

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

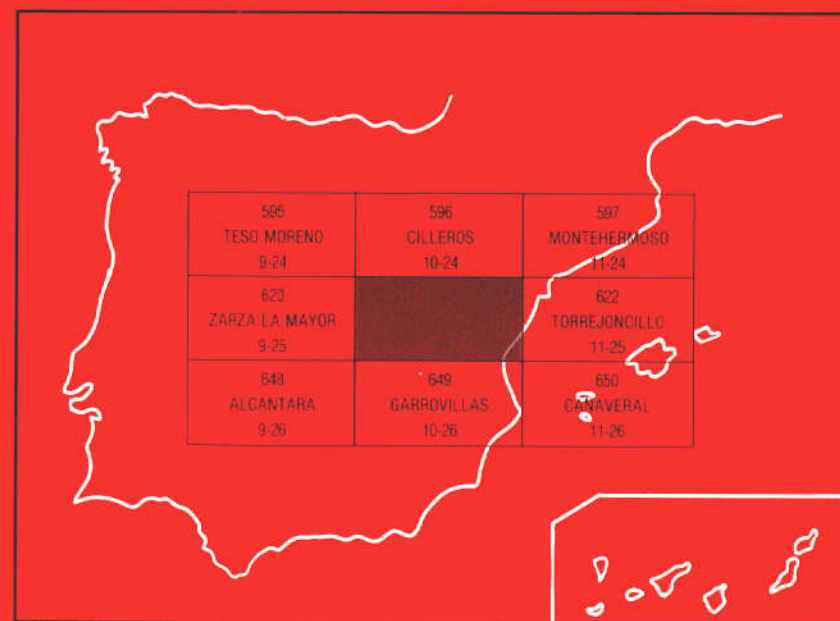
CORIA

Segunda serie - Primera edición



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

I.S.S.N.: 0373-2096



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1 : 50.000

CORIA

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 1982 con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E. habiendo intervenido los siguientes autores:

Cartografía y Memoria:

BASCONES ALVIRA, L.

MARTIN HERRERO, D.

CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (Rocas Igneas).

COLABORACIONES

- Cartografía en áreas graníticas: Rodríguez Pevida, L.S., del Dep. de Petrología de la U. de Oviedo.
- Geología estructural: González Lodeiro, F. y Martínez Catalán, de los Dep. de Geología Interna de la U. de Granada y Salamanca respectivamente.
- Sedimentología: Carballeira Cueto, J., del Dep. de Estratigrafía de la U. de Salamanca.
- Cuaternario y Geomorfología: Zazo C. y Goy Goy, J.L., del Dep. de Geología Externa de la U. de Madrid.
- Petrografías: Corretge, L.G.; Suárez, O; Cuesta, A.; Galán, G.; Gallastegui, G. y Rodríguez I., del Dep. de Petrología de la U. de Oviedo.
- Macropaleontologías: Gutiérrez, J.C.; Prieto, M. y Rábano, I., del Dep. de Paleontología de la U. de Madrid.
- Micropaleontologías: Liñán, E. y Palacios, T., del Dep. de Paleontología de la U. de Zaragoza y Badajoz respectivamente.

DIRECCION Y SUPERVISION DEL I.G.M.E.

- Barón Ruiz de Valdivia, J. M^a
- Ruiz García Casilda (Petrología)

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Análisis químicos
- Informe petrológico y paleontológico
- Fichas bibliográficas
- Album fotográfico

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

INDICE

	Págs.
0. INTRODUCCION	7
1. ESTRATIGRAFIA	8
1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR	8
1.1.1. Pizarras y grauvacas. Conglomerados (cg)	9
1.1.2. Grauvacas, pizarras y microconglomerados	11
1.1.3. Cuarcitas, microconglomerados y pizarras	15
1.2. PALEOZOICO	15
1.2.1. Ordovícico Inferior	16
1.2.1.1. <i>Pizarras, areniscas y cuarcitas</i>	16
1.2.1.2. <i>Cuarcitas. Cuarcita armoricana</i>	17
1.2.2. Ordovícico Medio	11
1.2.2.1. <i>Pizarras con intercalaciones de cuarcitas</i>	20
1.2.3. Ordovícico Medio-Superior	23
1.2.3.1. <i>Cuarcitas</i>	23
1.2.4. Ordovícico Superior	25
1.2.4.1. <i>Pizarras</i>	25
1.2.5. Odovícico Inferior	29
1.2.5.1. <i>Cuarcitas</i>	29
1.2.5.2. <i>Pizarras, areniscas y pizarras ampelíticas</i>	29
1.3. ROCAS PLUTONICAS	31
1.3.1. Unidad granítica de Ceclavín-Zarza la Mayor	31
1.3.1.1. <i>Tonalitas biotíticas</i>	31
1.3.1.2. <i>Granitos moscovíticos de grano grueso</i> ..	33
1.3.1.3. <i>Granitos aplíticos</i>	34
1.4. ROCAS FILONIANAS	35
1.4.1. Pórfidos dioríticos	35
1.4.2. Cuarzo	36
1.4.3. Diabasas	36
1.5. ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO	30
1.5.1. Pizarras mosqueadas y pizarras nodulosas y cornubianitas	37
1.6. Terciario	38
1.6.1. Mioceno	41
1.6.1.1. <i>Arcosas, arcillas y conglomerados (Cuenca de Coria, Sector II)</i>	41

	<u>Págs.</u>
1.6.1.2. <i>Arcillas, limos y arenas micáceas (Cuenca de Coria, Sector III)</i>	42
1.6.1.3. <i>Arenas, arcillas y conglomerados cuarcíticos (Cuenca de Moraleja)</i>	43
1.7. CUATERNARIO	44
1.7.1. Pleistoceno Inferior	44
1.7.1.1. <i>Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas</i>	44
1.7.2. Pleistoceno Inferior-Medio	45
1.7.2.1. <i>Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas</i>	45
1.7.3. Pleistoceno Medio	45
1.7.3.1. <i>Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas</i>	45
1.7.4. Pleistoceno Superior	45
1.7.4.1. <i>Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas</i>	45
1.7.4.2. <i>Cantos subangulosos, en general cuarcíticos, con matriz areno-arcillosa rojiza. Glacis</i>	46
1.7.5. Holoceno	46
1.7.5.1. <i>Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas</i>	46
1.7.5.2. <i>Arenas, cantos y arcillas. Conos de deyección</i>	46
1.7.5.3. <i>Bloques y cantos de cuarcitas y areniscas con matriz areno-arcillosa rojiza. Coluvión</i>	46
1.7.5.4. <i>Arenas y arcillas. Aluvial-coluvial</i>	47
1.7.5.5. <i>Limos arenosos. Cauce abandonado</i>	47
1.7.5.6. <i>Arenas, cantos y arcillas. Barras laterales y centrales</i>	47
1.7.5.7. <i>Cantos, arenas y arcillas. Aluvial</i>	47
2. TECTONICA	47
2.1. INTRODUCCION	47
2.2. PLIEGUES SARDICOS	48
2.3. ESTRUCTURAS HERCINICAS	49
2.3.1. Pliegues	49
2.3.1.1. <i>Pliegues de la primera fase hercínica</i>	49
2.3.1.2. <i>Pliegues Tardihercánicos</i>	51
2.3.2. Esquistosidades	52
2.3.2.1. <i>Esquistosidad de primera fase hercínica</i>	52

	<u>Págs.</u>
2.3.2.2. <i>Esquistosidad Tardihercínica</i>	52
2.3.3. Lineaciones	54
2.3.2.1. <i>Lineaciones de primera fase hercínica</i>	54
2.3.2.2. <i>Lineaciones Tardihercínicas</i>	54
2.3.4. Fracturas	56
3. GEOMORFOLOGIA	57
4. PETROLOGIA	58
4.1. PETROLOGIA IGNEA	58
4.1.1. Características generales	58
4.1.2. Geoquímica	59
4.1.2.1. <i>Rocas graníticas</i>	59
4.1.2.2. <i>Rocas filonianas</i>	60
4.2. PETROLOGIA METAMORFICA	62
4.2.1. Metamorfismo regional	62
4.2.1.1. <i>Relaciones metamorfismo-deformación</i> ...	62
4.2.2. Metamorfismo de contacto	62
4.2.2.1. <i>Relaciones metamorfismo de contacto-deformación</i>	63
5. HISTORIA GEOLOGICA	63
6. GEOLOGIA ECONOMICA	67
6.1. MINERIA	67
6.2. CANTERAS	67
6.3. HIDROGEOLOGIA	68
7. BIBLIOGRAFIA	71

0. INTRODUCCION

La Hoja de Coria (n° 10-25) se encuentra situada en la zona occidental de la provincia de Cáceres, siendo su rasgo geográfico más significativo el río Alagón, que cruza la Hoja según una dirección NE-SW, formando parte, en la actualidad, del embalse de Alcántara.

Geológicamente, se encuadra dentro del Macizo Hespérico y más exactamente en la zona meridional de la unidad geológica Centroibérica (JULIVERT, et al 1974).

Desde el punto de vista lito-estratigráfico, la característica más significativa son los sedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico, parcialmente cubiertos por una cobertera neógeno-cuaternaria, y sobre los que se elevan, en la zona central de la hoja, los depósitos paleozoicos que constituyen los relieves más pronunciados. Aparte, en el extremo suroccidental afloran rocas graníticas pertenecientes al batolito de Zarza La Mayor.

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

Morfológicamente se caracteriza por la ruptura que produce en el paisaje la presencia de la sierra paleozoica, que cruza la Hoja a modo bisectriz. Aparte, las unidades morfológicas más destacables son los diferentes

niveles de terrazas del río Alagón, que se ubican en el extremo NE, y los granitos del extremo suroccidental que, dependiendo de su litología, dan lugar a formas bien diferenciadas.

Entre los antecedentes geológicos más recientes, cabe mencionar, entre otros, los trabajos de LOTZE (1945-1966), FIGUEROLA (1963-1975), PARGA (1970), BOUYX (1970), SOS BAYNAT, V. y PEREZ REGODON, (1958); las tesis doctorales de BOCHMAN (1956), KELCE (1957) y SCHMIDT (1957) y las Hojas geológicas del plan MAGNA realizadas por TENA DAVILA RUIZ, M. (1980) y MARTIN HERREIRO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1978-1982), dentro de la provincia de Cáceres. Por último, hay que mencionar, en áreas próximas de la zona portuguesa, los trabajos realizados por THADEO (1951), TEXEIRA (1955-1959), TORRE DE ASSUNCAO et al (1965) y OEN ING SOEN (1970).

Con relación a las áreas graníticas, mencionaremos el trabajo histórico de EGOZCUE y MALLADA (1876) y los ya recientes realizados por CORRETEGE CASTAÑÓN, L.G. (1969-1971) y GARCIA DE FIGUEROLA, CORRETEGE y SUAREZ (1971).

1. ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Coria (n° 10-25) está ocupada en más del 45% por sedimentos (pizarras y grauvacas, principalmente) pertenecientes al denominado Complejo Esquisto Grauváquico de posible edad Precámbrico superior. Sobre estos, y en clara discordancia erosiva, se disponen cuarcitas, pizarras y areniscas y que abarcan términos desde el Ordovícico inferior al Silúrico inferior.

Recubriendo a los materiales precámbricos y paleozoicos a los que erosionan, se distinguen sedimentos neógenos pertenecientes a dos cuencas diferentes, que hemos dado en denominar Cuenca de Coria y Cuenca de Moraleja.

Sobre estos depósitos terciarios, y ocasionalmente, sobre el Complejo Esquisto Grauváquico, se pueden distinguir varios niveles de terrazas, la mayor parte de ellas están relacionadas con el río Alagón.

Finalmente, merecen especial atención las rocas extrusivas pertenecientes al batolito de Zarza la Mayor, ubicadas en el ángulo SW de la Hoja, en donde se distinguen dos facies, principalmente: tonalitas biotíticas y granitos moscovíticos de grano grueso.

1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR

A escala regional se encuentra constituido por grauvacas, esquistos y pizarras que se disponen en niveles alternantes de muy diversa potencia,

que varía entre niveles milimétricos hasta capas métricas, siendo más frecuentes los que no sobrepasan el metro de espesor.

En general debido a la gran monotonía de la serie del Complejo Esquisto Grauváquico y a su intenso plegamiento, no ha sido posible realizar diferenciaciones cartográficas, aparte de algún nivel de conglomerados, siempre con características lenticulares. No obstante, en el marco de la presente hoja y debido a las buenas condiciones de observación que ofrece la zona del río Alagón, en el paraje del Boquerón, se han podido definir tres tramos cartográficos, que de abajo a arriba se describen en los siguientes apartados.

Por lo que se refiere a la edad se ha podido determinar, por las asociaciones de microfósiles vegetales, que estos sedimentos pertenecen al Vendense (Precámbrico Sup.)

La posición que a nivel regional y en vertical poseen las facies que a continuación se describen, pese a la falta de un estudio macrosecuencial más detallado, dado el intenso plegamiento y la escasez de afloramientos, hace pensar en un esquema de ambientes marinos profundos que evolucionan de condiciones proximales a distales, en relación con abanicos submarinos profundos.

Finalmente, se plantea el problema de un paso hacia condiciones de plataforma representados por las facies cuarcíticas del techo del Complejo Esquisto Grauváquico existentes en esta zona y descritas en el apartado (1.1.3.).

1.1.1. Pizarras y grauvas. Conglomerados (cg) (8)

Constituye esta unidad la facies más característica del Complejo Esquisto Grauváquico, alcanzando una potencia mayor de 1500 m y gran extensión en el marco de la hoja.

Forma los términos más basales del Esquisto Grauváquico aflorante y su característica litológica fundamental es el estar constituido por pizarras y limolitas grises que alternan con grauvas grises y verdosas de grano fino a grueso, estratificadas en capas de 0,5 a 0,30 m, aunque no están ausentes los bancos métricos (1,4 a 2 m) que en general tienden a acuñarse, sobre todo los niveles de granulometría más gruesa.

Se han observado laminaciones paralelas, cantos blandos de pizarras negras, y en el techo de algunos bancos ripples de crestas rectas o linguoides.

Estas características permiten considerar las facies como pertenecientes al tipo C de Mutti y Ricci Lucchi (1975) y probablemente al tipo C₂.

Ocasionalmente se han observado niveles de conglomerados, como al E. del Cerro de Maricantos al Sur de la hoja. Estos conglomerados que in-

tercalan niveles finos de pizarras grises, están formados por cantos de cuarzo, cuarcitas, pizarras y grauvacas con tamaños que no sobrepasan los 4 cm y aparecen claramente deformados y alargados según la dirección de la primera esquistosidad.

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

– Esquistos cuarzosos grisáceos 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 sericíticas-cloríticas con textura granolepidoblástica (esquistosa) y color gris-verdoso, en donde se encuentran 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 cuarzoes alargados recristalizados 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 recristalizada durante la esquistogénesis.

