grauváquica que describiremos más adelante por lo que no es preciso insistir en sus caracteres. Las cuarcitas presentan textura blastosamítica de grano fino con matriz intersticial poco o nada recristalizada. Los clastos son de cuarzo subredondeado o (con menor frecuencia) - subanguloso. Accidentalmente puede haber alguno esporádico de plagioclasa alterada. La matriz puede estar formada por moscovita detrítica, sericita recristalizada y cloritas. Pudiendo una muestra contener bien uno sólo o bien estos tres minerales reunidos. En algunas rocas además de - esta matriz detrítica puede haber algo de cemento calizo o ferruginoso.

#### 1.4.4. Cuarcitas con metamorfismo de contacto H M<sub>q</sub>

Son cuarcitas situadas en la mancha a la que hacíamos referencia anteriormente en la descripción de las pizarras con metamorfismo de contacto. En las cuarcitas sólo parece desarrollarse el cloritoide.

Respecto a las características petrológicas de este metamorfismo, se describe en el apartado correspondiente de Petrología.

#### 1.4.5. Grauvacas y pizarras Hf

Están siempre presentes en los materiales carboníferos de - esta Hoja, en cambio de facies bien con los conglomerados, bien con las cuarcitas o entre sí. Morfológicamente suelen dar las zonas deprimidas.

Las pizarras son unas veces filitas negras micáceas con los planos de esquistosidad bien definidos. También hay pizarras versicolores, verde-amarillentas muy arcillosas que en muchos puntos confieren al suelo unos tonos rojizos de alteración muy intensos. Las más abundantes son siempre las pizarras verdes finamente foliadas con pasos graduales a grauvacas finas del mismo color. En los tramos próximos a cuarcitas las pizarras suelen ser más silíceas, de tonos gris-negro y relativamente compactas, unas veces con la superficie de esquistosidad lustrosa y otras alabeada. Son también frecuentes las pizarras arenosas también en zonas próximas a cuarcitas y las pizarras en las que se aprecia muy mal tanto la estratificación como la esquistosidad. Como fácilmente se deduce, la variedad pizarrosa es total si bien el conjunto es de una gran monotonía.

Las grauvacas son igual de frecuentes, siempre de tonos verdosos, aunque de grano más fino que las precámbricas. A diferencia de las grauvacas presentes en los conglomerados aquí tienen una considerable proporción cuarcítica.

Si bien las cuarcitas, diferenciadas cartográficamente de las series grauváquico-pizarrosas aunque en un mismo conjunto sedimentario, representan ambientes de sedimentación someros, las alternancias grauváquico-pizarrosas de granulometrías finas, potentes y rítmicas presentan secuencias incompletas de Bouma, indican un medio sedimentario probablemente más profundo. Esto sería corroborado por la presencia de numerosos "sills" de lavas básicas interestratificadas, que se describen en el apartado correspondiente de las rocas volcánicas.

En lugares próximos de la Hoja de Puebla de Obando, GIL SE--RRANO, G. et al (op. cit.) se detectó la presencia de lumaquelas, artejos de crinoides y braquiópodos que no pudieron clasificarse.

Las metapelitas son en lámina delgada unas filitas constituidas por abundantes laminillas sericíticas orientadas que se entremezclan con pequeños granos de cuarzo, con frecuencia las muestras están

salpicadas de agregados cloríticos semiorientados formados por pocas láminas e impregnadas de óxidos de hierro. Además contienen pequeños granos de minerales opacos y circones de aspecto detrítico. El grado de recristalización de las rocas es generalmente muy bajo.

Las grauvacas presentan granos muy pequeños de cuarzo, generalmente subangulosos y con frecuencia algo aplanados y orientados. Los fragmentos de chert redondeado son también abundantes mientras que los de cuarcita y filita, como asimismo los clastos de plagioclasa son de más escasa aparición. También es muy común encontrar fragmentos detríticos de moscovitas y cloritas. La matriz, que suele estar en igual proporción que los clastos es microgranuda, poco orientada y formada por cuarzo y sericita entremezclados o formando pequeños lechos monominerales. Los accesorios de común aparición son minerales opacos, circón y turmalinas detríticas.

Como caracteres distintivos respecto a las metagrauvacas del Precámbrico se puede señalar el que aquí el grado de recristalización y orientación mineral es menor, las plagioclasas son escasas, por el contrario son más frecuentes los fragmentos de rocas y las micas detríticas.

#### 1.4.6. Grauvacas y Pizarras con Metamorfismo de contacto HfM

Es una mancha de varios km. de longitud por uno o dos de anchura situada en el centro geométrico de los materiales carboníferos. Se observa en el campo el desarrollo de minerales como cloritoide y andalucita en rocas de tipo pizarroso, sobre todo en filitas de grano fino, a las que dan un aspecto esquistoso y tonos negros.

Las características microscópicas se describen en el apartado correspondiente de petrología.



#### 1.4.7. Edad y Problemas

El primer autor en citar la presencia de Carbonífero en la Hoja de Alcuéscar es BOSCHMANN, H.G. (1956). Este autor sólo considera carbonífero lo que nosotros llamamos formación de conglomerados y grauvacas (Hcg), que supone discordante sobre un sustrato siempre de edad inferior. La cartografía carbonífera es entonces un gran lentejón alargado - de varios Km. de longitud y sólo de 1,5 Km. de anchura en el caso más favorable, al que atribuye una edad Westfaliense.

En la realización, por los autores del presente trabajo, de varios proyectos de minería para el I.G.M.E. durante los años 1978, 1979 y 1980 en las Hojas de Arroyo de La Luz, Puebla de Obando, Alcuéscar, Mirandilla y Miajadas se dedujo que la presencia del Carbonífero era más amplia de lo que reflejaba la cartografía de BOSCHMANN, H.G. (op. cit.). - Ello se fundamenta en que las litologías al Sur de la citada formación conglomerática (Hcg), compuestas principalmente por grauvacas y pizarras alternantes, cuarcitas (a veces con paleocanales conglomeráticos), calizas, conglomerados con cantos, en ocasiones, de escala métrica y rocas volcánicas tanto ácidas como básicas eran consideradas por el citado autor como infracarboníferas, mientras en Arroyo de la Luz el infracarbonífero, completo, y datado con macrofauna, eran exclusivamente alternancias de pizarras y cuarcitas. Por todo ello, consideramos la posibilidad de confirmar que, efectivamente, había un infracarbonífero monótono y detrítico y una serie con gran variedad litológica que no era infracarbonífera. Se tomaron entonces varias muestras de esta serie para hacer un estudio de polen y esporas que confirmara las premisas anteriores.