– Metagrauvacas verdosas o/y grisáceas con textura esquistosa o granoblástica y componentes principales cuarzo, fragmentos de chert, clorita, sericita y plagioclasas que llevan a su vez turmalina, circón y opacos como minerales accesorios. Estas rocas detríticas tienen una matriz sericítica-clorítica de más del 15%, con clastos de cuarzo, plagioclasa y feldespatos de tamaño arena fina. En algunas láminas aparecen fragmentos de rocas grauvaquizadas, micas detríticas fuertemente plegadas y efectos de presión-solución en granos de cuarzo en contacto con los planos de esquistosidad ricos en hematites.

Se han realizado estudios palinológicos en diversas muestras. Para la zona N de Sinclinal paleozoico, se han obtenido en algunas de ellas, algo de materia orgánica y resto no identificados ambos en materiales lutíticos, y para la zona S se ha reconocido abundante materia orgánica desorganizada y también *Synsphaeridium* sp.

La edad para este tramo se considera Viseense (Precámbrico Superior) en función a los datos palinológicos existentes y de los materiales suprayacentes descritos en el siguiente apartado.

1.1.2. Grauvacas, pizarras y microconglomerados (9)

Esta unidad, que se define, como se mencionó anteriormente en el río Alagón, está formada por una alternancia rítmica de grauvacas y pizarras que intercalan sobre todo en la parte basal del tramo niveles de microconglomerados.

En esta zona se pueden distinguir facies que corresponden básicamente a las siguientes características:

a) Grauvacas gris verdosas en capas de 1 a 7 cm alternando con lutitas gris verdosas oscuras en capas de 0,5 a 3 cm. Estas litologías se ordenan en secuencias granodecipientes cuya potencia va de 3,5 a 7 cm. Se distinguen dos tipos (Fig. 1):

1) Areniscas con laminación paralela que evoluciona a laminación de ripples y finalmente al intervalo lutítico. Se pueden relacionar con la secuencia T_{b-d} de BOUMA (1962). (Fig. 1 a).

2) Areniscas con laminación de ripples que se acuñan rápidamente y lutitas, y láminas arenosas, con laminación paralela y microripples (microlenticular) secuencia T_{c-d} de BOUMA. (Fig. 1 b).

b) Pizarras, lutitas y limolitas con niveles de grauvacas que no sobrepasan los 2 cm. Es una facies compleja debido también a la presencia de términos con microsecuencias formados por areniscas y lutitas alternando a nivel de lámina.

La secuencia más representativa de este tramo está formada por tres términos, areniscas en capas de 0,5 a 2 cm con ripples que pasan a lutitas con láminas de areniscas con microripples y microlenticular y finalmente lutitas con laminación. (Fig. 1 c).

c) Grauvacas con intercalaciones de Lutitas

El predominio en esta facies es de las areniscas en bancos que adquieren potencias de hasta 0,50 m. La más frecuente oscila entre los 0,1 a 0,26 m. Las lutitas aparecen subordinadas con potencias de 2 a 7 cm.

En este tramo se pueden definir secuencias con predominio del término arenoso, representado por areniscas de grano grueso de tonos blancos en superficie y grises en corte, que de muro a techo presentan gradación positiva, laminación paralela y ripples de corriente; pasan a lutitas con intercalaciones de areniscas con ripples, que definen a su vez microsecuencias. El primer intervalo se puede considerar la secuencia T_{a-c} de Bouma (1962) y el segundo como la T_{c-d} , que podrían corresponder al término C_2 de Mutti & Ricci Luchi (1975).

d) Conglomerados

Incluidos en las facies de pizarras grises-negras masivas aparecen conglomerados de 1 a 2 metros de potencia caracterizados por poseer del

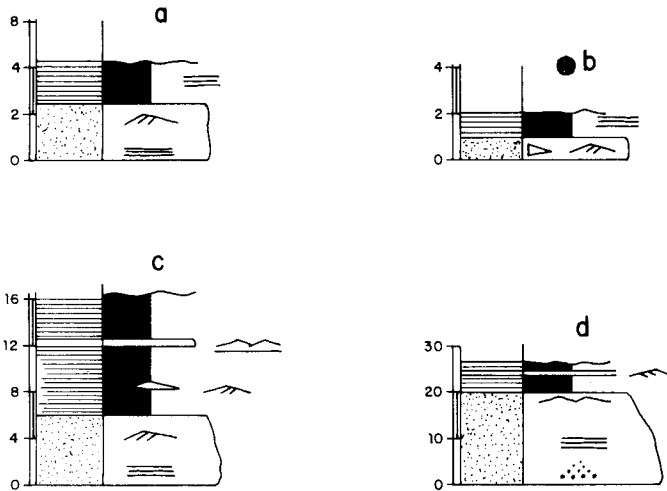


FIG. 1.- SECUENCIAS TURBIDITICAS SIMPLES Y COMPLEJAS REPRESENTATIVAS DEL ESQUISTO GRAUVAQUICO EN EL CORTE DEL RIO ALAGON HOJA Nº 10-25 (CORIA) a) Tb-d, b) Tc-d, c) Tb-d y Tc-d, d) Ta-c y Tc-d

LEYENDA

I - ESTRATIFICACION

- CAPAS**
- 10 cm.
 - 10 - 30 cm.
 - 30 - 100 cm.
 - 100 - 300 cm.
- CONTACTOS**
- Acuñamientos
 - Fusión de capas
 - Netos
 - Graduales
 - Discordante y/o disconforme

II - LITOLOGIAS

- Areniscas y/o cuarcitas
 - Pizarras
- Lutitas
 Limolitas
 Fina
 Media
 Gruesa
 Conglomerados

III - ESTRUCTURAS

- Laminación de ripples
- Estratificación ondulada
- Laminación paralela
- Laminación gradada
- Ripples de olas

50% al 70% de cantos de cuarzo muy bien redondeados y calibrados y de pizarra en un porcentaje de 5% a 10%, en ocasiones alguno es pizarroso siendo la fracción tamaño grava entre un 10% y un 60% y la de arena entre un 20% y un 50%.

La característica fundamental es la presencia de gradaciones positivas, hasta el tamaño de arena gruesa y la presencia de superficies erosivas internas separando bancos.

La mala calidad de los afloramientos no permite definir su geometría ni su pertenencia a secuencias más complejas, pero cabe pensar dada la rápida desaparición en la zona de observación que esta sea lenticular. Su atribución al tipo A₁ de Mutti & Ricci Lucchi (1975) parece ser la más adecuada.

En muestras tomadas en el Río Alagón, (Flanco N del sinclinal paleozoico) se han podido ver del estudio de microfacies, la existencia de secciones de Acritarcos que dan una edad Precámbrica. A su vez del estudio de diversas palinologías se han reconocido:

– Lutitas finamente bandeadas. Microfósiles muy abundantes. Se han reconocido:

Bavlinella faveolata
Protosphaeridium flexosum
Pterospermopsimorpha sp.
«empty sheat» de Cianofíceas
Cianofíceas del Orden *Chroococcales*

– Lutitas bandeadas de color gris oscuro. Se han reconocido.

Bavlinella faveolata
Bavlinella sp.
Protosphaeridium flexosum
Pterospermopsimorpha sp
Cianofíceas del orden *Chroococcales*

– Lutitas de color gris que presenta un bandeo milimétrico y contienen capas muy finas de color más oscuro. Se han reconocido:

Bavlinella faveolata
Pterospermopsimorpha sp.
Bavlinella sp.
«empty sheat» de Cianofitas
Cianofitas del orden *Chroococcales*
Trachysphaeridium sp.
Protosphaeridium flexosum

– Areniscas que se suceden con lutitas gris oscuras. Se han reconocido:

Bavlinella faveolata
Protosphaeridium flexosum
Protosphaeridium sp.

Pterospermopsimorpha sp.
Trachisphaeridium levis

– *Lutitas a limolitas grises compactas que presentan un tenue bandeado. Se han reconocido:*

Bavlinella faveolata
Trachisphaeridium levis
Leiosphaeridia sp.

– Canto de color negro procedente del conglomerado. Composición silíceo. Posible lidita.

Synisphaeridium sp. (cadena)
Pterospermopsimorpha sp.
Trachysphaeridium sp.
Eomicristidium sp.

Las capas conglomeráticas presentan una asociación de pistas fósiles producidas por metazoos endobentónicos, representados por:

Torrowangea sp.

– Pistas endógenas sinuosas de morfología irregular.

– Pistas endógenas arqueadas de morfología que recuerda al icnogénero *Planolites*, pero ligeramente diferentes:

Los microfósiles vegetales encontrados son:

Bavlinella faveolata
Protosphaeridium flexosum
Protosphaeridium sp.
Trachisphaeridium levis
Pterospermopsimorpha sp.
Trachisphaeridium sp.
Leiosphaeridia sp.

Cianofíceas del orden *Chroococcales*

Esta asociación tiene una edad que va desde el Véndico al Cámbrico. No obstante, la ausencia de acritarcos típicos del Cámbrico y el tipo tan primitivo de pistas fósiles encontradas permiten datar estas capas como Vendense (Precámbrico Superior).

En España se han citado asociaciones similares en el Olistostroma del Membrillar (PALACIOS, en prensa) y en la Formación San Jerónimo (LIÑAN y PALACIOS, en prensa) en rocas de edad Vendense, lo que refuerza la edad asignada.

Del estudio petrológico de diversas muestras de este conjunto, se deducen unas características análogas, en general, a las descritas en el apartado 1.1.1.

En cuanto a la potencia de esta unidad la estimamos próxima a los 500 m.

1.1.3. Cuarcitas, microconglomerados y pizarras (10)

Esta unidad está formada por cuarcitas en capas de 8 a 40 cm. En la base son de tonos grises y abundante laminación. El resto del tramo presenta tonos blancos, y el tamaño de grano fino es a medio.

Presentan geometría lenticular, laminación de ripples, estratificación cruzada en surco muy laxa y bioturbación de tipo vertical.

Subordinadas a las cuarcitas, o bien alternando con potencias de unos 3 cm aparecen lutitas negras.

En la mitad superior se encuentran pequeños niveles de conglomerados con cantos de hasta 1 cm de cuarzo redondeado y cantos blandos lutíticos y geometría lenticular.

Petrográficamente los niveles competentes se definen como metacuarcitas y cuarcitas feldespáticas (metasubarcosas), ocasionales. Como componentes principales aparecen aparte de cuarzo, fragmentos de chert y moscovita. Como accesorios: sericita, circón y rutilo. La textura es granoblástica y como característica se puede apuntar que los granos de cuarzo flotan en una matriz arcilloso-sericítica.

La potencia total de este tramo sobre el que se apoya en discordancia erosiva las cuarcitas del Ordovícico inferior, se estima en unos 60 m.

Dadas las características similares a los materiales infrayacentes a excepción de los tramos cuarcíticos, consideramos que estos sedimentos deben ser todavía de edad Vendienne (Precámbrico Superior).

1.2. PALEOZOICO

Los sedimentos que configuran las diferentes sierras (Caballos, Alta, Solana y Garrapata) son en su totalidad de edad paleozoica. En su conjunto forman una estructura sinclinal que se ha dado en llamar Sinclinal de Cañaverál por tener una gran continuidad hacia el E, estando situada aproximadamente en la mitad de la estructura, la localidad de Cañaverál (Hoja n.º 11-26 Cañaverál).

La existencia de grandes recubrimientos que dificultan la visión de gran parte de los tramos, así como el sistema de fracturas paralelas a la estructura, nos impide realizar cortes completos de detalle en esta Hoja. Al comprobar que las facies, a nivel de tramo cartográfico tienen poca o nula variación a lo largo de todo el Sinclinal, hemos creído oportuno incluir datos de la serie tipo establecida por nosotros para todo el Paleozoico de esta área, obtenida en la carretera de Trujillo a Plasencia (Hojas 12-25 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente).

Son siete los tramos cartográficos separados en este trabajo, de los cuales, y de muro a techo, los cinco primeros corresponden al Ordovícico y los dos restantes al Silúrico Inferior.

Con relación a la litología, nos encontramos en una serie detrítica, formada por cuarcitas y pizarras en distintos tramos, que son a su vez los que condicionan morfológicamente todo el contexto geográfico de las diferentes sierras.

1.2.1. Ordovícico Inferior

1.2.1.1. Pizarras, areniscas y cuarcitas (11)

En discordancia con los materiales precámbricos descritos anteriormente, tiene lugar la sedimentación de los primeros depósitos detríticos, con los que se inicia el Ordovícico Inferior, que sólo se han localizado en la ladera S de las sierras de Caballos y de la Solana, no descartando la posibilidad de su existencia en otros puntos ocultos por potentes coluviones cuaternarios.

Su litología corresponde a una serie formada por pizarras azuladas-grisáceas micáceas, que intercalan tramos areniscosos rojizos y cuarcitas blancas.

Los niveles de pizarras y areniscas aparecen en capas centimétricas, en tanto que los tramos cuarcíticos van de 10 cm a 1 m de potencia. Para todo el conjunto se observa la presencia de pizarras en tramos de 20 m de potencia media, mientras que las areniscas y/o cuarcitas dan paquetes de 8 m de potencia máxima.

En los tramos detríticos gruesos donde se ha observado estructura sedimentaria inorgánica abundante, como son laminaciones, estratificaciones cruzadas y ripples, también son frecuentes los niveles con bioturbación y pistas orgánicas.

Debido a las condiciones de los afloramientos no ha sido posible realizar un estudio sedimentológico para este tramo, no obstante, teniendo en cuenta las características litológicas, continuidad de los bancos cuarcíticos, presencia de pistas y bioturbación y, sobre todo, su similitud con facies del Ordovícico Inf. en esta región, nos hace pensar que el medio deposicional de estos sedimentos correspondería a un ambiente marino de plataforma somera.

La potencia total para este tramo se estima del orden de los 100 m.

Al microscopio se han clasificado:

– Filitas con textura blastopéltica-orientada, que tiene como minerales principales: cuarzo, moscovita, clorita o biotita y accesorios (turmalina, minerales opacos y circón). En las muestras con biotita, éstas aparecen en dos generaciones, la primera de las cuales corresponde con la orientación penetrativa general, mientras que la segunda crece sobre la anterior con una dirección que no coincide con la general ni con la crenulación existente en la roca.

– Cuarzitas algo micáceas que tienen textura granoblástica. Sus componentes mineralógicos principales son cuarzo y moscovita y los accesorios circón, turmalina y minerales opacos.

En general se observa que el cuarzo presenta bordes netos y una textura bastante equilibrada y las moscovitas definen una orientación grosera, que indicaría la presencia al menos de una fase de deformación.

Con relación a la edad de este tramo cartográfico, consideramos debe corresponder al Ordovícico Inferior, tanto por su posición estratigráfica, como por su similitud litológica a escala regional.

1.2.1.2. *Cuarzitas. Cuarzita armoricana (2)*

La sedimentación del Ordovícico Inferior, continúa con una serie cuarcítica dispuesta discordantemente, bien sobre los materiales del C.E.G., o sobre las pizarras, areniscas y cuarcitas descritas en el anterior apartado, dando lugar a los mayores relieves dentro del área de estudio, que por su gran continuidad fuera del mismo, constituye un claro nivel guía a escala regional.

En conjunto, se compone de cuarcitas blancas dispuestas en dos tramos. (Figura n° 2).