Como ejemplo de las muestras estudiadas por el Dr. Fernando Follá Ocete mencionamos entre otras:

Muestra 1129 IB PV 291 (x 368,4 y 515,6)

Cf. *Alatisporites* sp.  
*Calamospora* obscura  
*Cheilodomites* sp.  
*Laevigatosporites* medius  
*Laevigatosporites* vulgaris  
*Lophotriletes* mosaicus  
*Polymorphisporites* reticuloides  
*Punctatosporites* minutus  
*Punctatosporites* rotundus  
*Punctatosporites* staplimi

Edad geológica : Estefaniense B

Muestra 1129 IB PV 293 (x 368,3 y 515,2)

*Calamospora* pusilla  
*Florinites* sp.  
*Florinites* cf. ovalis  
*Florinites* pumicosus  
*Lophotriletes* gibbosus  
*Lophotrilestes* mosaicus  
*Microretriculatisporites* nobilis  
*Pityosporites* sp.  
*Reticulatisporites* polygonalis  
*Thymospora* obscura  
*Torispota* sp  
*Torispota* securis  
*Triquitrites* inflatus  
*Verrucosisporites* rudis

Edad geológica : Estefaniense B

Muestra 1129 IB PV 325 (x 359,2 y 518,8)

Laevigatosporites sp.  
 Laevigatosporites perminutus  
 Lundbladispota gigantea

Edad geológica: Estefaniense

Muestra 1129 IB PV 418 (x368,4 y 511,7)

Laevigatosporites perminutus  
 Microreticulatisporites nobilis  
 Polymorphisporites sp.  
 Pityosporites sp.  
 Punctatosporites punctatus  
 Puntatosporites rotundus

Edad geológica: Estefaniense B

La atribución de la citada edad creó de inmediato problemas respecto a la datación de las fases tectónicas y su implicación regional ya que en los citados depósitos, además de un evidente plegamiento acompañado de una fuerte esquistosidad de fractura, se observa en esporádicas ocasiones una débil esquistosidad de crenulación. Por otra parte y según la geología regional a Norte y Sur del batolito de los Pedroches (aproximadamente en la misma dirección regional que la zona que nos ocupa) diversos autores RAMIREZ COPEIRO, J. et al (1973), SANCHEZ CELA, V. et al (1975), CASTELLO MONTORI, R. et al (1976)... etc. describen facies relativamente similares a las carboníferas de esta zona de Alcuéscar y que clasifican como Carbonífero Inferior y normalmente Viseenses. Por estas razones tenemos ciertas sospechas de que el citado Carbonífero sea un Carbonífero Inferior y para su confirmación o no esperamos el resultado de varias muestras, ya en curso, sobre polen y esporas.

## 1.5. PLIOCUATERNARIO

### 1.5.1. Conglomerados con matriz margo-arenosa $T_2^B - Q_1$

Se describen en este apartado materiales conglomeráticos localizados casi siempre sobre los materiales carboníferos aunque en alguna ocasión sobre los precámbricos y casi siempre en los bordes de la Sierra.

Están actualmente en proceso de desmantelamiento por la erosión, sobre todo los depositados sobre materiales precámbricos, localizándose en las cotas más altas de las penillanuras a modo de cerros - testigo. Este proceso erosivo cuantitativamente diferencial a ambos lados de la Sierra de San Pedro es posible se deba a que siendo ésta la divisoria hidrográfica, la red norte vertiente al Tajo haya actuado - con mayor energía erosiva que la red sur vertiente al Guadiana, ya que esta no presenta síntomas de encajamiento tan notables como la anterior.

Se componen estas formaciones de cantos cuarcíticos subredondados, inmersos en una matriz arcillosa rojiza, en absoluto consolidada. Los cantos son de tamaño centimétrico y muestran frecuentemente una pátina ferruginosa.

La potencia de esta formación probablemente no supere los 10 metros.

## 1.6. CUATERNARIO

### 1.6.1. Coluviones Qc

Son unos materiales muy abundantes en toda la Hoja. Se desarrollan preferentemente a partir de las series cuarcíticas y los dan - prácticamente todas, aunque sólo se cartografiaron los que presentan - cierta entidad morfológica.

Se componen de bloques y cantos de naturaleza y tamaño variables, según el área fuente, en una matriz escasamente arcillosa, a veces rojiza.

La potencia puede ser de unos 5 metros.

### 1.6.2. Aluviones Q Al

Donde más cabría esperar, en el Río Ayuela, son de tan poca importancia que no se han representado cartográficamente. Solo se cartografió uno al Sur de la Hoja que se adentra en la correspondiente a Mirandilla.

Los materiales aluvionares más abundantes son gravas de tamaño deci a centimétrico, rodeadas por una matriz arcilloso-arenosa.

## 2. TECTONICA

### INTRODUCCION

Las principales deformaciones que afectan a las rocas aquí presentes corresponden a la Orogenia Hercínica.

En una primera observación de la cartografía se percibe como los materiales precámbricos al Norte de la Hoja no siguen rigurosamente las directrices hercínicas, a diferencia de los paleozoicos que si lo hacen. Este fenómeno lo consideramos provocado por los efectos que el emplazamiento de los batolitos de Albalá y Cabeza Araya, provoca en las rocas encajantes y que describimos en el apartado correspondiente de petrología.

Si a continuación se siguen con detalle las relaciones entre el Paleozoico infracarbonífero y el Carbonífero, se observa primero una fosilización - por el Carbonífero de un cabalgamiento que pone en contacto los materiales silúrico-devónicos con los precámbricos y segundo, como la estructura sinclinal de El Calvario (x 380,5 y 510,6) al SE de la Hoja es ortogonal al citado Carbonífero plegado. Estructuras como ésta y más evidentes aún, son frecuentes en el área de Sta. Amalia (Miajadas) según el trabajo de BARBA MARTIN, A. et al (1978).

Por todo ello deducimos una fase previa importante antes de la deposición del Carbonífero.

### 2.1. PLEGAMIENTO SARDICO

Debido a la no observación en campo de una discordancia angular neta entre el Precámbrico y el Paleozoico, se deduce que o bien el complejo Esquistos-Grauváquico era subhorizontal cuando se depositó el Paleozoico o bien estaba plegado con pliegues de tendencia subhorizontal. No observamos sin embargo, nada que nos permita avalar este supuesto. Por otra parte diversos autores indican la existencia de un plegamiento sárdico basándose en la presencia de una discordancia que separa el Ordovício Inferior del Cámbrico y Precámbrico y en la existencia de pliegues anteriores a la primera esquistosidad hercínica. BASCONES ALVIRA, L. et al (1978) en zonas próximas y OEN ING. SOEN (1970) en Portugal deducen además que la dirección original de estos pliegues antehercínicos sería NE-SO.

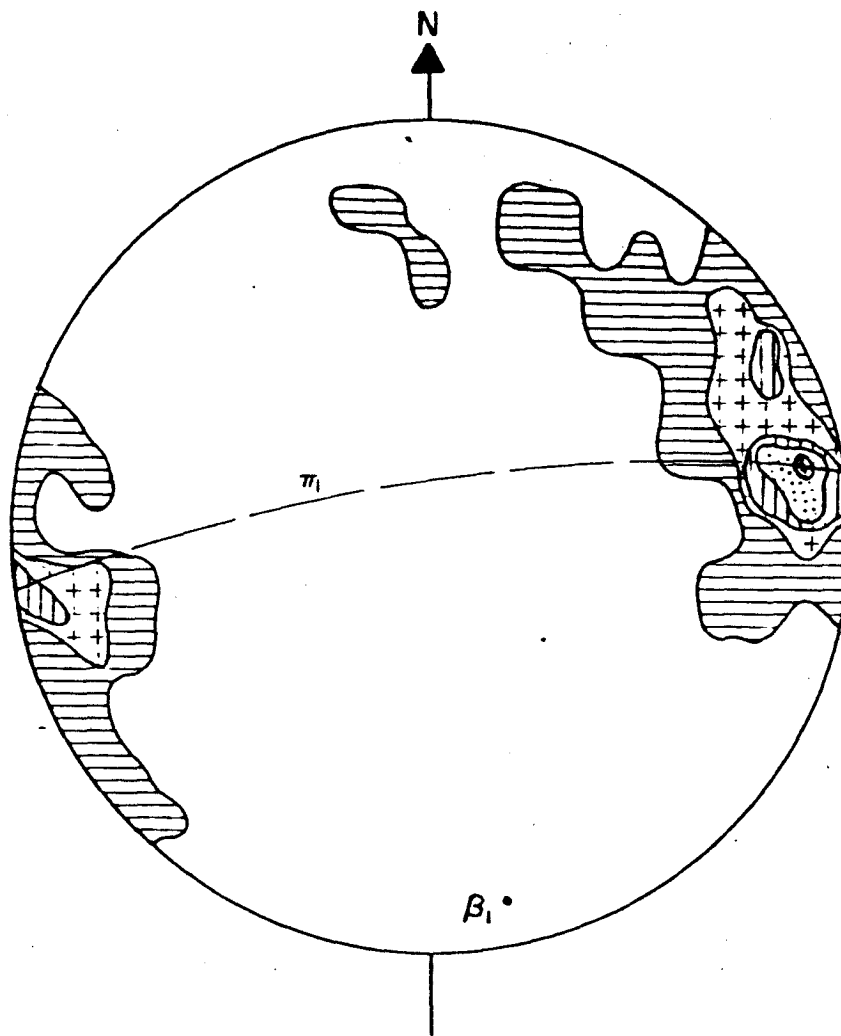
### 2.2. PLEGAMIENTO HERCINICO

#### 1ª. Fase

Afecta a las rocas infracarboníferas de distinto modo, así en el Precámbrico desarrolla pliegues de tipo similar tendiendo a concéntricos y en el Paleozoico infracarbonífero pliegues concéntricos.

La vergencia de los pliegues es acusada al NE o E según se trate de rocas paleozoicas infracarboníferas o bien precámbricas.

Se han proyectado 56 polos de So que definen un eje N170E con una inmersión de 10° Sur (Fig. 2). Sin embargo en un afloramiento situado en el corte del ferrocarril Cáceres-Mérida en las inmediaciones de la C. Armórica - (x 368,6 y 516,7) 22 medidas de ejes dieron una dirección similar a la anterior de N12E aunque con bastante diferencia de buzamiento ya que son subverticales al Sur (Fig. 3).



$\pi_1$  N 81°E / 80°NW

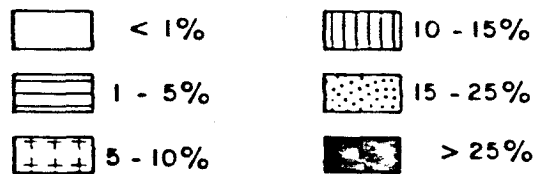


FIGURA.- 2 PROYECCION DE 56 POLOS DE  $S_0$   
FALSILLA DE SCHMIDT (HEMISFERIO INFERIOR)



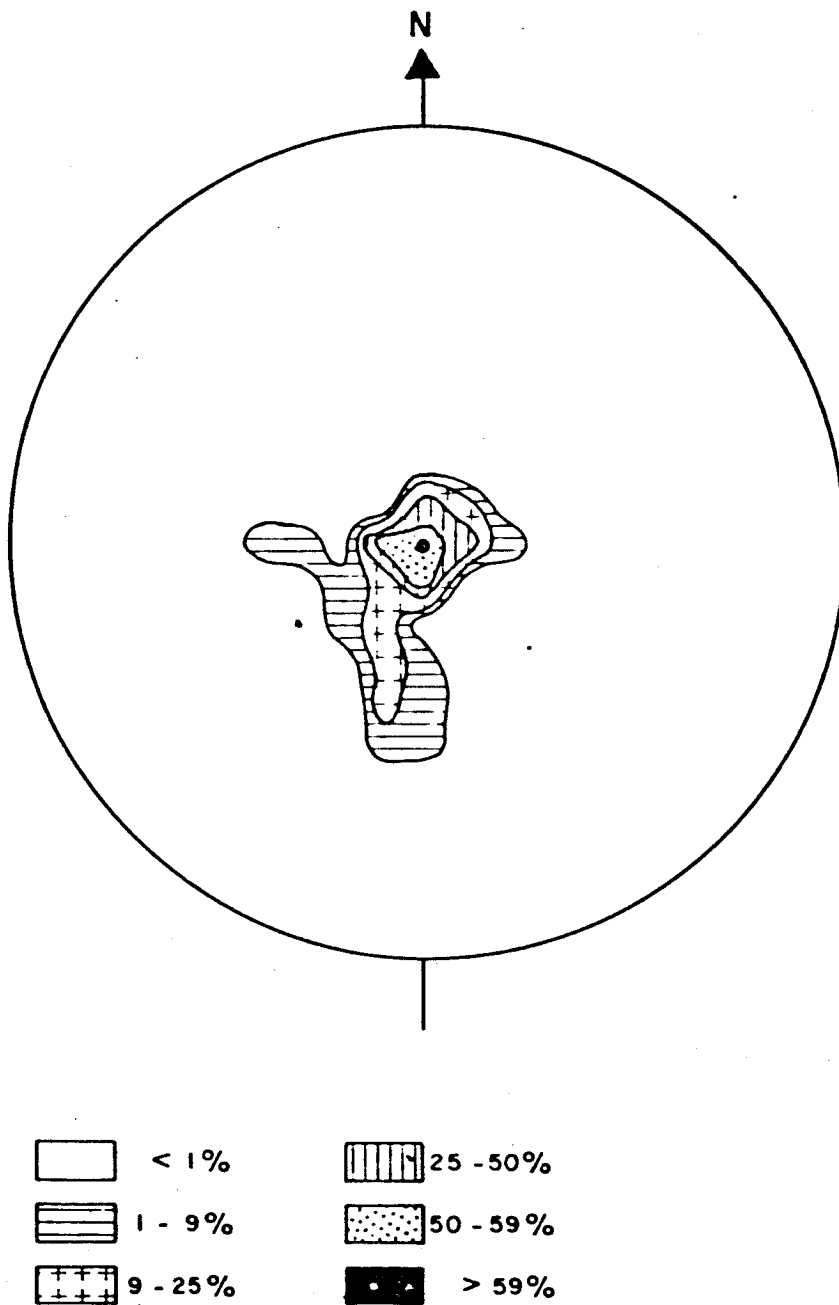


FIGURA.- 3 PROYECCION DE 22 EJES DE PLIEGUES DE  $F_1$  EN EL PRE-CAMBRICO A MURO INMEDIATO DE LA C. ARMORICANA EN EL CORTE DEL FERROCARRIL CACERES-MERIDA FALSILLA DE SCHMIDT (HEMISFERIO INFERIOR)

La esquistosidad que desarrolla esta fase hercínica es de flujo (S1) muy evidente en el complejo esquistograuvaquico y casi ausente en el Paleozoico infracarbonífero. La dirección aproximada es 8° E y el buzamiento 79 E como se puede deducir de la Fig. 4. Esta esquistosidad es pues coaxial con So aunque con vergencia un poco distinta.