El inferior se encuentra formado por cuarcitas blancas y grises claras en capas de 1 m a 1,6 m, bien estratificadas, en donde se observan superficies de ripples muy deformados y estratificaciones cruzadas a mediana escala.

Son características la fusión de bancos y la uniformidad lateral. La potencia media para este tramo se estima entre los 70-80 m.

El superior consiste en una serie formada por cuarcitas y areniscas cuarcíticas grises con intercalaciones de pizarras grisáceas micáceas. Los niveles cuarcíticos tienen una potencia media de 8 cm, 10 cm, no superando a nivel de estrato los 35-40 cm. La potencia total se estima en 100 m.

Para los niveles de pizarras, la potencia se estima en 4 cm-7 cm, siendo de 15 cm las capas máximas observadas. Las características sedimentarias más significativas corresponden a bandeados que pueden dar lugar a lajas, laminaciones cruzadas y laminaciones de ripples de olas.

La abundancia de recubrimientos cuaternarios de tipo coluvionar, que bordean estos resaltes cuarcíticos, impide tomar series completas. No obstante, y a nivel puntual, se han podido determinar para el tramo superior las siguientes características sedimentarias:

– En el Salto del Gitano (carretera de Trujillo-Plasencia) y dentro ya de la Hoja n° 12-26 (Serradilla) se observan en un tramo de 12 m de potencia, secuencias positivas en tramos que oscilan entre 6 cm y 65 cm, con dos términos bien definidos:

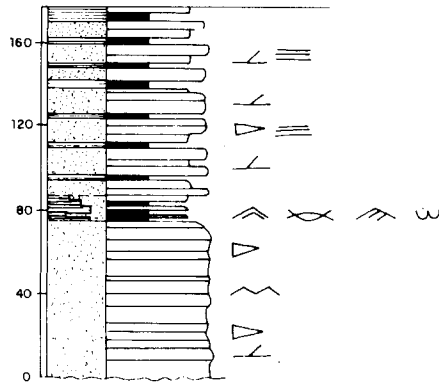
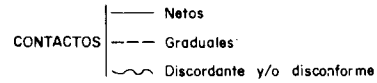
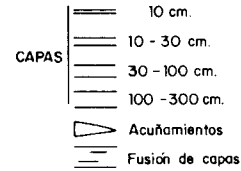


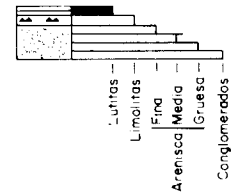
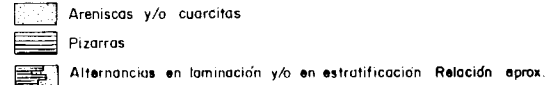
FIG. 2

LEYENDA

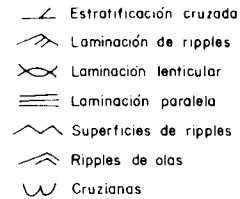
I - ESTRATIFICACION



II - LITOLOGIAS



III - ESTRUCTURAS



1^{er} término: areniscas y/o cuarcitas con laminaciones de ripples de ola y crucianas en la base. Potencia de paquetes 13 cm-18 cm.

2° término: alternancia a nivel de láminas de lutitas, limolitas o areniscas de grano fino, con laminaciones de ripples. Potencia de paquetes 20 cm a 24 cm.

– Para el Puerto de la Serrana (Hoja n° 12-25 Malpartida de Plasencia) se ve en el corte de la carretera de Trujillo a Plasencia, una megasecuencia negativa de 7 m de potencia, formada por cuatro secuencias, que en vertical aumentan de potencia y que están constituidas por dos términos:

1^{er} término: alternancia de cuarcitas-areniscas con pizarras, limolitas o areniscas de grano fino. Presentan como estructuras sedimentarias más frecuentes, en los niveles de granulometría más gruesa: estratificación lenticular, superficies de ripples, laminaciones de ripples y pistas horizontales.

2° término: cuarcitas gris claras en capas de 10 cm a 70 cm, con superficies entre capas muy netas, y en donde predominan las estratificaciones cruzadas.

En conjunto este tramo cartográfico, que hemos dado en llamar cuarcita armoricana, se podría interpretar como originado, en un medio marino de plataforma somera con características transgresivas.

Del estudio petrográfico de diversas muestras se desprende la existencia, para la parte basal de todo el tramo cartográfico, de cuarcitas con textura granoblástica heterogranular o inequigranular con tendencia esquistosa. Su componente principal es el cuarzo en un 95%, siendo sus accesorios sericita-moscovita, clorita, circón, minerales opacos, rutilo, xenotima y esfena.

El tamaño de los granos de cuarzo varía desde 20 micras a cristales próximos a 1 mm, aunque los tamaños más frecuentes corresponden a 100-250 micras. Los granos de cuarzo aparecen, en alguna muestra, algo alargados, lo que nos indicaría una esquistosidad muy poco marcada. Los filosilicatos aparecen en muy escasa proporción y situados entre los granos de cuarzo, no existiendo ninguna orientación preferente. El hecho de que aparezcan diseminados entre estos cristales, indica la escasez de matriz arcillosa de la roca original.

Para la parte superior se han reconocido:

– Filitas de tendencia limolítica con textura blastopelítica de tendencia blastosamítica y esquistosa, ligero bandeo, cuyos componentes principales son: moscovita-sericita, clorita y cuarzo, en tanto que aparecen opacos, hematites, turmalinas y feldespatos, como minerales accesorios.

Es característica la disposición de los filosilicatos, tanto por reorientación como por crecimiento orientado, según los planos de esquistosidad S_1 .

También, y según estos mismos planos, se observan cuarzos elongados y acumulación de opacos (hematites) en forma de granos finos.

– Cuarzitas recristalizadas con textura granoblástica heterogranular de tendencia esquistosa, cuyo componente principal es el cuarzo, que alcanza el 90-95%, en tanto que los opacos, pirita, circón, rutilo, sericitamoscovita y turmalina, entran a formar parte como minerales accesorios.

La recristalización es muy acusada con contactos entre granos fuertemente suturados e interpenetrados. El tamaño de grano de los cuarzos suele ser medio-grueso, existiendo en la zona de deformación más intensa, bandas de deformación y láminas de Boehm. Tanto el circón como el rutilo, este último más escaso, son granulares y muy redondeados.

Todo este tramo descrito ha sido tradicionalmente admitido como representante del Skidaviense, sirviendo a su vez de nivel cronoestratigráfico dentro del ámbito hercínico.

Aparte de los restos de cruzianas y skolithos inclasificables, vistos en toda nuestra área de trabajo, hemos localizado en la Hoja n° 12-26 (Seradilla), al S de esta zona, icnofósiles clasificados como: *Cruziana rugosa*. D'ORSIGNY y *Skolithos*, sp., que corresponden al Ordovícico Inf. (probable Arenig). Por ello, asignamos a estas cuarcitas una edad Ordovícico Inferior.

1.2.2. Ordovícico Medio

1.2.2.1. Pizarras con intercalaciones de cuarcitas (13)

En concordancia con la cuarcita armoricana, se deposita una serie pizarrosa con intercalaciones cuarcíticas, más frecuentes hacia el techo, cuya potencia total se estima entre 300 m. y 350 m. y que forma una clara depresión topográfica.

En la serie tipo establecida al E. de esta hoja, se puede observar de muro a techo (Figura n° 3).

– Pizarras violetas y negras masivas, con restos de Trilobites y abundantes cubos de pirita. Potencia 100 m. - 115 m.

– Pizarras negras con intercalaciones cuarcíticas. Las cuarcitas, son por lo general grises y se presentan, bien en tramos de 2 m. a 3 m., cuyos bancos van de 0,3 m. a 1,1 m., o bien se localizan en zonas de areniscas de grano fino alternando con limolitas y pizarras a nivel de lámina, o capas de 2 cm. a 30 cm., en cuyo caso adquieren geometría lenticular, presentando laminación cruzada debida a ripples. Potencia 150 m. - 160 m.

– Areniscas cuarcíticas con niveles pizarrosos intercalados. Los niveles areniscosos presentan potencias de 4 cm. a 20 cm., cuando son de grano

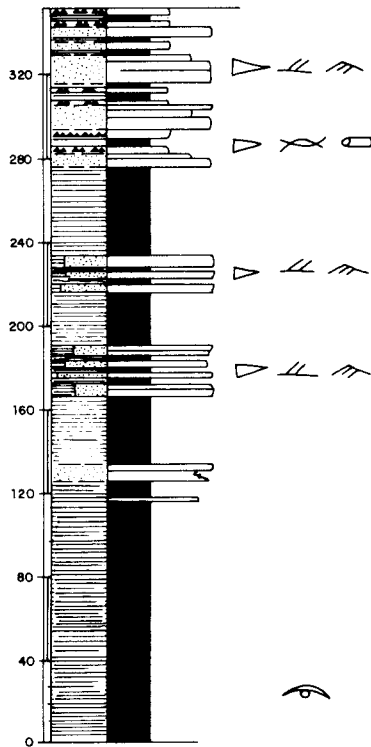
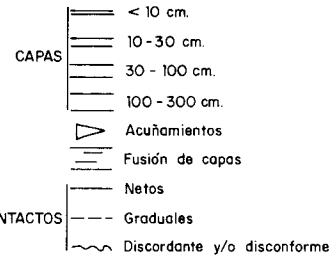


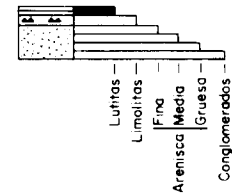
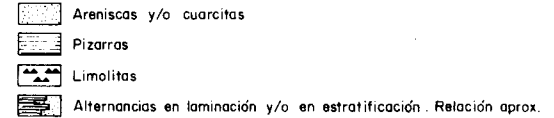
FIG. 3

LEYENDA

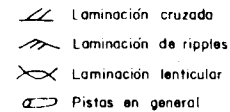
I - ESTRATIFICACION



II - LITOLOGIAS



III - ESTRUCTURAS



FOSILES



fino, y de 50 cm. a 60 cm., al ser de grano grueso. En algunos niveles la transición entre las dos litologías citadas a nivel de lámina proporciona a esta facies el aspecto bandeado característico, en donde los términos de grano más fino, lutitas y limolitas, son de tonos gris oscuro, siendo las areniscas cuarcíticas más claras. Como estructuras sedimentarias se pueden citar: laminación cruzada, laminación de ripples y pistas en los términos lutíticos. Potencia de 60 m. a 75 m.

El medio de sedimentación en que se depositaron los materiales de esta unidad, corresponderían a una plataforma somera ya establecida, donde la existencia de grandes tramos pizarrosos sin estructuras ni secuencias aparentes, las colocaría en zonas de plataforma, con escaso aporte arenoso y poco energéticas, en las que era posible, no obstante, el desarrollo de **Tribolites**. Únicamente en los tramos cuarzoareníticos intercalados en ella, pueden detectarse oleajes y corrientes capaces de aportar detríticos más gruesos, dando lugar a la acumulación de cuerpos arenosos de distintas escalas, que llegan a ser dominantes a techo de todo el conjunto.

Las características petrográficas más representativas son las siguientes:

- Filitas con textura blastopelítica lepidoblástica o blastosamítica y esquistosa. Los minerales principales son: moscovita-sericita, clorita y cuarzo, y los accesorios: turmalina, óxidos de hierro, circón y opacos. Son abundantes los granos de cuarzo alargados, según planos de esquistosidad S_1 , así como finos filosilicatos situados en los mismos planos.
- Por último las turmalinas, cuando aparecen, se encuentran muy redondeadas con aspecto típicamente detrítico.
- Cuarzitas algo ferruginosas o micáceas con textura blastosamítica o granoblástica, que tienen como principal componente el cuarzo y en algunos casos la moscovitas, y como accesorios, turmalina, circón, opacos limonitas, rutilo y moscovita sericita. En la mayoría de los granos de cuarzo no se observan contornos o formas típicamente detríticas. En general parece existir una elongación muy poco marcada, concordante con la que tienen los filosilicatos y que correspondería con la esquistosidad S_1 .

En un análisis petrológico de areniscas, de estas mismas rocas, se ha observado que se encuentran formadas por un 85% de cuarzo, con un 2% de cemento ferruginoso y un 12% de matriz clorítica. Las fracciones son del 85% de limo y 13% de arcilla.

Con relación a la fauna existente en toda la serie descrita, hay que hacer constar como antecedente la recolectada por SCHMIDT (1957) para la zona de Mirabel (Hoja n° 11-25 Torrejoncillo), en la cual, clasifica *Calymene* (*Synhomalonotus*) *Tristani* (BROGN) *Iliaenus giganteus* BURMEIS-

TER, Illanenus sp., Restos de Trilobites, *Orthis ribeiroi* SHARPE y *Orthis* sp., a la que asigna una edad Llandeilo.

Por nuestra parte y en esta misma zona hemos recolectado fauna, en la que se han clasificado: *Neseuretus (Neseuretus) cf. Tristani* (BRONGNIART), *Etenobolbina hispánica* (BORN) y *Pkimitica?* sp. que corresponde a una edad Llanvirniense.

También en la sierra de Serradilla, dentro ya de la Hoja n° 12-25 (Marparda de Plasencia) recolectamos fauna clasificada como: *Redonia deshayesi* ROUAULT., *Praeleda cf. ciae* (SHARPE), *Neseuretus cf. Tristani* (BRONGNIART), *Cacemia ribeiroi?* (SHARPE) y Orthocerida indent. cuya asociación pertenece al Llanvirniense, probablemente superior.

Finalmente, en el ámbito de la Hoja y en un afloramiento equivalente a las areniscas del techo de todo este tramo cartográfico hemos encontrado fauna clasificada como: *Heterorthima cf. Kerformei* MELOU y *Heterarthima sp.* que pertenecen ya al Llandeilo.

Por todo lo expuesto, consideramos a todo este tramo como de edad Llanvirniense-Llandeilo.

1.2.3. Ordovícico Medio-Superior

1.2.3.1. Cuarcitas (14)

Esta unidad, que se dispone concordante con la anterior, se encuentra formada por cuarcitas que son fácilmente identificables al dar lugar a un resalte que destaca entre dos unidades que generalmente ocupan zonas de depresión topográfica.

Las cuarcitas son gris claras de grano medio-fino, bien estratificadas en capas de 0,1 m a 1,2 m, en donde son frecuentes las acuñaciones que originan geometrías lenticulares.

Todo el conjunto se dispone en paquetes que van desde los 2,5 m a los 30 m de potencia.

Intercalados entre estos paquetes aparecen niveles más areniscosos en capas de 1 a 5 cm, y lutitas que presentan laminaciones de ripples y pistas (figura n° 4).

Las condiciones establecidas hacia el techo de la unidad anterior (13) se acentúan para ésta, ya que aquí el depósito arenoso es fundamental.

Se puede pensar en una zona de plataforma muy agitada, sujeta a la acción de olas y corrientes con desarrollo de fauna y bioturbación importante.

La potencia total en toda la sierra es bastante uniforme, siendo del orden de los 60 m.

El estudio petrográfico de muestras representativas para esta unidad corresponde a:

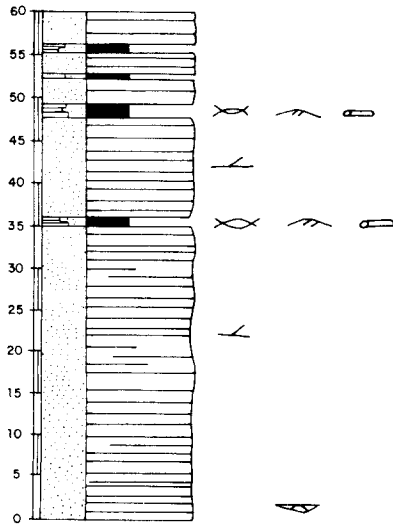
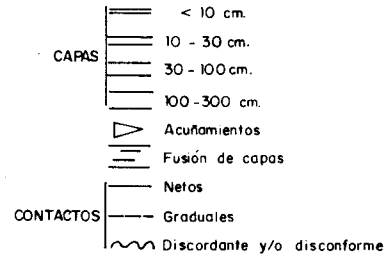


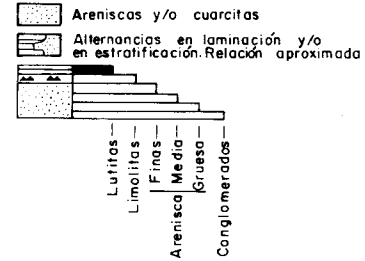
FIG. 4

LEYENDA

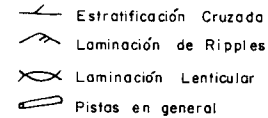
I - ESTRATIFICACION



II - LITOLOGIAS



III ESTRUCTURAS



FOSILES



– Cuarzitas y cuarcitas micáceas con textura granoblástica, bien con tendencia elongada y algo esquistosa o poligonal, en donde el componente mineralógico principal es el cuarzo; en tanto que como accesorios aparecen circón, turmalina, chert, rutilo, leucoxeno y minerales opacos.

El tamaño de los granos de cuarzo varía entre 30 micras y 150 micras, en donde se puede observar o una cierta elongación, al tener los contactos suturados o interpenetrados, o bien aparecen con bordes rectos que dan lugar a una tendencia poligonal. El chert suele encontrarse en forma de nódulos irregulares o redondeados con tamaños medios de 0,1 mm a 0,12 mm. Las micas son finas y aciculares, con longitudes de 10 micras a 30 micras.

La turmalina suele estar asociada con óxidos de hierro y normalmente recrecidas. El circón puede presentar formas redondeadas o irregulares. Finalmente el rutilo suele estar muy alterado a leucoxeno.

Del análisis petrológico de areniscas, para este tipo de rocas se observa, que el cuarzo forma parte del 90% de la lámina con un 10% restante de matriz clorítica. Las fracciones corresponden un 90% de limos y 10% arcillas. Los granos son de tamaño medio con un gran redondeamiento.

Los únicos restos de fauna clasificable corresponden a los existentes en una muestra tomada en el camino particular a los saltos de Torrejón (Hoja n° 12-25 Malpartida de Plasencia). Dicha muestra se situaría en la base de todo este tramo cartográfico y en ella se han clasificado: *Sinuities* (*Sinuities*) cf. *hispanica* (BORN) y *Echinodermata?* indet., que permiten datar estos depósitos como Llandeilo Caradoc Inferior.

Al no tener fauna que nos delimite con exactitud el techo de estas cuarcitas, no nos es posible precisar cuando terminó su sedimentación, por lo que les asignaremos una edad global de Llandeilo-Caradoc.

1.2.4. Ordovícico Superior

1.2.4.1. Pizarras (15)

Finaliza la sedimentación del Ordovícico con unos depósitos pizarrosos que intercalan algunos niveles areniscosos, que se hacen más frecuentes hacia el techo de la serie.

Se ha establecido una serie en la confluencia de los ríos Tajo y Tiétar, al N de la Sierra de la Umbria (Hoja n° 12-25 Malpartida de Plasencia), que consideramos representativa para toda la sierra (Figura n° 5). De muro a techo:

– Lutitas y limolitas grises oscuras con capas de areniscas en bancos de 4 a 50 cm, de tonos blancos o gris verdosos. Las areniscas presentan geometría lenticular, laminaciones de ripples y a veces estratificación cruzada en surco y pistas. Potencia 28 m.

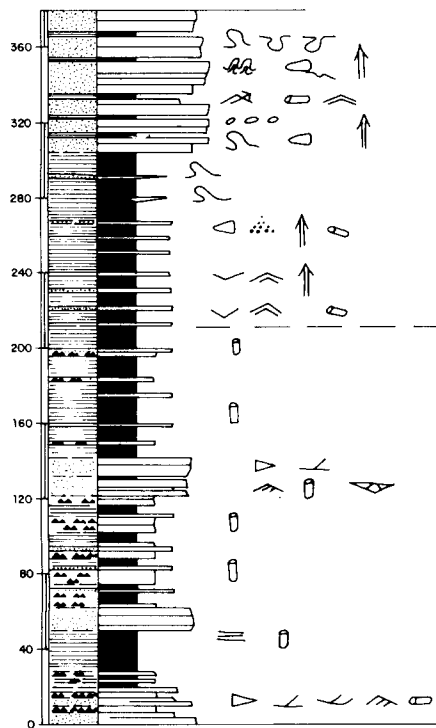


FIG. 5

LEYENDA**I - ESTRATIFICACION**

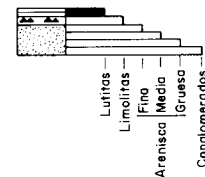
- CAPAS**
- ▬ 10 cm.
 - ▬ 10 - 30 cm.
 - ▬ 30 - 100 cm.
 - ▬ 100 - 300 cm.
 - ▽ Acuñaientos
 - ▬ Fusión de capas
- CONTACTOS**
- ▬ Netos
 - - - Graduales
 - ~ Discordante y/o disconforme

II - LITOLOGIAS

- ▨ Areniscas y/o cuarcitas
- ▨ Pizarras
- ▨ Limolitas
- ▨ Alternancias en laminación y/o en estratificación. Relación aprox.

III - ESTRUCTURAS

- ↘ Estratificación cruzada
- ↘ Estratificación cruzada en surco
- ↘ Laminación de ripples
- ▬ Laminación paralela
- ▬ Laminación gradada
- ~ Laminación convoluted
- ↘ Ripples de olas
- ↘ Climbing ripples
- ▽ Flute cast
- ▽ Flute cast deformados
- ▽ Load cast
- ▽ Load cast deformados
- ↘ Tool marks
- ~ Slumps
- ↑ Paleocorrientes
- ▬ Pistas en general
- ▬ Bioturbación

**FOSILES**

- ▽ Braquiopodos

- Pizarras negras dando tonos verdosos por alteración. Los 5 metros superiores son arenosos presentando laminaciones y apareciendo bioturbadas. Contienen a techo restos de fauna. Potencia 20 m a 24 m.
- Alternancia de areniscas laminadas con pizarras; estas últimas están subordinadas. Aparece bioturbación en todo el tramo. Potencia 1,6 m.
- Areniscas feldespáticas en capas de 0,35 a 1,10 m de tonos gris claro a pardos. Separándolos aparecen capas de naturaleza pizarrosa-lutítica de hasta 0,13 m de potencia. En la base de los bancos de areniscas se localizan cantos blandos.
- Alternancia de pizarras y limolitas y niveles de areniscas de grano fino (1 a 5 cm de potencia). Algunos tramos presentan bioturbación muy alta de tipo horizontal. Potencia 50 m a 60 m.
- Areniscas grises en capas de 8 a 30 cm, pueden alcanzar hasta 1,5 metros. Aparecen separadas por areniscas de grano más fino y limolitas de aspecto lajeado que presentan laminación de ripples y bioturbación abundante. Es frecuente el acuñamiento de capas de areniscas y la presencia de estratificación cruzada. En este tramo se localizan restos de Braquiópodos. Potencia 20 m.
- Pizarras negras, verdosas por alteración con algunos niveles de limolitas y areniscas de grano fino. Presentan bioturbación. Potencia 50 m.
- Lutitas y areniscas ordenadas secuencialmente, dando una ritmita con predominio de las lutitas. La potencia de las secuencias oscila entre los 15 y 32 cm, Su característica fundamental es la existencia de marcas de corriente de dirección S-N. La secuencia más sencilla comienza con una superficie erosiva muy plana, con flutes, tool marks y otras marcas, que da paso a areniscas con granoselección positiva, ripples y a veces convuluted lamination. El término final lo constituyen lutitas. A veces aparecen secuencias más complejas. Potencia 53 m.
- Lutitas negras masivas con capas slumpizadas de areniscas. Potencia 36 m.
- Areniscas de tonos amarillentos con lutitas negras. Es frecuente en todo el tramo la existencia de capas de areniscas deslizadas y slumpizadas, laminación convolutec, estructuras de deformación, climbing ripples, y pistas horizontales. También existen ortoconglomerados con cantos redondeados y deformados, unidos a niveles con estructuras de deformación. Lateralmente las capas se acuñan o pasan de tener una posición normal a estar slumpizadas. Las direcciones obtenidas en las marcas de corrientes (fundamentalmente flutes) dan también dirección S-N. Potencia 75 m.

Con relación al medio de deposición, se ha podido ver que en la parte inferior de esta Unidad (los 210 metros basales) las condiciones de sedimentación se pueden considerar análogas a las de las unidades infrayacentes. El depósito se verifica en zonas de plataforma marina, caracterizada por condiciones energéticas bajas que se ven interrumpidas esporádicamente por el incremento de la energía y el aporte de materiales detríticos tamaño arena que llegan a dar megaformas. En estos ambientes serían capaces de desarrollarse diferentes organismos que llegan a producir una bioturbación total del sedimento.

Estas condiciones muestran un cambio importante en la mitad superior de la Unidad que se manifiesta por la inestabilidad de la plataforma y la modificación en el tipo de sedimentación.

La acción de corrientes unidireccionales persistentes de dirección S-N y de olas, dan lugar a secuencias rítmicas que probablemente haya que relacionar más con capas turbidíticas generadas por tormentas que con abanicos. En este marco la tasa de sedimentación es elevada y se crea además una paleopendiente ligeramente oblicua a las direcciones de corrientes.

La bioturbación pasa a ser casi exclusivamente de tipo horizontal.

La potencia total de esta unidad para toda la Sierra del Cañaveral, se estima debe de estar entre los 260 m y 350 m.

El estudio de diversas muestras tomadas en distintos niveles de la serie, ha permitido observar las siguientes características petrográficas.

– Filitas con textura de blastosamítica a blastopelítica, según los casos, cuyos componentes mineralógicos principales corresponden a cuarzo, moscovita y clorita, y como accesorios más abundantes aparecen: feldspatos, opacos, óxidos de hierro y circón. Las moscovitas que aparecen orientadas por efecto tectónico, son de gran tamaño y muy abundantes, por lo que se podría pensar en la existencia de gran cantidad de minerales arcillosos en la roca original. Los granos de cuarzo suelen estar alargados, unas veces por aplastamiento y otros por crecimiento, ya que sus bordes son muy irregulares, y van asociados con filosilicatos.

– Cuarzitas con textura blastosamítica de grano fino esquistosa, que se compone fundamentalmente de cuarzo. Como accesorios más frecuentes aparecen opacos, clorita, sericita-moscovita, plagioclasa, circón y rutilo. Los contactos entre los granos de cuarzo son de formas irregulares y algo interpenetrados. Los filosilicatos se encuentran orientados y a veces constituyen lechos finos. El carácter heterogranular es debido a la existencia de zonas de recristalización intergranular, en general de tamaños menores y subordinados a los de mayor tamaño.

No se ha recolectado fauna en esta unidad cartográfica, por lo que la suponemos situada en el Ordovícico Superior, en base a los datos faunísticos situados en materiales infra y suprayacentes.

1.2.5. Silúrico Inferior

1.2.5.1. *Cuarcitas (16)*

En concordancia sobre los sedimentos del Ordovícico Superior se inicia la sedimentación del Silúrico con un pequeño tramo cuarcítico, de 5 m a 15 m de potencia, que entraña, en muchos puntos, gran dificultad cartográfica, pero que se ha creído oportuno separar a riesgo de exagerar su potencia, al ser un tramo de gran interés dentro de todo el contexto de la serie paleozoica.

Se trata de cuarcitas gris-blancas, bien estratificadas en paquetes gruesos próximos a 1 m, en donde se pueden ver algunas granoselecciones y estratificaciones cruzadas.

Las condiciones de sedimentación serían una continuación de la plataforma ya existente, en donde los detríticos más gruesos se depositan de una forma preferente.

Al microscopio se han determinado cuarcitas con textura granoblástica, a veces heterogranular, que tienen como minerales principales cuarzo, sericita-moscovita y clorita y como accesorios rutilo, leucóxeno, óxidos de hierro, circón, turmalina y feldespatos sódicos. El cuarzo, que está como principal componente, varía tanto en forma como en tamaño de grano, existiendo en algunos poligonización. También se observan en algunas muestras elongaciones de cuarzo, así como óxidos en sus bordes. A su vez los filosilicatos suelen presentar una cierta disposición.

El hecho de no haber encontrado fauna en este nivel cuarcítico nos obliga a suponer que su sedimentación se produciría dentro del Silúrico, ya que las dataciones más precisas de las pizarras ampelíticas con graptolites del tramo suprayacente corresponde al Llandovery Medio-Superior. Por ello, parece lógico considerar el tránsito Ordovícico-Silúrico en la base de este tramo cuarcítico.

1.2.5.2. *Pizarras, areniscas y pizarras ampelíticas (17)*

Sobre los materiales cuarcíticos de la base del Silúrico, continúa en concordancia, una serie pizarrosa con algún nivel arenisco, que constituye el tramo superior de la serie paleozoica aflorante en esta zona.

Se trata de pizarras vinosas y grises-negras y pizarras ampelíticas, en niveles que no superan los 10 cm, y que intercalan areniscas rojizas en capas de 3 cm a 5 cm.

En las Hojas n° 12-25 y 12-26 (Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente) existen, hacia la base de la formación, algunos niveles interestratificados con carácter lentejónar, de rocas tuffíticas que sirve, durante varios kms, de capa guía dentro de los tramos pizarrosos.

Las condiciones de plataforma marina somera ya establecidas, continúan durante la sedimentación de esta unidad, que se inicia con un régimen energético menor, alternante, que da lugar a niveles de pizarras y areniscas. En esta época existiría una cierta actividad volcánica puesta de manifiesto por la existencia lenticular de rocas tuffíticas. Seguidamente la plataforma tendría escasos o nulos aportes arenosos, que pasaría a un régimen estable con predominio de pizarras negras y pizarras ampelíticas con graptolites.

La potencia total para toda la sierra se estima que no supera los 100 m.

Del estudio petrográfico sobre láminas realizado en muestras tomadas en diversos puntos de esta unidad, ha permitido clasificar:

- Filitas con textura blastopelítica orientada, cuyos componentes mineralógicos principales corresponden a cuarzo, moscovita-sericita y clorita, en tanto que sus accesorios principales son grafito, opacos, turmalina, circón y rutilo. Los filosilicatos predominan sobre el cuarzo, y se presentan en láminas alargadas orientadas según la esquistosidad S_1 .
- Metagrauvas con textura blastosamítica algo orientada, con cuarzo, sericita-moscovita y clorita, como minerales principales; y opacos, turmalina y circón, como accesorios. Los granos de cuarzo tienen un bajo grado de recristalización al tener formas angulosas y bordes bastante netos. Los filosilicatos provienen de la fracción arcillosa.