Como consecuencia de la etapa final de esta deformación se produciría el cabalgamiento que al Noroeste de la Hoja pone en contacto los sedimentos silúrico-devónicos con los precámbricos.

## 2<sup>a</sup> Fase Hercínica

Tiene aquí desigual desarrollo. Se observa esporádicamente en las rocas infracarboníferas debido bien a la composición grauvaquica o cuarcítica - de los mismos o bien al hecho de estar afectadas como mínimo por una fase importante hercínica. Es sin embargo y evidente en los materiales carboníferos, en los que desarrolla el plegamiento más claro de la cartografía.

Este plegamiento es de tipo concéntrico con ejes cuya dirección aproximada es N 120-130 E y con una inmersión desigual, verticalizada en unos casos a subhorizontal en otros aunque siempre con tendencia Sureste. La vergencia de las estructuras es de NE a subvertical.

Desarrolla una esquistosidad de fractura muy neta en las cuarcitas y areniscas pero muy difusa en los materiales pelíticos en los que llega incluso a faltar.

Como consecuencia de esta etapa tectónica se originan las dos fallas inversas del SO de la Hoja, tanto la que pone las rocas precámbricas sobre el Carbonífero, como la que hay dentro de éstos últimos materiales y que es continuación de la estructura: Anticlinal del Horno.

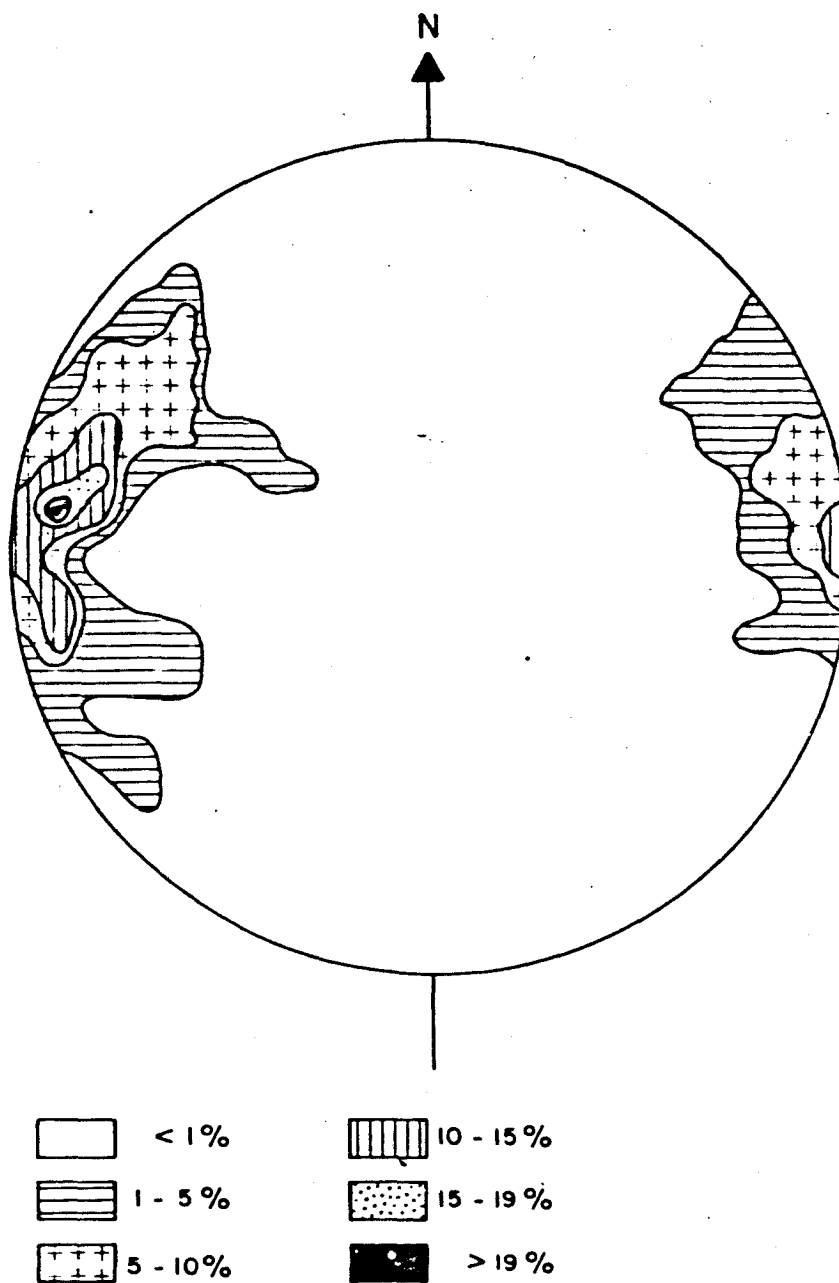


FIGURA. - 4. PROYECCION DE 76 POLOS DE S<sub>1</sub>,  
FALSILLA DE SCHMIDT (HEMISFERIO INFERIOR)

### Fases tardías

En algunos puntos aislados del Carbonífero y en los materiales más pelíticos se detectó una esquistosidad de crenulación póstuma muy débil.

Fase tardía de menor importancia es la que origina repliegues a modo de suaves ondulaciones de las estructuras originadas en la primera y segunda Fase. Esta deformación lleva una dirección aproximada NE-SO. A escala mesoscópica es frecuente observar en el corte del río Ayuela Kink-bands y crenulaciones relacionados con esta fase de deformación.

Por último reseñamos un efecto de abombamiento general de la zona, muy laxo, en el cual a escala cartográfica se observan sinclínicos apretados de sedimentos modernos (paleozoicos) en anticlinorios amplios de materiales antiguos (precámbricos) que recuerdan un plegamiento tipo "Buckling" plegamiento que por otra parte a escala mesoestructural observamos en un punto (x 360,6 y 529,5).

### Fracturas

Dentro del batolito de Albalá se cartografiaron fotogeológicamente numerosas fracturas, algunas de ellas comprobadas en campo, con una dirección N 20-30-E, dirección que lleva a su vez asociados algunos filones de cuarzo mineralizados. Son menos frecuentes e importantes otro juego de diclinas de dirección N 100 E.

### 3. HISTORIA GEOLOGICA

Comienza la historia geológica de esta Hoja con la deposición de los sedimentos pizarroso - grauváquicos, probablemente de secuencias turbidíticas en facies distal. Se atribuyen al Precámbrico Superior por su posición estratigráfica y por comparación con otras zonas de facies similares mejor dadas.

Plegamiento y emersión del zócalo, erosión y probable sedimentación Cámbrico-Tramadoc continental, en algún punto de la Hoja de Arroyo de la Luz. Ausencia por otra parte de sedimentación marina Cámbrica.