En esta hoja no se han encontrado restos de graptolites clasificables, existentes dentro de los tramos de pizarras ampelíticas, pero en muestras tomadas en niveles equivalentes de la Hoja n° 12-25 (Malpartida de Plasencia) se han obtenido las siguientes clasificaciones:

- *E. Casas de las Navajuelas*: *Climacograptus innotatus* (NICHOLSON); *Petalograptus cf. palmeus* (BARRANDE); *Spirograptus? cf. spiralis* (GEINITZ); *Monograptus sp.* y *Pristiograptus? sp.* Edad: Llandovery, probablemente zonas crispus-griestonencis.
- *E. Casas de las Navajuelas*: *Climacograptus cf. scalaris* (HISINGER); *Climacograptus aff. innotatus* (NICHOLSON); *Pristiograptus c.f. nudus* (LAPWORTH); *Monograptus cf. marri* (PERNER); *Monograptus cf. tullbergi* (BOUCEK) y *Monoclimacis? cp.* Edad Llandovery Medio-Superior.
- *Casa Blanca*: *Monograptus halli* (BARRANDE); *Monograptus cf. sedgwicki* (PORTLOCK); *Spirograptus? turriculatus* (BARRANDE) s.l.; *Petalograptus giganteus* BOUCEK y PRIBYL y *Orthograptus? aff. insectiformis*. NICHOLSON. Edad Llandovery Medio-Superior.
- *Casas de la Hidroeléctrica*: *Climacograptus sp.*; *Plistiograptus? sp.* y *Monograptidae? gen. et sp. indet.* Edad Llandovery.

Por todo ello consideramos que los depósitos que constituyen esta unidad tienen una edad Llandovery.

1.3. ROCAS PLUTONICAS

1.3.1. Unidad granítica de Ceclavín-Zarza la Mayor

En la Hoja de Coria aparecen los afloramientos más espectaculares del stock o unidad granítica de Ceclavín-Zarza la Mayor.

Este plutón granítico está separado de la masa principal del batolito de Cabeza de Araya por una estrecha banda metamórfica, por tanto no puede establecerse con precisión la relación temporal que existe entre ambos batolitos.

Desde el punto de vista petrológico la unidad granítica de Ceclavín-Zarza la Mayor presenta rocas de marcado carácter calcoalcalino coexistiendo con granitos moscovíticos y granitos aplíticos. Sólo algunas facies de Arroyo de la Luz, por citar localidades relativamente próximas, pueden asemejarse vagamente a las rocas calcoalcalinas que describiremos.

En el vecino país aparecen, sin embargo, algunos stocks idénticos al de Ceclavín-Zarza la Mayor. El stock de Zibreira es uno de ellos.

En la cartografía se han diferenciado tres grupos diferentes de granitos, más una banda cataclástica milonítica, que si bien no constituye propiamente un grupo petrográfico diferente, si que tiene características estructurales y texturales propias, dignas de tener en cuenta.

En uno de los grupos se estudian algunas subfacies de escasa importancia cartográfica que tienen interés petrológico.

Respecto a la secuencia de intrusiones graníticas: granitos moscovíticos, tonalitas biotíticas y granitos aplíticos hay alguna duda sobre la posición temporal de los primeros.

Los granitos aplíticos, por el contrario, no presentan ningún problema pues son póstumos.

1.3.1.1. *Tonalitas biotíticas (5)*

Forman los afloramientos de rocas ígneas más importantes de la hoja y constituyen, por tanto, la variedad petrográfica fundamental del stock de Zarza la Mayor-Ceclavín.

Desde el punto de vista macroscópico las «tonalitas» se presentan con un color grisáceo azulado, son muy ricas en biotita y morfológicamente forman grandes berrocales con erosión en bolas de tamaño métrico. Sobre estos berrocales, se aprecian, en las colinas, los granitos aplíticos que describiremos más adelante.

Aunque hemos incluido todo el grupo de rocas, dentro de la denominación de tonalitas, hay que hacer la observación, que las variedades más feldespáticas son granodioríticas.

Petrográficamente pueden distinguirse dos tipos de rocas en el conjunto tonalítico:

- Tonalitas biotíticas s. str.
- Sienitas de feldespato alcalino.

Tonalitas biotíticas s. str.:

Tienen texturas hipidiomórficas de grano medio, pero dentro de esta textura general hay variaciones muy notables, puesto que es muy frecuente la heterogeneidad textural. En muchas preparaciones se observan zonas con predominio de cuarzo, de plagioclasa o bien de microclina.

Estas particularidades texturales parecen indicar, en muchos casos, que el cuarzo y la microclina han recristalizado residualmente.

Las tonalitas biotíticas s. str. están formadas por cuarzo, plagioclasas y biotita, como minerales esenciales. Entre los accesorios se encuentran el feldespato potásico, rutilo, esfena, circón, anatasa y apatito. La alteración más normal es la sericitización, no obstante se observan ocasionalmente procesos de saururización afectando a las plagioclasas. Los cristales de plagioclasas son anhedrales o subhedrales y tienen siempre una fuerte zonación, bien de tipo normal (débilmente oscilatoria) o, bien desigual («patchy zoning»), con áreas o zonas que llegan An_{50-60} , áreas intermedias, cuantitativamente más importantes An_{25-30} y zonas periféricas de composición ácida An_{10-6} . Por lo general tienen disposición algo fluidal (estructura planar).

En algunas preparaciones es posible distinguir dos tipos de plagioclasas. El primero está constituido por cristales de 0,5 mm como máximo que forman una trama cristalina junto con cuarzo y biotita. El segundo tipo es el más abundante y forma los cristales grandes anhedrales o subhedrales anteriormente descritos.

El cuarzo forma placas anhedrales de tamaño variable casi siempre muestra signos de tectonización, estinción ondulante, bordes suturados, poligonización y neoformación de granos. También se puede observar en ocasiones la presencia de generaciones tardías de cuarzo, especialmente cuarzo mirmequítico y cuarzo reticular.

La biotita es parda, fuertemente pleocroica y muy rica en inclusiones de todo tipo, especialmente: apatito, circón, esfena, agujas de rutilo orientadas y moscovita.

Este último filosilicato no es una simple inclusión, ya que con frecuencia se forma a partir de la transformación de la biotita.

El feldespato potásico es mineral totalmente intersticial y tardío, suele exhibir el enrejado típico de la microclina y siempre tiene formas anhedrales. En algunas variedades de tonalita en las que abundan las sineusis de plagioclasa, el aspecto estructural del feldespato confiere a la roca una textura intermedia entre los «adcuumulados policristalinos» y «heteradcuumulados».

En otras aparecen frecuentes asociaciones simplectíticas de cuarzo y biotita, no obstante este fenómeno nunca suele representar más del 1% del volumen total de la roca.

La composición modal media sacada a partir de los datos de G. de FIGUEROA, CORRETGE y SUAREZ (1971) es:

	\bar{X}	S
Plagioclasa	48.06	4.82
Cuarzo	30.48	4.66
Biotita	13.98	3.16
Moscovita	3.11	0.66
Microclina	3.12	0.97
Otros	1.24	1.07

Se trata por tanto de tonalitas biotíticas muy ricas en cuarzo (tendencia trondjemíticas), en el límite con las granodioritas ricas en cuarzo.

Sienitas de feldespato alcalino:

Aparecen en afloramientos extraordinariamente puntuales. Aunque la textura de la roca, desde el punto de vista descriptivo puede considerarse hipidiomórfica con los cristales de plagioclasa de escaso idiomorfismo, desde el punto de vista genético presenta todas las características esenciales de los «adumulados» policristalinos. Además de este carácter textural se observa una orientación, es decir una «fluidaridad» sin que se quiera dar ningún significado genético a este vocablo.

La fase mineral mayoritaria es la plagioclasa sin ninguna zonación y composición francamente albítica ($An < 5$). Muchos cristales muestran inclusiones de calcita, sericita, y algunos son antipertíticos.

La fracción no plagioclasa del «adumulado» está formada por un agregado informe de clorita, moscovita palmeada o en rosetas, calcita, cuarzo, así como gran cantidad de feldespato potásico anhedral no pertítico, algunas laminillas de biotita parda y por último gran cantidad de anatasa o esfena entremezclada con la clorita (por sus características ópticas Mg-diabantita).

En cualquier caso se ve que la clorita es secundaria y deriva de la biotita.

Aunque petrográficamente hay que clasificar estas rocas como sienitas de feldespato alcalino, la roca original no hidrotermalizada fue sin duda de naturaleza monzonítica o monzodiorítica.

1.3.1.2. Granitos moscovíticos de grano grueso (6)

En general se trata de un granito de grano grueso, pero existen muchas variaciones, especialmente de tipo estructural y textural en torno a las

fracturas senestras de dirección aproximadamente E-W, tan abundantes en el área. En algunos dominios el carácter neisico-cataclástico es evidente.

Petrográficamente están constituidos por cuarzo, feldespatos potásico, plagioclasa, albita-oligoclasa y moscovita como minerales fundamentales, y turmalina, biotita, circón, esfena y apatito como componentes accesorios. De estos últimos la turmalina suele ser el mineral más frecuente.

El cuarzo es muy rico en inclusiones fluidas bifásicas. Cristaliza con formas irregulares. Presenta claros signos de deformación, especialmente extinción ondulante y poligonización en los casos de acción tectónica más intensa.

El feldespato potásico es en general perítico y se presenta con formas anhedrales o, mas raramente, subhedrales.

Tiene algunas inclusiones de cuarzo globuloso y en ocasiones engloba cristales de plagioclasa a los que suele sustituir parcialmente.

Las plagioclasas son subhedrales o anhedrales, pero sin un grado de idiomorfismo. Suelen exhibir una tectonización incipiente con flexiones débiles de los planos de macla de la albita. En general los grandes cristales de plagioclasa suelen tener inclusiones de cuarzo que suelen aumentar en abundancia hacia los bordes. Ocasionalmente puede presentar inclusiones muy pequeñas de feldespato potásico. Esta relación textural es algo equívoca en cuanto a su interpretación, dado que el fenómeno más normal, como hemos apuntado anteriormente es la inclusión de plagioclasas en feldespato potásico.

La moscovita es blástica, muy irregular y con frecuentes efectos de extinción ondulante debido a la deformación tectónica. Los ángulos de $2V_x$ medios sobre varias láminas de este filosilicato dan valores de $37^\circ \pm 3^\circ$, por lo que debe tratarse de moscovitas próximas a términos phengíticos-ferrimoscovíticos. En general la moscovita realiza una acción blástica de corrosión sobre las plagioclasas.

1.3.1.3. *Granitos aplíticos (7)*

Se encuentran formando colinas con estructura cupuliforme.

El hecho de presentarse casi siempre en alturas superiores a los 300 metros y de formar cartográficamente grandes manchas con apariencia caprichosa claramente erosionales, nos permite aventurar la hipótesis de que el conjunto de la intrusión de granitos aplíticos constituye una unidad laminar, al menos en parte, situada en el techo de la tonalita de Zarza La Mayor-Ceclavín.

Desde el punto de vista macroscópico los granitos aplíticos son rocas blanquecinas, débilmente amarillentas, bastante deleznable y que se alteran con facilidad.

Microscópicamente tienen texturas alotriomórficas e hipidiomórficas granulares y están formadas por plagioclasas, cuarzo, feldespatos potásico y moscovita, como minerales principales; como accesorios aparecen turmalina, biotita, rutilo, esfena, pennina y apatito.

Las plagioclasas son ácidas y sufren acción blástica por parte del feldespato potásico y cuarzo tardío.

Existen varios tipos de cuarzo; la primera generación es subhedral, la segunda generación o cuarzo principal presenta signos de deformación (extinción ondulante, poligonización).

La tercera generación está formada por cuarzo ameboide blástico y finalmente la cuarta por cuarzo filonítico reticular.

La moscovita es abundante. Se presenta en dos generaciones, una temprana y otra tardía, originada en los procesos de moscovitización de las biotitas.

El feldespato potásico es, por lo general, microclina anhedral o subhedral. Existen dos tipos diferentes, uno con $2 V_x$ comprendido entre 80° y 88° , el segundo tipo, que no tiene el enrejado típico de la microclina, tiene un ángulo de ejes ópticos algo menor, entre 60° y 70° .

La feldespatización potásica de la roca es evidente, puesto que este mineral corroe intensamente a los demás minerales.

La composición modal media obtenida a partir de los datos tabulados por G. de FIGUEROA, CORRETGE y SUAREZ (op. cit.) es:

	\bar{X}	S
Plagioclasa	37.39	2.85
Cuarzo	31.08	2.55
Moscovita	7.65	2.00
Feldespato K	20.70	1.98
Biotita	1.27	0.92
Otros	1.30	1.07

Se trata por tanto de granitos moscovíticos de tendencia adamellítica, aunque dada la acidez tan acusada de las plagioclasas pueden entrar todos en el campo de los granitos de feldespato alcalino.

1.4. ROCAS FILONIANAS

1.4.1. Pórfidos dioríticos (2)

En la carretera de Zarza La Mayor a Moraleja aparecen algunos diques de pórfido bastante alterados, algunos de ellos fuertemente milonitizados.

El carácter porfídico se reconoce muy bien de visu. La roca al microscopio se ve muy alterada, los fenocristales de plagioclasas están totalmente sustituidos o transformados en agregados de clinzoisita, sericita y algo de albita. A pesar de esta alteración total puede apreciarse el carácter zonado e idiomórfico de las plagioclasas primitivas.

La mesostasis está formada por un denso fieltro de clorita, sobre la que flotan grandes cristales de carbonato cálcico y algo de cuarzo + albita. En esta pasta clorítica destacan también cristales esqueléticos de ilmenita transformada en anatasa.

En conjunto puede considerarse a estas rocas como pórfidos dioríticos o cuarzo-dioríticos que han sufrido un fuerte proceso de epidioritización, contemporáneo quizás con la milonitización.

1.4.2. Cuarzo (3)

La unidad granítica de Zarza La Mayor-Ceclavín está atravesada por gran número de filones de cuarzo, formados casi siempre por cuarzo lechoso, algo de hematites y, en ocasiones, costras de manganeso y en determinados dominios, cantidades importantes de apatito.

En la memoria de EGOZCUE y MALLADA (op. cit.), ya se cita la asociación íntima de fosforita con el cuarzo en todos los filones. Este hecho determinó la explotación de los filones en épocas pasadas.

1.4.3. Diabasas (4)

Se incluyen en este apartado con el nombre genérico de diabasas a un conjunto de diques de roca básica que atraviesa las formaciones graníticas y pizarrosas y que son especialmente abundantes en la tonalita biotítica.

En general son de potencia pequeña (entre 40 cm y 100 cm) y buzamientos fuertes (superiores a 60°).