Inmersión e inicio de un nuevo ciclo sedimentario con la transgresión del Arenig Inferior que comienza con cuarcitas con estructuras sedimentarias y pistas fósiles que indicarían un medio costero o litoral de poca profundidad. Las facies más pizarrosas del Ordovício serían consecuencia de la transgresión antes iniciada.

La sedimentación marina se continua durante el Silúrico y Devónico , es muy monótona y no toma nunca caracteres de gran profundidad. Cuando es cuarcítica es de facies más bien costera como testimonia la presencia de icnofósiles y la profusión de grupos biológicos con nódulos ferruginosos, estructuras sedimentarias, etc, marcando únicamente los tramos pizarrosos un ligero aumento en la profundidad.

Terminada la sedimentación Devónica se produce el plegamiento principal hercínico (1ª Fase).

Como consecuencia del relieve creado por el mismo y de su erosión, comienza la deposición del Carbonífero casi siempre con un conglomerado basal de considerables granulometrías. Este conglomerado (Hcg) se depositó en forma canalizada y a favor de una fuerte pendiente topográfica como ya se vió -

en el capítulo 1.4.1. Posteriormente hay un cambio composicional de la sedimentación: Por una parte aparecen sedimentos químicos o biogénicos y por otra la sedimentación detrítica se torna más evolucionada, apareciendo términos con cierto carácter rítmico. Paralelamente y quizás influyendo en el citado cambio composicional, tienen lugar emisiones volcánicas, la mayoría de las veces de tipo básico (diabasas) en forma de "sills" y en algún caso de tipo intermedio (riolitas). Todo ello nos inclina a pensar en una cierta profundización de la cuenca con diversos episodios emersivos dada la gran profusión de areniscas y cuarcitas.

La segunda fase hercínica pliega todos estos sedimentos de forma desigual como ya se especificó en el capítulo de Tectónica.

Con posterioridad al débil plegamiento NE-SO tiene lugar un abombamiento general del área.

Finalmente, y estando ya parcialmente cratonizada la zona se produce la intrusión del batolito de Albalá, último exponente de la orogenia hercínica en esta área.

Durante el Terciario Superior y Cuaternario el área se encuentra muy peneplanizada, se depositan los materiales fanglomeráticos "rañas" continentales que testimonian un clima cálido y húmedo. Posteriormente, en el Cuaternario, se encaja la red hidrográfica actual y empieza a dismantelar la "raña" hasta nuestros días.

#### 4. PETROLOGIA

##### 4.1. NEISES 5<sup>2</sup>

En el borde occidental del batolito de Albalá, se diferenciaron dos manchas de pequeñas dimensiones de neises de grano fino y aspecto muy melanocrático con el característico bandeado que delimita los horizontes con más contenido biotítico (predominantes) de los más cuarzofeldespáticos. El contacto con el granito es suave geomorfológicamente al contrario que con las pizarras mosqueadas que es muy neto.

Las asociaciones minerales son:

Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-feldespato potásico.

Cuarzo-moscovita-biotita-andalucia-cordierita-feldespato potásico.

Estas asociaciones indican un alto grado de metamorfismo, de condiciones próximas a la anatexia. Sobre su emplazamiento no disponemos de los datos necesarios y únicamente podremos decir que quizás sean facies profundas intruídas simultáneamente con el batolito de Albalá.

Microscópicamente están formados por granos poligonales y pequeños de cuarzo y feldespato potásico, micas dispersas con resorción de los bordes, andalucita blindada en moscovita y todo este conjunto rodeando a ovoides constituidos por innumerables granos pequeños y poligonales de cordierita.

#### 4.2. GRANITO DE ALBALA

Se extiende por la parte oriental de la Hoja, ocupando aproximadamente un cuarto de la misma.

Es una intrusión levemente discordante a las directrices regionales hercínicas. En las rocas precámbricas encajantes, los efectos del emplazamiento producen un abombamiento que trae como consecuencia una evidente distorsión de las superficies de estratificación y esquistosidad. Estas superficies adoptan un cierto paralelismo respecto a los contactos granito-encajante y también respecto a la orientación de los megacrístales de feldespato, tanto en lo que se refiere al granito de Albalá como al de Cabeza Araya (situado al NO y próximo a esta Hoja). Según CORRETGE L.G. et al (1978) el citado efecto de abombamiento de las rocas encajantes que presentan prácticamente todos los batolitos de Extremadura Central, se debe unas veces a efectos de diapirismo - y otras a "driving pressure" que evidencian una inyección forzada.

El emplazamiento se produce en un área con metamorfismo regional débil (epizona) y desarrolla en los materiales encajantes una amplia aureola de metamorfismo de contacto de 1 a 1,5 km. de amplitud y cuyas características se describen en el apartado correspondiente.

Respecto al momento de la intrusión, dataciones absolutas realizadas en SAAVEDRA J. et al (1976), se refieren a una edad de  $313 \pm 10$  m.a. edad similar a la citada por CORREIA PERDIGAO, J. (1976) para el batolito de Nisa - (parte portuguesa del batolito de Alburquerque) que es de 290 a 309 m.a. Para este mismo batolito Nisa-Alburquerque PENHA, M.H. y ARRIBAS, A. (1974) dieron una edad de  $284 \pm 10$  m.a., similar a la que dió PENHA M.H. (1973) in CORRETGE (op. cit) para los granitos de Extremadura 280 a 305 m.a. (edad mínima). En cualquier caso de aquí se deduce que la edad del batolito de Albalá se co



responde con la de los restantes macizos hercínicos tardíos de Extremadura Central.

Cabe destacar el cortejo filoniano acompañante sobre todo en lo que se refiere al cuarzo, ya que es rico en yacimientos minerales. Menor importancia tiene el desarrollo de pórfidos y pegmatitas, a su vez muy relacionados entre sí.

Morfológicamente es un granito muy uniforme y es general su aspecto en forma de berrocales.

Se trata de un batolito con estructura zonal, presentándose en el núcleo las facies más leucocráticas representadas principalmente por un granito ácido que gradualmente pasa a otro de composición más calcoalcalina y que constituye la periferia del macizo.

Las tres facies principales que se encuentran corresponden a:

Leucogranito moscovítico  $\gamma^2_m$

Granito de dos micas  $\gamma^2_b m$

Granito adamellítico, porfídico biotítico  $p \gamma^2_b$

#### 4.2.1. Leucogranito moscovítico $\gamma^2_m$

Agrupamos aquí al granito de grano medio-fino que ocupa la parte central del batolito de Albalá, y que se caracteriza por su tamaño de grano, la escasa presencia de biotita y el mayor predominio de minerales leucocráticos como cuarzo y feldespato. La moscovita y la turmalina son muy abundantes.

Presente en general bastante alteración meteórica y el paso hacia el granito circundante es muy difuso.

El tipo de facies de más común aparición corresponde a un granito - constituido por cuarzo, microclina, plagioclasa ácida (An 15-20) moscovita, biotita, acompañados de apatito y zircón como minerales accesorios comunes. Presenta este granito textura heterogranular, xenomorfa, de grano medio a grueso. El cuarzo se dispone indistintamente en agregados en mosaico o en granos individuales. La microclina es más abundante que la plagioclasa siendo casi siempre xenomorfa. Cuando se presenta en cristales tabulares, las maclas en enrejado se convinan con las de Karlsbad. Ocasionalmente se presentan crecimientos micrográficos de cuarzo y feldespato.

La plagioclasa se encuentra en cristales xenomorfos o tabulares en los que se percibe una zonación muy débil o bien, ésta está ausente.

Las micas se presentan asociadas, con un fuerte predominio de tamaño y proporción de moscovita sobre biotita.

En algunas zonas se ponen de manifiesto fenómenos intensos de moscovitización, conteniendo entonces las rocas cantidades variables de turmalina y berilo.

#### 4.2.2. Granito de dos micas $\gamma_b^2$ m

Es el granito del tránsito entre los típicos del borde y los leucocráticos del centro, presenta por ello los mayores problemas cartográficos. Las relaciones con los granitos circundantes son pues difusas. El tamaño de grano es grueso, con biotita y moscovita, y esporádicamente presenta algún megacrystal de feldespato.

Los aspectos microscópicos son muy similares a los del denominado Leucogranito moscovítico. Como caracteres distintivos del anterior, se pueden señalar la mayor proporción de biotita, el carácter más hipidiomorfo de las plagioclasas que son a su vez más netamente zonadas y la presencia de en

claves aluminosos más o menos abundantes que contienen andalucita, sillimanita que pueden ir acompañadas de cordierita o de pseudomorfosis piníticas de ella. Por otro lado parece ser también que en este granito los feldespatos potásicos son más porfídicos y están más intensamente pertitizados que en el granito anterior.

Volviendo a las plagioclasas, cabe señalar que la zonación cuando existe es normal y se presentan unas variaciones del 10% de contenido en anortita del núcleo a la periferia.

#### 4.2.3. Granito adamellítico porfídico biotítico $\gamma^2b$

Ocupa casi todo el borde externo del macizo circular de Albalá, Macroscópicamente es una facies más bien oscura (melanócrata) en la que destaca la gran proporción de megacristales de feldespato (algunos de 6 cm.) con orientación preferente en los bordes (normalmente subparalela al contacto) así como la presencia de cordierita idiomorfa. Son muy frecuentes los schlieren biotíticos y mucho menos los bandeados graníticos que detectamos en el lugar denominado Nogales (x 374,6 y 520,6). Estas bandas tienen potencia decimétrica y dirección N-90-100 E perpendicular a la orientación de los megacristales. El tamaño de grano es menor que en la facies anteriormente descrita (salvo los megacristales) y hay un gran aumento respecto a la misma, de la proporción biotítica. Esta facies recuerda (visu) a las granodioritas precoces del NO de España.

Microscópicamente también se observa un paso gradual desde los leucogranitos a estas facies más básicas de la periferia del macizo. Los feldespatos potásicos son cada vez más idiomorfos, con macla de Karlsbad más frecuente. Las plagioclasas alcanzan un grado elevado de idiomorfismo y la zonación a diferencia de lo que ocurría en el granito de dos micas es siempre muy neta, inversa u oscilatoria. Las estructuras en schlieren están formadas por -

biotita a la que se puede asociar algo de sillimanita. La andalucia blindada en moscovita es frecuente, como asimismo la presencia de cristales de cordierita de tamaño medio más o menos pinitizados.

En cuanto a las micas, la biotita es más abundante y de mayor tamaño que en los otros granitos y la moscovita puede estar ausente o ser escasa y de origen secundario.

La composición modal de estas facies graníticas oscila desde granitos adamellíticos biotíticos a cuarzodioritas biotítico-cordieríticas.

#### 4.3. ROCAS FILONIANAS

##### 4.3.1. Leucogranito moscovítico porfídico FO

Es el cortejo filoniano acompañante a la intrusión granítica del batolito de Albalá. Son en total 5 diques, muy próximos al borde del macizo granítico y con una disposición aproximada N-S. El tamaño de grano es fino, carece de biotita y hay por ello un predominio leucocrático evidente. La moscovita es también abundante. En algún punto son corrientes las venas de características pegmatoides, asimismo observadas en el borde externo del granito de Albalá, en las proximidades de estos diques.

Al microscopio se muestran como una facies heterogranular, hipidioromorpha, porfídica de grano medio o aplítica. Los componentes esenciales son cuarzo, microclina peritítica o porfídica, plagioclasa tabular, ácida y sin maclar y moscovita generalmente pequeña. En las rocas porfídicas los fenocristales son de microclina y resaltan poco en lo que en tamaño se refiere de la matriz, que está formada por ella misma acompañada de la plagioclasa y la mica. En las facies aplíticas se encuentra también cristales prismáticos o xenomorfos de topacio de pequeño tamaño. Los accesorios que contienen estas rocas son minerales y, en contadas ocasiones, circón.

#### 4.3.2. Cuarzo FQ

Está relacionado principalmente con el macizo de Albalá ya que son varios los filones cartografiados que tienen cierta envergadura y pueden alcanzar varios km. La descripción de los mismos se hace más ampliamente en el capítulo de geología económica por estar mineralizados. Por lo demás sólo se cartografió un filón de cierta importancia al Sur de la Hoja en los materiales precámbricos; este filón puede alcanzar unos 500 m. de longitud por 10 ó 15 m. de anchura.

#### 4.4. ROCAS VOLCANICAS

##### 4.4.1. Diabasas E

Afloran en forma de "sills" en las rocas carboníferas y son concordantes por tanto con las estructuras regionales que definen estos sedimentos. Tienen gran profusión (se cartografiaron las más importantes) y alcanzan en muchos casos varios km. de longitud. La potencia es variable y se manifiesta como alternancias regulares de estos materiales volcánicos con términos pizarrosos esquistoso-grauváquicos.

Cuando está la roca fresca presenta normalmente disyunción bolar pero en la mayoría de los casos están muy alterados dando al afloramiento una tonalidad pardo-rojiza muy característica.

Tienen siempre textura subofítica de grano medio a fino. Están constituidas por plagioclasas tabulares, zonadas y entrecruzadas que rodean a cristales muy xenomorfos de augita. Con frecuencia los piroxenos presentan escasa hornblenda marginal. Otros minerales presentes son laminillas biotíticas agrupadas, además de ilmenita, esfena y apatito como accesorios más comunes. En ocasiones se presentan facies titanadas en las que la esfena alcanza proporciones poco comunes.

Generalmente estas diabasas piroxénicas están muy alteradas, siendo lo más común encontrar las plagioclasas en pseudomorfosis saussuríticas y los piroxenos convertidos en agregados de tremolita acicular asociada a actinolita xenomorfa y prismática.

#### 4.4.2. Riolitas

Es un lentejón de varios km. de longitud y regular potencia (promedio de 150 m.) que aparece en el centro de la Hoja, concordante con los sedimentos carboníferos. Suele dar una morfología deprimida, sobre todo por la erosión diferencial, ya que sus bordes son a menudo cuarcíticos y ofrece en campo bastante alteración meteórica.

Son rocas de tonalidades amarillentas en que a simple vista se reconocen clastos milimétricos de cuarzo.