Las diferencias mineralógicas y texturales en los diversos diques son, en ocasiones, acusadas, muy especialmente en lo referente a los tipos de alteración.

La textura más normal es la diabásica intersertal, aunque a veces el carácter microporfídico fluidal o amigdalario es bastante acusado, acercando a la textura de estas rocas a las que presentan muchas rocas basálticas normales.

Gran parte de las diabasas están fuertemente uralitizadas.

Como componentes principales aparecen: Plagioclasas (An_{85} a An_{45}), pseudomorfo piroxénico totalmente uralitizado, actinolita, clorita, y como accesorios apatito, ilmenita, biotita, pirta, calcita y hematites.

Las amígdalas tienen estructura zonada. La parte más externa está formada por fibras de actinolita, la parte media por carbonatos y la parte central por cuarzo.

En las variedades más microporfídicas, la mesostasis está formada por un entramado diabásico con félicos como minerales dominantes y base plagioclásica. En todo este conjunto destaca, como elemento mineralógico importante, la abundancia de cristales dendríticos de ilmenita de tamaños comprendidos entre 50 y 100 micras.

Aunque los piroxenos es muy difícil encontrarlos sin procesos de transformación, en algunas muestras del río Alagón aparecen cristales de clinopiroxeno con $2 V_x$ entre 37° y 42° y zonación en «reloj de arena».

Estos clinopiroxenos se transforman por los bordes a anfíboles verdosos pálidos.

1.5. ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

En la hoja de Coria las únicas rocas afectadas por la acción térmica del stock de Zarza La Mayor-Ceclavín son o de naturaleza pelítica o bien grauváquica.

La zona representada en la cartografía como «metamorfismo de contacto», incluye a pizarras mosqueadas, pizarras nodulosas y cornubianitas que suelen aparecer sin una regularidad clara.

1.5.1. Pizarras mosqueadas, pizarras nodulosas y cornubianitas (1)

Pizarras mosqueadas:

Tienen texturas granolepidoblásticas y están formadas por cuarzo, sericita, clorita y biotita como minerales fundamentales. Como componentes accesorios destacan el circón, opacos y la turmalina.

Las pizarras mosqueadas tienen pequeñas manchas circulares o elípticas de color blanquecino similar a las manchas de reducción. En nuestra opinión se trata de una etapa de reorganización de la materia precursora de la aparición de nódulos de cordierita.

Pizarras nodulosas:

Su diferencia con las pizarras mosqueadas se basa principalmente en la aparición de nódulos claros cordieríticos y pre-cordieríticos con geometrías bien definidas. Los nódulos suelen ser de cordierita muy poiquiloblástica y la matriz de la roca exhibe una textura original esquistosa algo recrystalizada, formada por cuarzo, moscovita, clorita, plagioclasa y \pm biotita.

En muchas preparaciones es posible apreciar dos generaciones de clorita.

Cornubianitas:

Son bastante escasas en el área de estudio. Aunque tienden a tener texturas granoblásticas, el carácter esquistoso grano-lepidoblástico se ve en la mayor parte de las preparaciones.

La recristalización en estas rocas es bastante fuerte y su mineralogía está formada por cuarzo, biotita, cordierita, moscovita y en algunas preparaciones feldespatos potásico.

La cordierita es muy poiquiloblástica y pasa casi sin solución de continuidad a la matriz cuarzo-fíltica.

Aunque en casi todas las cornubianitas aparece moscovita, es un mineral tardío que aparece en forma de grandes placas sustituyendo o englobando a los restantes minerales de la roca.

1.6. Terciario

Dentro del marco de la Hoja de Coria, aparecen depósitos terciarios pertenecientes a las Cuencas de Moraleja y Coria. Ambas se caracterizan por presentar un claro control estructural según dos direcciones preferentes, una próxima a E-O y otra N 30-70.° E, que junto con el resto de los sistemas de fracturación, van a condicionar el emplazamiento y potencias de los sedimentos neógenos de la zona.

La cuenca de Moraleja consta de 4 sectores de los que solo está presente en este área de estudio el Sector II, en tanto que para la cuenca de Moraleja hemos separado cinco sectores cuya representación cartográfica en esta Hoja se limita a los Sectores II y III. Su distribución espacial queda gráficamente reflejada en las Figuras n°s 6 y 7.

Las características litológicas de los distintos sectores son las siguientes:

Cuenca de Moraleja

Sector I: arcillas, limos y arenas micáceas.

Sector II: arcosas y arcillas.

Sector III: arenas, arcillas y conglomerados cuarcíticos.

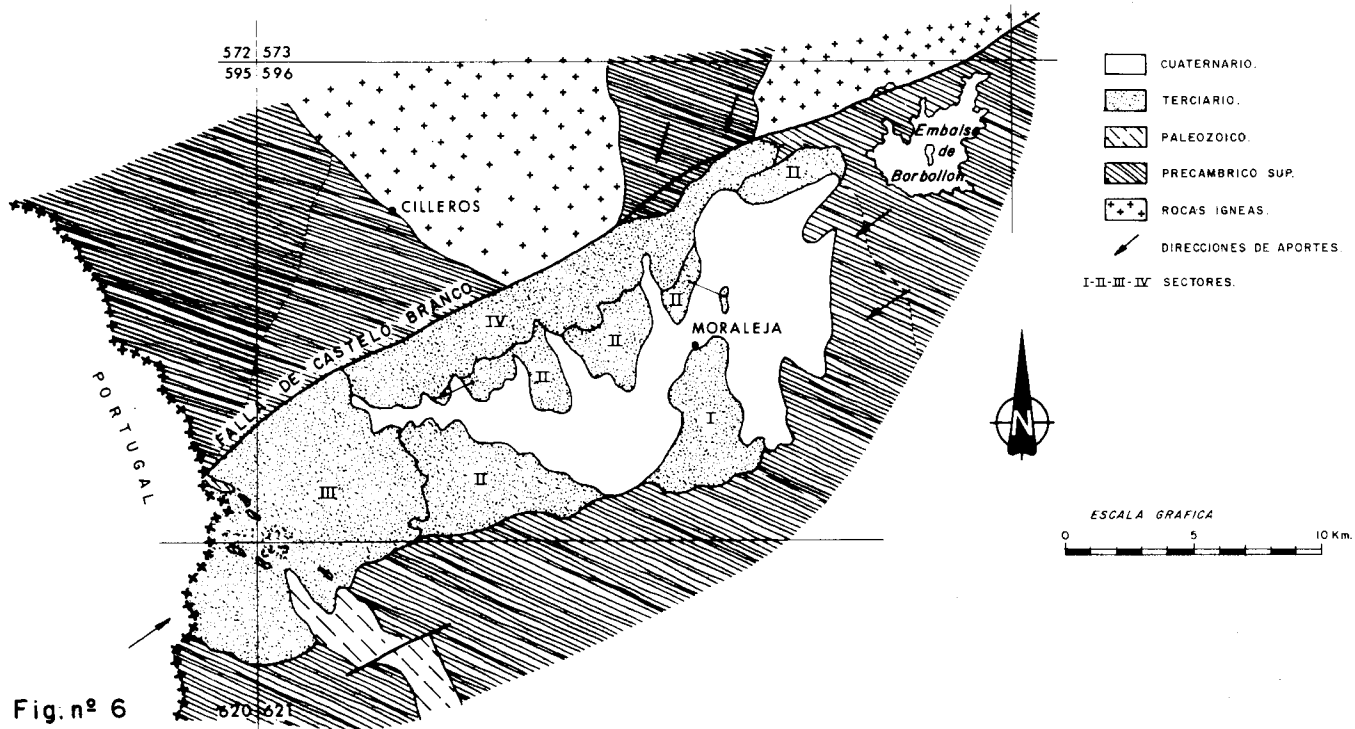
Sector IV: arcillas, arenas y conglomerados.

Cuenca de Coria

Sector I: Corresponde a una facies de borde. Se distinguen dos litologías diferentes: Conglomerados y fangos procedentes del C.E.G. y conglomerados cuarcíticos, y arcillas y arenas, procedentes de los relieves paleozoicos situados al Sur.

Sector II: Caracterizado litológicamente por arcosas, niveles de conglomerados y arcillas de posible procedencia de SW (batolito de Cabeza de Araya). Este sector se ubica al N y S de la Sierra de Cañaverál.

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



39 Fig. nº 6

620-621

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

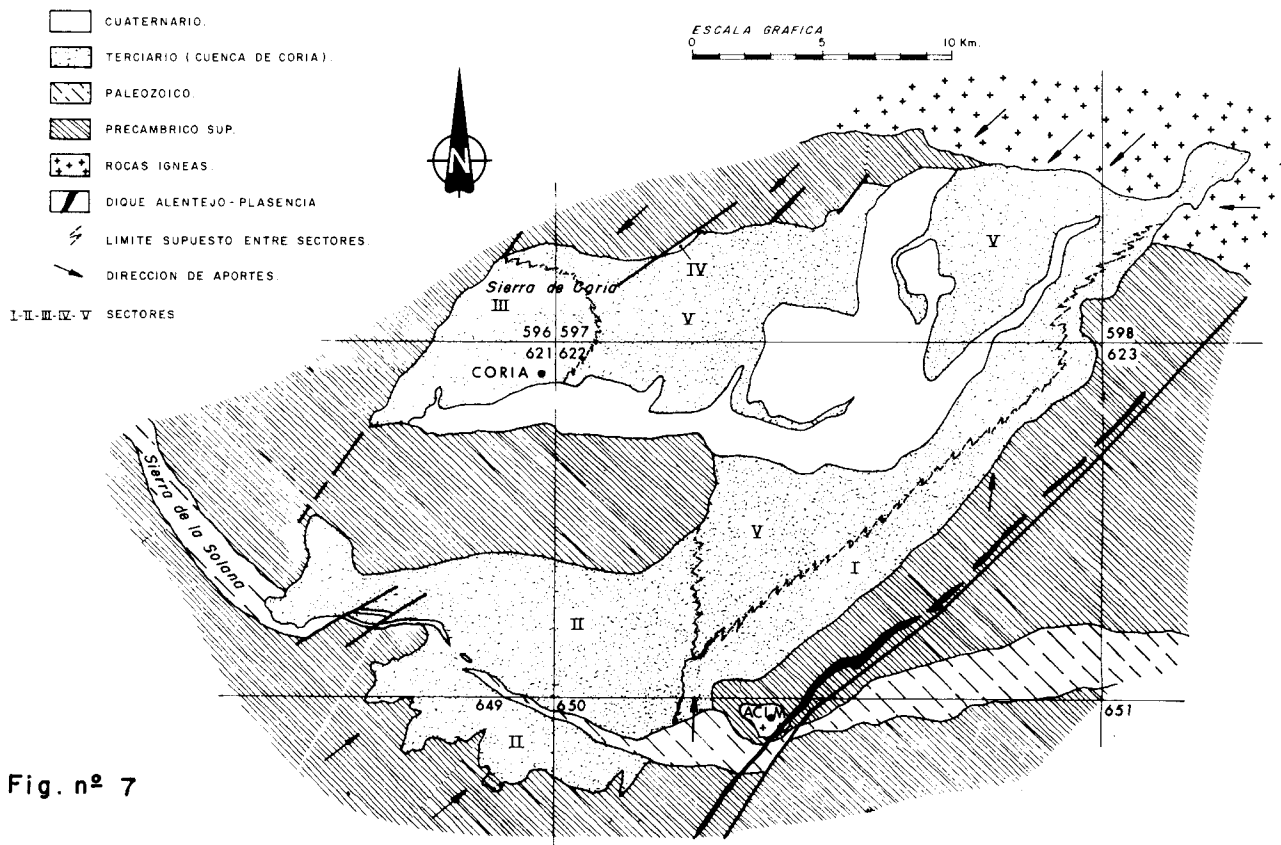


Fig. nº 7

Sector III: Ocupa una superficie de unos 50 km² de forma casi rectangular en cuyo extremo SE se encuentra la localidad de Coria. Litológicamente se distinguen en general tres tipos de facies: arenas fangosas y fangos, arenas blanco amarillentas, micáceas y limos, arcilla y arenas de grano fino. Este sector puede corresponder a una evolución del sector V.

Sector IV: Litológicamente constituido por conglomerados y arenas y localizado al norte del sector III. Correspondería a una facies de borde de cuenca, análoga a la del sector I, de escasa continuidad lateral.

Sector V: Eminentemente arcósico con aportes del NE y del E y con esporádicos cantos procedentes del C.E.G. y del granito.

1.6.1. Mioceno

1.6.1.1. Arcosas, arcillas y conglomerados (Cuenca de Coria, Sector II) (18)

Los afloramientos de esta unidad cartográfica se extienden por la zona sur de la Hoja prolongándose por las limítrofes por el Sur (Garrovilla) y por el E y SE, Torrejuncillo y Cañaveral respectivamente.

Se trata de una formación eminentemente detrítica formada por arenas blanquecinas (arcosas) arcillas versicolores y conglomerados de características lentejonares.

Del estudio granulométrico de varias muestras se deduce que el porcentaje del tamaño arena (de fino a grueso) oscila entre un 4% a un 27%; el tamaño grava de un 6% a un 15%, en tanto que los finos más arcilla aparecen en una proporción del 18% al 35%.

Del estudio de los niveles de conglomerados se deduce un contenido en cuarzo comprendido entre un 48% a 91%, siendo el resto cantos de cuarcita y de pizarras, existiendo también cantos de feldespatos K, con un contenido próximo al 5%. El conjunto está empastado en una matriz endurecida arena fangosa con presencia de dolomita y feldespatos.

Fuera del contexto de la presente hoja, en las proximidades de Portezuelo (Hoja de Cañaveral) la base de esta unidad detrítica, al menos localmente, está formada por una brecha constituida fundamentalmente por dolomita, y cuarzo; y filosilicatos en menor proporción. De los filosilicatos el predominante es la illita (70%) siendo el resto fundamentalmente clorita (15%) y Esmectitas (15%).

Este nivel basal no ha sido localizado en la presente hoja, no obstante no podemos descartar su presencia debido a que en muchas ocasiones el contacto con el infrayacente no es visible.

En las muestras tomadas próximas a Cachorrilla, en centro de la hoja, aparecen los siguientes minerales pesados:

– Cachorrilla:

Se estima como abundante la extensión de ilmenita, el leucoxeno como frecuente y solo trazas de moscovita.

El mineral más abundante es la turmalina con un 91% en cualquier morfología, el circón está en 1% *enédrico* y la andalucita aparece con un 8% angulosa.

– Desviación a Cachorrilla en la carretera Torrejuncillo-Ceclavín.

Como más abundante aparece la moscovita, y escasa la ilmenita y leucoxeno.

La turmalina está presente con un 93% con cualquier morfología, el circón *enédrico* con 1% y la andalucita angulosa con el 8% restante.

A partir de estos datos cabe pensar que la procedencia de estos materiales señala las áreas graníticas y zonas de metamorfismo de contacto situadas en áreas próximas.

El espesor de esta unidad detrítica que asimilamos al Mioceno por correlaciones regionales, no sobrepasa los 60 m.

1.6.1.2. *Arcillas, limos y arenas micáceas (Cuenca de Coria. Sector III) (19).*

Como se mencionó en el apartado (1.3) dentro de la cuenca de Coria, en lo que hemos dado en denominar sector III, se pueden diferenciar diversas facies, no obstante, lo consideramos como una única unidad cartográfica con el nombre genérico de arcillas, limos y arenas micáceas, al menos dentro del marco de la presente hoja.

Se distinguen tres tipos de materiales:

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

El segundo tipo lo constituyen facies canalizadas formadas por arenas blanco amarillentas, micáceas, de grano fino a medio. Presentan estratificación cruzada en surco, ripples y laminación cruzada debida a ripples, estructuras de deformación y rizoconcreciones. Aparecen intercaladas en ellas arcillas marrones y limos verdosos muy laminados con burrows tanto verticales como horizontales y escamas de peces. De estas facies existen buenos afloramientos al Este de la localidad de Coria.

Del último grupo de facies existen muy buenos afloramientos al NW de Coria (carretera de Coria a Moraleja) y está integrado por limos, arcillas y arenas de grano fino cuya característica fundamental es que presentan constantemente laminación paralela, laminación cruzada debida a micro-ripples, bioturbación y burrows. Presentan frecuentemente concreciones

carbonatadas y horizontes edafizados. Sus características podrían corresponder a depósitos en ambientes de llanuras de inundación distales o incluso lacustres. Subordinadas a estas facies aparecen pequeños niveles de facies canalizadas arenosas.

Dentro de los filosilicatos pueden predominar las esmectitas, apareciendo en menores proporciones Illita, Clorita, y Caolinita, o bien predominar los interestratificados de clorita montmorillonita, y en menores proporciones la Illita y las Esmectitas.

De un estudio de minerales pesados en la zona de Coria se pone de manifiesto la existencia de trazas de moscovita y anatasa y frecuentes leucóxenos e ilmenita. A su vez el mineral más abundante corresponde a la turmalina con un 98%, en tanto que el circón y el granate aparece con un 1%. A partir de estos datos cabe pensar que la procedencia de estos materiales debe su origen a áreas graníticas.

El espesor de esta unidad se estima que no debe sobrepasar los 100 m.

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

1.6.1.3. Arenas, arcillas y conglomerados cuarcíticos (Cuenca de Moraleja) (20)

Esta unidad cartográfica, cuyos afloramientos se restringen al ángulo NW de la hoja, pertenece a la que hemos dado en denominar Cuenca de Moraleja. Esta cuenca, que se caracteriza por poseer un claro control estructural, se extiende desde el paraje de La Solana, dentro de la presente Hoja, hasta las proximidades de la localidad de Moraleja, según una franja de orientación SW-NE de 2,5-3,5 Km de anchura y unos 12 km de longitud (ver figura 6).

Aunque la mayor parte de esta cuenca quede fuera del ámbito de la presente hoja, e incluso fuera de las zonas estudiadas por nosotros, podemos distinguir, a nivel general, tres sectores con litología bien diferenciados (figura 6) fangos y arenas en las proximidades de la localidad de Moraleja (Sector I), arcosas en la zona media (Sector II), claramente procedentes de los granitos de la Sierra de Santa Olalla, y, por último, arenas y conglomerados, procedentes del C.E.G., en la parte más meridional que es precisamente la que queda dentro del contexto de la presente hoja (Sector III).

Litológicamente este Sector III, que se prolonga por la hoja de Coria (n° 10-25) se caracteriza por estar constituido por conglomerados y arenas procedentes del C.E.G. con una dirección de aportes próximo E-W.

Las arenas, generalmente muy micáceas, presentan tono pardo amarillento y rojizo, son de grano medio a grueso o muy grueso y se encuentran de forma masiva o como relleno de canal. Localmente presentan estratificación cruzada en surco y frecuentemente aparecen cementados.

Los conglomerados, con una matriz generalmente arenosa fangosa están formados por cantos de subangulosos o subredondeados, con tamaño medio de 7-10 cms, procedentes del C.E.G. en un 60%. El resto de los cantos son de cuarzo y cuarcita con porcentajes, 30 y 10% respectivamente.

La composición mineralógica de los filosilicatos es fundamentalmente Illita y Esmectitas, pudiendo encontrarse también Vermiculita y Palygorskita hacia la parte basal, y Caolinita e interestratificados de Clorita-Vermiculita hasta la parte media de la serie.

La potencia de esta unidad detrítica, que atribuimos al Mioceno por consideraciones de tipo regional, no supera los 40 m dentro del ámbito de la presente hoja.

1.7. CUATERNARIO

A falta de datos cronológicos precisos como la existencia de fauna, industria, etc, que nos sirviera para realizar una cronología más precisa, la leyenda intenta dar una secuencia de procesos realizados a escala regional, en donde, por supuesto, se han tomado como base los distintos niveles de terrazas.

En este apartado se describen los diferentes tipos de materiales cuaternarios cartografiados, de los que caben destacar por su entidad los distintos niveles de terrazas y los depósitos de naturaleza coluvionar que bordean los relieves paleozoicos.

1.7.1. Pleistoceno Inferior

1.7.1.1. *Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas (21)*

Corresponde a esta terraza el nivel más antiguo depositado por el río Alagón, que queda situado en la zona suroccidental, formando un replano denominado Cabeza de la Brama, y que a modo de cerro testigo destaca en la superficie morfológica existente en los materiales del complejo esquistos grauváquico.

Fundamentalmente, la composición litológica es de cantos redondeados de cuarcita, areniscas y cuarzo en tamaños muy variables, que llegan a los 20 cm de diámetro máximo, dispersos en una matriz arenosa de naturaleza silíceo. Esta terraza se encuentra aproximadamente a 180 m de altura con relación al actual cauce del río.

1.7.2. Pleistoceno Inferior-Medio

1.7.2.1. Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas (22)

Los escasos restos de terrazas de este nivel aparecen sólo en la margen derecha del río Alagón, en donde la cota establecida, con relación al cauce actual, es próxima a los 85 m.

La forman cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con tamaños que no superan los 12 cm de diámetro máximo, sueltos en una matriz arenosa.

1.7.3. Pleistoceno Medio

1.7.3.1. Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas (23), (24), (25) y (26).

De forma escalonada, continúan los niveles de terrazas durante el Pleistoceno Medio, localizados tanto en el valle del Río Alagón, como en la ribera de Fresnedosa, al S.E. del anterior.

Se sitúan éstas, a cotas de 67 m, 50 m, 30 m, 35 m y 25 m, respectivamente del cauce actual y su litología común para todo el sistema de terrazas corresponde a cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa.

1.7.4. Pleistoceno Superior

1.7.4.1. Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas (27) y (29)

En las mismas zonas del apartado anterior se encuentran las terrazas de 20 m y 12 m de cota, que tienen ya una mayor extensión superficial. Su litología corresponde a cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo dispersos en una matriz arenosa.

1.7.4.2. Cantos subangulosos, en general cuarcíticos, con matriz areno-arcillosa rojiza. Glacis (28)

Tiene muy escasa representación, ya que sólo se encuentran pequeños afloramientos en la ladera Sur de la Sierra Alta, a la cual debe su origen, y en la zona E. de Castillas de Coria.

La litología es similar a la de un depósito coluvionar actual, y está formada por cantos subangulosos de cuarcitas y areniscas con predominio de los cuarcíticos, sueltos en una matriz areno-arcillosa rojiza, para las áreas cuarcíticas, y cantos subangulosos de grauvacas y pizarras para las áreas del C.E.G.

1.7.5. Holoceno

1.7.5.1. Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas (30) y (33)

En el Holoceno tiene lugar ya la localización de los dos últimos niveles de terrazas propiamente dichos situados a 7 m y 3 m aproximadamente, del cauce actual. Estos dos niveles son los que tienen mayor extensión superficial en la zona de Coria.

Su litología se compone, como el resto de las terrazas, de cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa.

1.7.5.2. Arenas, cantos y arcillas. Conos de deyección (31)

Depósitos de este tipo se localizan únicamente en las proximidades de Castillas de Coria. Su litología corresponde a arenas silíceas con cantos aislados de cuarcitas y areniscas, y arcillas micáceas grises.

1.7.5.3. Bloques y cantos de cuarcitas y areniscas con matriz areno-arcillosa rojiza. Coluvión (32)

Se sitúan adosados a relieves, en su mayoría paleozoicos que es donde alcanzan gran desarrollo. Lo constituyen bloques y cantos de cuarcitas y areniscas con matriz areno-arcillosa rojiza en proporciones variables según las zonas.

1.7.5.4. Arenas y arcillas. Aluvial-coluvial (34)

Tienen escasa representación y siempre dentro de las áreas detríticas neógenas de la Cuenca de Coria. La litología corresponde a arenas y arcillas procedentes de los depósitos detríticos infrayacentes, y que han sufrido escaso desplazamiento.

1.7.5.5. Limos arenosos. Cauce abandonado (35)

Se trata de depósitos limosos arenosos que marcan el antiguo cauce del Río Alagón. Sólo están presentes en la zona de Coria y corresponde, por tanto, a tramos meandriformes abandonados por el actual cauce.

1.7.5.6. Arenas, cantos y arcillas. Barras laterales y centrales (36)

También en la misma zona de Coria, aparecen zonas de barras del actual cauce del río Alagón formados por arenas, cantos y arcillas micáceas y que en épocas pueden formar parte de la llanura de inundación.

1.7.5.7. Cantos, arenas y arcillas. Aluvial (37)

Excepto el correspondiente al río Alagón, en su zona más septentrional, aparecen con escasa entidad, dadas las características de los arroyos a su paso por los distintos materiales de la Hoja. Los aluviales más desarrollados corresponden a las zonas detríticas neógenas, en donde aparecen cantos cuarcíticos bien redondeados, en una matriz areno-arcillosa.

2. TECTONICA

2.1. INTRODUCCION

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

La primera fase de deformación hercínica es la responsable de las principales estructuras plegadas que se observan, entre las que se destaca el Sinclinatorio de la Sierra de Cañaveral, 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.

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 y que correspondería a algunas de las fases hercínicas tardías.

Finalmente, existen 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. Es a este sistema al que pertenece la falla de Alentejo-Plasencia, que produce desplazamientos en la horizontal de hasta 3 kms.

2.2. PLIEGUES SARDICOS

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

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

Por nuestra parte, al sur de esta zona hemos observado en la Hoja núm. 9-28 (S. Vicente de Alcántara), (MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. 1978), un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S_1) (km 21,2 de la c.c. Alburquerque-Herreruela). El pliegue tiene un plano axial de dirección N 136° E y buza-

miento 58° S, y un eje de dirección N 22° E y plunge 55° S y es cortado por la esquistosidad primaria hercínica (S₁) con una dirección N 136° E y buzamiento 80° S. Si descontamos, por medio de una falsilla de Wulff, el efecto del plegamiento hercínico llevando la estratificación media de la zona (dirección N 120° E, buzamiento 60° S) a la horizontal, nos queda una dirección primitiva para ese eje de aproximadamente N 35° E.

También y dentro del ámbito de la Hoja n° 9-27 (Membrío), (BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. 1980), en el PK 10,900 de c.c. Membrío-Alcántara se ha 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 (S₁) 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 que nos ocupa, una dirección aproximada NE-SO, con un plano axial subvertical y flancos que buzarian entre 30° NO y 50° SE. Estos pliegues no llevarían asociados ningún tipo de esquistosidad, o al menos ésta no se ha detectado.

Finalmente, para la zona N, limítrofe con el área de estudio, cabe mencionar la existencia de pliegues de este tipo estudiados por RODRIGEZ ALONSO, M^a D. (1982), en su tesis doctoral.

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

2.3. ESTRUCTURAS HERCINICAS

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

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

2.3.1. Pliegues

2.3.1.1. *Pliegues de la primera fase hercínica*

Todos los pliegues vistos deben su origen a la 1ª fase de deformación Hercínica, que afecta de diferente manera al conjunto de materiales exis-

tentes en la Hoja. Por ello, se distinguen dos tipos de pliegues, correspondientes a los dominios precámbrico y paleozoico, con las siguientes características:

a) Dominio precámbrico

En el Complejo Esquisto Grauváquico del Precámbrico superior no existen los pliegues cilíndricos, ya que la deformación se produce sobre superficies (So) previamente plegadas.

Los pliegues correspondientes a este primer dominio, dan una interferencia que no se ha podido cartografiar por falta de niveles guía, pero creemos que debe ser de clase 1 de RAMSAY (1.967). No obstante, varias de estas estructuras se han interpretado a lo largo de toda la zona, correspondiendo su estilo al de pliegues similares, simétricos y asimétricos con flancos bastante apretados y buzamientos generalizados superiores a los 70°. Los planos axiales son subverticales y las trazas axiales llevan una dirección general comprendida entre N80°E y N120°E.

La gran abundancia de estos pliegues métricos hace imposible su representación total en la cartografía. No obstante, las trazas axiales representadas en el plano estructural nos permiten conocer las características generales del plegamiento producido por esta primera fase de deformación, así como las modificaciones sufridas por los sucesivos movimientos tardihercínicos.

Finalmente, y a nivel puntual, se han visto pequeños repliegues que afectan a veces a diques centimétricos de cuarzo, budines en diques decimétricos también de cuarzo, y pequeños Kink Bands a nivel milimétrico en tramos pizarrosos, todo ello como consecuencia del efecto de la primera fase de deformación hercínica.

b) Dominio paleozoico

Los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Su amplitud varía entre 0,5 km y 2,5 km y la longitud de onda entre 1,5 km y 4 km. El estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competentes, tendiendo a similares en las incompetentes.

Todos los pliegues que configuran el llamado sinclinal de Cañaveral, que se sitúa, en parte, dentro de la presente Hoja, forma en su conjunto un gran sinclinorio con vergencia NE.

A nivel individual los sinclinales tienen su flanco sur (equivalente al norte en los anticlinales) subverticales o invertidos con buzamientos superiores a los 70°. Para los flancos normales, tanto en anticlinales como en sinclinales, los buzamientos son muy variables y oscilan entre la subverticalidad y subhorizontalidad (Hojas n° 12-25 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente).

La dirección general de todo el Sinclinal es de N 120°-130° E que coincide con la que origina la primera fase de deformación Hercínica a la que debe su origen. No obstante y por efecto del sistema de fallas senestras N 40-50° E, esta dirección sufre una clara modificación a N 90° E que afecta a toda la zona media de la estructura (Hojas n° 10-25, 11-25, y 11-26).

2.3.1.2. *Pliegues Tardihercánicos*

Con posterioridad a la primera fase de deformación, tienen lugar una serie de movimientos tardihercánicos que repliegan ligeramente las estructuras preexistentes.

Estos nuevos procesos de deformación, no dan lugar a estructuras de primer orden y solo están presentes a nivel puntual mediante menores con un tamaño que varía de 5 cm. a 1 m.

Se han localizado dos plegamientos diferentes, que, sin orden cronológico, responde a las siguientes características:

- *Pliegues de dirección N 100-120 E*

En esta hoja no se han localizado pliegues con esta dirección, pero al haberse comprobado su existencia en la hoja n° 11-26 (Cañaverál, MARTÍN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. 1983) no descartamos que también aparezcan en la presente zona.