Estas vulcanitas se encuentran casi siempre deformadas y ligeramente alteradas lo que dificulta el reconocimiento de todos los minerales primarios. Las muestras más frescas están constituidas por fenocristales de hasta 8 mm. de tamaño máximo de cuarzo redondeado, explosionado y con golpes de corrosión, de feldespato potásico microclinizado y de plagioclasas macladas sin zonar. Se observan reemplazamientos mutuos entre ambos feldespatos y los cristales tabulares tienden a mostrar una orientación de flujo. Algunos de ellos muestran los planos de macla curvados por una deformación tardía. La matriz, contiene feldespato potásico casi criptocristalino entremezclado con diminutas laminillas sericíticas y cloríticas. Con frecuencia las micas re-cristalizan formando lechos delgados que confieren a la matriz un aspecto bandeado y se forman sombras de presión alrededor de los fenocristales. Se supone la existencia de una fase metamórfica de grado muy bajo posterior a la emisión de estas rocas volcánicas.

#### 4.5. METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo que muestran las metaareniscas y metapelitas corresponde al grado "muy bajo" establecido por Winkler. En ningún caso se han sobrepasado condiciones superiores a las de la transformación de clorita en biotita. Ambos minerales coexisten frecuentemente en numerosas rocas.

La esquistosidad más aparente que muestran las metapelitas se interpreta como de flujo. En contadas rocas se han observado una  $S_2$  poco penetrativa oblicua o perpendicular a la anterior, que aparece tenuemente plegada y que se interpreta como de fractura.

#### 4.6. METAMORFISMO DE CONTACTO

En esta Hoja existen dos zonas con metamorfismo de contacto. Por un lado se tiene la aureola que rodea a las rocas graníticas donde se llega a alcanzar un metamorfismo de grado alto que afecta al Precámbrico. En el sector suroccidental de la Hoja y sobre el Carbonífero aparece una zona típicamente de contacto donde se llega hasta el grado medio. Esto evidencia la continuidad de rocas graníticas que no llegan a aflorar aquí y que si lo hacen en la Hoja de Mirandilla.

En esta aureola sin granito se encuentran las siguientes asociaciones minerales:

- . Cuarzo-sericita-cloritoide.
- . Cuarzo-sericita-clorita-cloritoide.
- . Cuarzo-moscovita-cloritoide.
- . Cuarzo-moscovita-biotita-cloritoide.
- . Cuarzo-moscovita-cloritoide-andalucita.
- . Cuarzo-moscovita-biotita-cloritoide-andalucita.

Las metapelitas, cuarcitas y grauvacas del Carbonífero se convierten en micaesquistos y cuarzoesquistos que contienen los minerales metamórficos enumerados anteriormente. En las muestras que no contienen moscovita, el cloritoide forma cristales prismáticos pequeños y numerosos que se disponen entrecruzadamente. En las demás se presenta en cristales prismáticos maclados, a veces de color verde pálido o formando rosetas. La moscovita cuando coexiste con andalucita, pasa a constituir placas tardías, no orientadas a poiquilíticas de orientación y cuando coexiste con cloritoide, este forma cristales grandes muy bien desarrollados.

El batolito de Albalá desarrolla una amplia aureola de metamorfismo de contacto que llega a alcanzar 1,5 km. Los neises del borde se describieron con los granitos debido a que son rocas de composición muy diferente a las pizarras mosqueadas a que ahora nos referimos. Las asociaciones minerales son las siguientes:

- . Cuarzo-sericita-clorita.
- . Cuarzo-sericita-biotita.
- . Cuarzo-moscovita-biotita.

Las metapelitas y metagrauvacas pasan a ser micaesquistos y calcosquistos mosqueados con blastos tardíos de clorita, biotita y moscovita.

#### 4.7. QUIMISMO

Se realizaron varios análisis químicos en muestras tomadas en el batolito de Albalá. Se recogieron a su vez unas cuatro muestras por cada diferenciación cartográfica.

Hecha excepción de una muestra (369 IBPV) que presenta anomalías - respecto al conjunto de las demás, se deduce que la composición de estos - granitos es de tendencia alcalina, ya que es común que la proporción de cal



cio sea baja respecto al sodio y potasio.

Se detecta también una relación directa entre el hierro y el titanio, que presentan por otra parte contenidos normales.

El magnesio es en general bajo.

Las proporciones de bario, cobalto, níquel, estaño y zinc son las normales de rocas ácidas así como la relación bario-estroncio. El niobio indica una acidez elevada.

La relación rubidio-cesio está en consonancia con la acidez de las rocas, esbozando claramente los pasos de ácidos a intermedios, es decir la gradación del batolito. Lo mismo ocurre con el ítrio.

Por su parte el litio no es característico.

## 5. GEOLOGIA ECONOMICA

### 5.1. MINERIA Y CANTERAS

La zona oriental de la Hoja ha sido explotada mineralemente hasta tiempos relativamente recientes. Los yacimientos que en ella se encuentran son de tipo filoniano y están relacionados genéticamente con la intrusión granítica de Albalá a la que ya hicimos referencia.

Se pueden agrupar en dos tipos:

- a) Yacimientos de casiterita y wolframita.
- b) Yacimientos de fosforita (a veces con uranio)

a) Este tipo de yacimientos se disponen preferentemente en los bordes del batolito, en filones con orientación N 20° E y una potencia de 0,3-1 m. (verticales).

En una de las minas (Mina Mimosa - Alcuéscar) se observa turmalina en vetas centimétricas sobre todo en los hastiales.

La paragénesis según los indicios observados en superficie es: Cuarzo-mispiquel-(calcopirita-pirita) -casiterita-scheelita-wolframita. Los sulfuros aparecen alterados y se observan minerales supergénicos como escorodita, óxidos de Fe y de Sn.

Los filones de la Mina Mimosa están encajados en el granito así como los de la finca Las Minas (Casas de D. Antonio), y los de Casas de D. Antonio (Pueblo) están encajados en el complejo esquisto-grauváquico.

b) Los yacimientos de fosforita son asimismo de tipo filoniano, de orientación N 10-25°E, aunque de mayor envergadura, alcanzan en ocasiones varios km de longitud y de 0,5-2 m. de potencia (vertical). - Suelen presentarse en la parte central del batolito. La paragénesis observable según indicios de superficie es la siguiente:

Cuarzo-fosforita-(galena-blenda-pirita)-fosfatos y óxidos de uranio.

La fosforita se dispone en vetas unas veces en forma brechiforme y otras de estructuras coloformes en el cuarzo.

Las canteras son muy escasas, sólo hay una activa (con fines ornamentales) en los granitos adamellíticos porfídicos biotíticos ( $\begin{matrix} 2 \\ p & b \end{matrix}$ ) del borde Sur. Sin embargo todo este borde granítico es material con posibilidades canterables dado el fácil acceso desde Alcuéscar, Aldea del Cano o Casas de D. Antonio además de sus posibilidades intrínsecas.

## 5.2. HIDROGEOLOGIA

En general esta zona espobre en aguas subterráneas, no existiendo ni fuentes, ni manantiales de importancia.

Las rocas precámbricas y paleozoicas aquí representadas tienen una permeabilidad prácticamente nula, por lo que será difícil extraer caudales importantes de agua subterránea. En cualquier caso las posibles extracciones tendrán que aprovechar las zonas con mayor fracturación y los caudales siempre serán pequeños.

De los materiales pliocuaternarios y cuaternarios (coluviones y aluviales) sólo se podrán esperar caudales para usos muy locales.

6. BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A. (1962). "Mineralogía y metalogénia de los yacimientos españoles de Uranio. Los Ratones, Albalá. Cáceres". Estudios geológicos XVIII, 117-131.
- ARRIBAS, A y SAAVEDRA, J. (1974). "Características e hipótesis genética de una estructura típica en granitos mineralizados de la provincia de Cáceres - (España)". Studia Geológica 8.
- BARBA MARTIN, A., GIL SERRANO, G., PINEDA VELASCO, A. (1978). "Investigación minera en la zona Noroeste de Santa Amalia (Cáceres-Badajoz)". IGME (Inédito).
- BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1978). "Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 782 (9-28) S. Vicente de Alcántara". Publicaciones del IGME (MAGNA).
- BOSCHMANN , H.G. (1956). Strat, und tekton der zentralen Extremadura in Bereich von Cáceres un der östlichen Sierra de San Pedro (Spanien). Unveroff. -- Diss math naturwiss Fak. Univ. Münster 1955 S. Münster.
- BOUYX, E. (1962) Au sujet d l'age des schistes d'alcudia C.r. somm. Soc. Geol. France pp. 64-66.
- BOUYX, E (1970). Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). Mem. del Inst. Geol. y Min. de España núm. 73.
- CASAS RUIZ, J. y SANTOS GARCIA, J.A. (1978). "Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 751 (10-30). Villar del Rey". Publicaciones IGME -- (MAGNA).
- CASTELLO MONTORI, R., ORVIZ CASTRO, F. (1976). "Mapa geológico y memoria expli

- cativa de la Hoja núm. 889 (19-35) La Carolina. Publicaciones del IGME. (MAGNA).
- CORREIA PERDIGAO, J. (1976). "Carta geológica de Portugal. Escala 1:50.000. Folha 29-C. Marrao". Servicios geológicos de Portugal págs. (1-18).
- CORRETGE, L.G. (1971). Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres). Tesis Universidad de Salamanca: 453 pp.
- CORRETGE, L.G. y MARTINEZ F.J. (1978). Problemas sobre estructura y emplazamiento de los granitoides: aplicación a las batolitos hercínicos del Centro-Oeste de la Meseta Ibérica. Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos núm. 27. pp. 111-137.
- GIL SERRANO, G., MONTESERIN LOPEZ, V. y PINEDA VELASCO, A. (1979). "Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 728 (10-29) Puebla de Obando". Publicaciones IGME (MAGNA).
- GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). Consideraciones sobre la estratigrafía y la tectónica del E. de la Provincia de Cáceres. Est. Geol. 27, 2 pp. 177-180. Madrid.
- HERRAZ, P. SAN JOSE, M.A., VILAS, L. (1977). "Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel". Estudios geolog. 33, 327-342.
- JULIVERT, M, FONTBOTE, J, Ma, RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000. Memoria explicativa 90 pp.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt Forsch. 6: 78-92.
- LOTZE, F. (1956). Das Präkambrium Spaniens. N. Jb. Geol u Paläont. Mh., 8, 373-380 (Trad. esp. por J.G. de Llarena). Not y Comn. Inst. Geol. y Min. de España 61 (131-169).

LOTZE, F. (1966). El Cámbrico de España. 1ª parte IGME. Zbl. Geol. Paläont 6, pp. 1206-1227 Stuttgart.

OEN ING. SOEN (1970). "Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northern Portugal", Bol. Geol. Min. Esp. 1970 T. 81 n° 2.

PARGA, J.R., VEGAS, R. (1972). Problems and discussion on Precambrian Series et the Hesperic Massif (Western Iberian Península). Geol. Rundschau 61-1-pp. 44-69. Stuttgart.

PENHA, M. H., y ARRIBAS, A. (1974). "Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles". Boletín Geológico y Minero. Tomo 85 págs. 271-273.

PINEDA VELASCO, A., GIL SERRANO, G y MONTESERIN LOPEZ, V. (1979). "Investigación geológico-minera en la zona de Arroyo de la Luz". Inédito IGME.

(1980). "Nota sobre las formaciones carboníferas de las Sierras de San Pedro y del Saltillo (Cáceres-Badajoz). Tecniterrae (diciembre-enero).

RAMIREZ COPEIRO, J., CASTELLO MONTORI, R., ARMENGOT DE PEDRO J. (1973). "Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 923 (16-37). Córdoba. Publicaciones del IGME (MAGNA).

SAAVEDRA, J. (1976a). "Etudes petrologique et geochimique du granite mineralisé d'Albalá (Cáceres Espagne).

SAAVEDRA, J. GARCIA SANCHEZ, A., BERZAS, J.J., HERRERO, J. y RODRIGUEZ, S. - (1974a). "Caracterización geoquímica de los granitos de Montanchez (Cáceres) y extremo oriental del batolito de los Pedroches (Córdoba). Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.

SAAVEDRA, J., ARRIBAS, A., GARCIA, A., MORO, C., PELLITERO, P. y RODRIGUEZ, S. (1974b). "Relación entre las propiedades físicas y químicas de algu-

- nos granitoides del centro-oeste de España y las mineralizaciones estano-wolframíferas con ellas asociadas". *Tecniterrae*.
- SAAVEDRA, J. y GARCIA SANCHEZ, A. (1975). "La composición química como factor genético en el estudio de rocas y minerales. Aplicación al granito de Albalá (Cáceres)". *Tecniterrae*.
- SAAVEDRA, J. y GARCIA SANCHEZ, A (1976b). Geología del granito de Albalá (Extremadura Central, España). *Tecniterrae* núm. 14 (Octubre-Noviembre).
- SANCHEZ CELA, V., GABALDON LOPEZ V. (1975). "Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 832 (14-33). Monterrubio de La Serena. Publicaciones del IGME (MAGNA).
- SANTOS GARCIA, J.A. y CASAS RUIZ, J. (1978). "Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 727 (9-29) Alburquerque". Publicaciones del IGME. (MAGNA).
- SCHERMERHORN L.J.G. (1955). The age of the Beira-Schists (Portugal). *Bol. da Soc. Geol. de Portugal* núm. 12. pp. 77-150. Porto.
- SCHMIDT, H.J. (1957). Stratigraphie und tektonik der nördlichen Extremadura - in Bereich der Flüsse Tajo und Alagon (Spanien). Münster. Juni 1977.
- TEIXEIRA, C. (1954). Os conglomerados do Complexo xisto-grauvaquico ante-silúrico. Sua importancia geológica e paleográfica. *Com. Serv. Geol. Portugal*. 35 pp. 5-19.
- VEGAS, R., ROIZ J.M., MORENO, F. (1977). Significado del complejo esquito -- grauváquico en relación con otras series "Prearenig" de España Central. *Separata de Studia Geológica XII* pp. 207-215. Salamanca.
- WINKLER, H.G.E. (1978). "Petrogénesis de las rocas metamórficas" H. Blume ediciones.