Sus características más representativas se pueden observar, dentro de la hoja de Cañaverál, en los pliegues existentes en la C.N. de Cáceres-Salamanca, a unos 500 m. al N del contacto del C.E.G. con el Batolito de Cabeza de Araya y también los que se encuentran en la c.c. de Coria a Torrejoncillo, a unos 2.300 m. al S. de esta última localidad.

En ellos vemos que se trata de pliegues asimétricos cuyos flancos tienen distintas longitudes (más largos que buzán hacia el Norte que los que buzán hacia el Sur). Los planos axiales llevan una dirección N 110° E, que es paralela a la estratificación SO y su buzamiento es de unos 15° al N o al S.

Tomando como referencia la zona del dique de cuarzo plegado en la CN 630, se observa que la amplitud de los pliegues es de unos 20 cm. y la longitud de onda del orden de 1,75 m.

En general, y para todo el área de estudio, hemos visto que este tipo de pliegues tienen una traza axial de dirección N 100-120° E, con planos axiales que buzán al N o al S de 0 a 15°, y que su tamaño varía en 10 cm., a 1 m.

Su génesis podría ser el resultado de una descomprensión que daría lugar a repliegues en la vertical con planos axiales subhorizontales.

- *Pliegues de dirección N 10-35° E*

Este tipo de pliegues que afectan a la esquistosidad S_1 de primera fase, son frecuentes en el área de estudio.

Los pliegues a que dan lugar estos movimientos tardihercánicos son en general simétricos con charnelas romas y un tamaño uniforme de 15 a 20 cm de longitud de onda y de 1,5 a 2,5 cm de amplitud.

Los planos axiales llevan una dirección N 10-35° E y buzamientos sub-verticales, mientras que las trazas axiales aparecen con buzamientos superiores a los 70° tanto al N como al S.

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

Los planos axiales llevan una dirección N 10-35° E y buzamientos sub-verticales, mientras que las trazas axiales tienen buzamientos superiores a los 70° tanto al N como al S.

2.3.2. Esquistosidades

2.3.2.1. Esquistosidad de primera fase hercínica

La primera fase de deformación hercínica origina a nivel regional, una esquistosidad de flujo S_1 , que es subparalela al eje axial de los pliegues producidos por dicha fase, y que se encuentra bien desarrollada en todo el C.E.G., en tanto que en los materiales paleozoicos su representación es menor y llega a estar ausente en algunos puntos.

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el conteo de 101 polos de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 142° E y buzamiento próximos a la subverticalidad hacia el N y el S (Fig. n° 8).

Comparando estos resultados con los obtenidos en las áreas ya estudiadas de la provincia de Cáceres, podemos observar que existe una gran uniformidad tanto en dirección como en cantidad de buzamiento.

2.3.2.2. Esquistosidad Tardihercínica

Las sucesivas etapas de plegamiento no llevan asociadas deformaciones mayores, por lo que sólo existen pequeños pliegues, observados a nivel puntual, tal como se indicó en el apartado 2.3.1.2.

Se ha podido comprobar la existencia de una esquistosidad de crenulación localizada de visu en varios puntos y con frecuencia en el estudio al microscopio de diversas muestras.

Esta esquistosidad, en principio, la atribuimos a los pliegues de plano

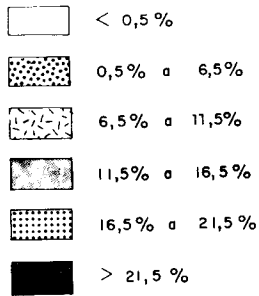
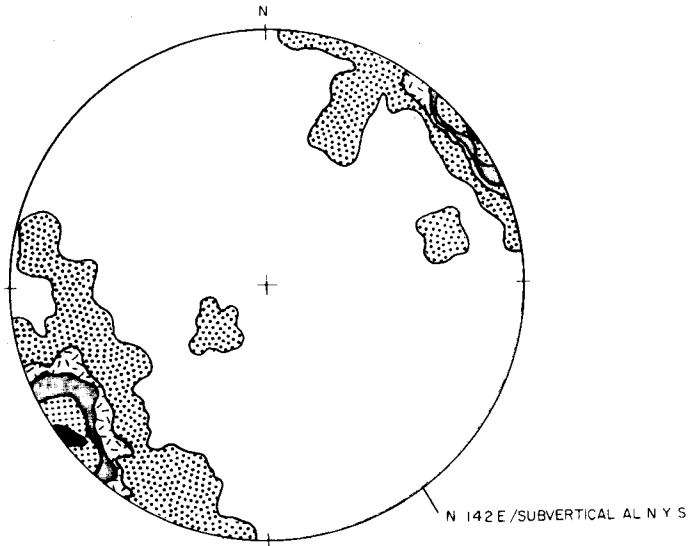


FIGURA Nº 8 - Proyección de 101 polos* de la equistosidad primaria S_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

* EL VALOR DE CADA POLO CORRESPONDE A LA MEDIA DE LAS MEDIDAS EFECTUADAS EN CADA PUNTO.

axial N 10-35° E. Por el contrario en los distintos afloramientos en donde están presentes los pliegues de plano axial N 100-120° E no hemos visto que lleve asociado ningún tipo de esquistosidad.

2.3.3. Lineaciones

2.3.3.1. Lineaciones de primera fase hercínica

a) Lineaciones de intersección

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 100 medidas, obtenidas en campo o en gabinete (figura 9), resultando un máximo bien definido con dirección N 138° E y buzamientos de 67° y 58° N.

En este gráfico no se han incluido las medidas correspondientes a puntos en donde los planos S_0 y S_1 aparecen subverticales y que representan aproximadamente el 20% de las medidas que figuran en el plano geológico.

b) Lineaciones de estiramiento

A este tipo de lineaciones pertenecen los estiramientos sufridos por granos y cantos que se localizan siempre a nivel puntual y no siempre con una misma uniformidad.

Las observaciones efectuadas corresponden a dos tipos de afloramientos:

- Deformaciones de granos de cuarzo con un tamaño no superior a los 0,5 cm de diámetro, visibles en capas samíticas con granulometría gruesa y en microconglomerados.
- Deformación de cantos de naturaleza cuarcítica y de cuarzo principalmente dispersas en pizarras. El tamaño medio de los cantos es de 4 a 6 cm, y alcanzan los 15 cm, según el eje mayor del elipsoide de deformación.

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

2.3.3.2. Lineaciones Tardihercínicas

No se han localizado ningún tipo de lineaciones relacionadas con las distintas deformaciones tardihercínicas existentes en el área de estudio.

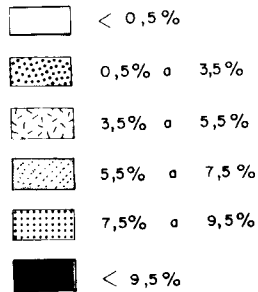
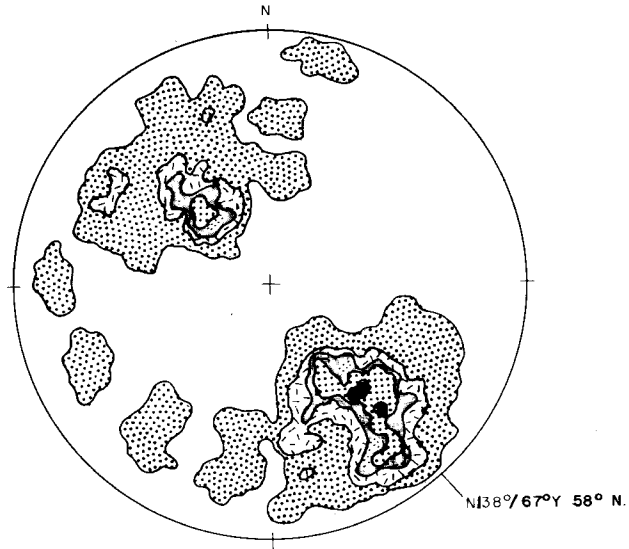


FIGURA N° 9 - Proyección de 100 polos* de la lineación de intersección L_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

* EL VALOR DE CADA POLO CORRESPONDE A LA MEDIA DE LAS MEDIDAS EFECTUADAS EN CADA PUNTO.

2.3.4. Fracturas

Se distinguen dos tipos dentro del marco de la presente Hoja.

– *Paralelas a las estructuras*

Esta familia está poco definida debido, quizás a las consideraciones expuestas en el apartado de introducción, y presenta direcciones comprendidas entre N 120° E y N 140° E, es decir subparalelas a los pliegues, lo que hace pensar en un origen ligado a la formación de los mismos. No obstante serán en general algo posteriores, ya que los cortan oblicuamente en muchos casos.

La existencia de estrias en diversos puntos, pone de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

– *Oblicuas a las estructuras*

Toda la región se encuentra surcada por fracturas de este tipo originados por esfuerzos tardihercínicos, cuyas direcciones más importantes se pueden incluir dentro de los siguientes sistemas:

1. Dirección N 35°-45°

Constituyen a nivel regional el principal sistema de fracturas del cual forma parte la falla de Plasencia-Alentejo. Esta fractura, que tiene un recorrido de más de 400 Km de longitud corresponde a una falla direccional senestra con desplazamiento horizontal superior, en zonas, a los 3 km, y se encuentra situada a escasos km al E de la presente hoja.

En esta zona se observan fracturas de este tipo en donde el desplazamiento máximo producido en la horizontal no supera los 800 m.

En las áreas graníticas muchas de estas aparecen rellenas de cuarzo con mineralizaciones de volframio.

2. Dirección N-S

Tiene escasa representación y son en su mayoría dextrogiras con desplazamientos que no superan los 900 m.

3. Dirección N 100°-120° E

Aparecen sobre todo en las áreas graníticas de la zona de Zarza la Mayor-Ceclavín. Se trata de fracturas de desgarre senestras, que en horizontal alcanza un máximo de movimiento de 1,5 Km, y que llevan asociadas un ligero desplazamiento vertical inverso. A esta van asociados los diques diabásicos existentes en este batolito.

Como se puede observar, diques de cuarzo de dirección N 35-45° E aparecen cortados por este tipo de fracturas lo que nos indica que este último sistema es posterior al ya descrito.

3. GEOMORFOLOGIA

La morfología de esta hoja viene claramente determinada por la ruptura que se produce en el paisaje al paso de la «Sierra», que con una clara dirección NO-SE, la divide a modo de bisectriz. Al Norte de este relieve se desarrollan con mayor amplitud las cuencas terciarias en las que los ríos dejan unos niveles de terrazas al presentar un valle más abierto. Una vez que los cauces se abren paso a través de los materiales pizarrosos, se encajan profundamente y en general no dejan depósitos. En el ángulo SO afloran los materiales graníticos cuya distinta composición da origen a formas de alteración diversa.

La Sierra que estructuralmente corresponde a un sinclinal invertido presenta varios bancos cuarcíticos, que son los que destacan de la misma a modo de espectaculares crestones. El relieve más alto lo alcanza en la zona de la Sierra de los Caballos (627 m).

Las unidades morfológicas más destacables son las terrazas que se presentan asociadas al cauce más importante, río Alagón, o a algunos pequeños arroyos como el de Fresnedosa y el de la Herrería, ambos instalados posteriormente.

La secuencia más completa se observa en los alrededores de Coria, con ocho niveles de terraza que, en general, se presentan escalonados, a excepción de los dos más recientes que lo hacen en solape o completamente encajados. La distribución de estos depósitos indica una clara asimetría del valle, con un mayor desarrollo en la margen derecha, característica por otra parte bastante frecuente en la mayor parte de los ríos de la Hoja.

Cuando el río Alagón atraviesa esquistos se encaja fuertemente y no deja depósitos hasta las proximidades de la Sierra, en donde se observan los niveles más antiguos. Las cotas relativas o las que aparecen las terrazas son (+190 m, +82 m, +67 m, +50 m, +30-35 m, +20 m, +12 m, +7 m y +3 m). Como puede observarse existe un fuerte desnivel entre los dos depósitos más antiguos, lo que puede ser debido a un período de gran encajamiento del río, motivado quizás por un levantamiento brusco de la Sierra, en esta época o simplemente a que en la Hoja no aflora toda la secuencia completa.

Barras laterales y centrales, así como cauces abandonados, se observan en las proximidades de Coria, desarrollados sobre el nivel más bajo de terrazas. Algunos conos de deyección poco potentes se forman en la desembocadura de los pequeños arroyos, a veces antes de alcanzar la llanura aluvial del Alagón.

Sobre los materiales graníticos se desarrollan distintas formas, dependiendo en la mayor parte de los casos de la composición litológica de los mismos. Así, en los granitos moscovíticos, que son los que presentan el

menor grado de alteración, se desarrollan berrocales en los que es posible distinguir aun la disyunción interna. Sobre los cuarzodioritas biotíticas, que se presentan con un grado mayor de alteración que los anteriores, se originan bolos y tornos, principalmente. El contraste entre estas formas puede observarse perfectamente en el Embalse de Alcántara.

Por último destacan sobre las tonalitas los lanchares originados por los granitos aplíticos.

4. PETROLOGIA

4.1. PETROLOGIA IGNEA

4.1.1. Características generales

Dejando aparte los granitos moscovíticos de grano grueso, los aspectos petrogenéticos más interesantes se plantean en la relación tonalitas-granito aplítico.

La posible consanguineidad de los dos tipos de rocas ha sido sugerida en varios trabajos anteriormente citados basándose especialmente en las siguientes características macroscópicas y microscópicas:

- a) disposición apical cupuliforme de los granitos aplíticos.
- b) ausencia total de los mismos en los bordes.
- c) contacto neto tonalita-granito aplítico.
- d) aumento brusco en el contenido de feldespatos en los granitos aplíticos.
- e) aumento de fenómenos postmagmáticos y de minerales ricos en volátiles en estos mismos granitos.

La interpretación, o hipótesis de partida, fue la de considerar un proceso de diferenciación por volátiles a partir de la cuarzodiorita (ver CORRETGE 1969-1971; GARCIA DE FIGUEROA, CORRETGE y SUAREZ 1971), sin embargo a la luz de nuevos datos que ahora disponemos podemos proponer como nueva hipótesis dos génesis diferentes. Los granitos aplíticos serían solamente resultado de una intrusión cupuliforme algo tardía sobre el conjunto tonalítico.

4.1.2. Geoquímica

4.1.2.1. Rocas graníticas

En el cuadro adjunto se recogen las características geoquímicas más representativas de las rocas graníticas del stock de Zarza la Mayor-Ceclavín.

	(1)	(2)	(3)	
n° de análisis	2	5	1	
%	x	x	s	
SiO ₂	74.80	68.23	0.94	58.89
TiO ₂	0.16	0.63	0.06	0.75
Al ₂ O ₃	14.37	15.95	0.57	18.84
Fe ₂ O ₃	0.20	0.51	0.37	1.38
FeO	0.53	2.90	0.26	3.17
MgO	0.20	1.60	0.21	1.75
MnO	0.02	0.06	0.01	0.06
CaO	0.40	2.51	0.54	2.08
Na ₂ O	2.88	3.63	0.19	5.11
K ₂ O	4.01	2.61	0.19	4.39
P ₂ O ₅	0.22	0.07	0.02	0.11
M.V.	1.58	1.03	0.02	4.20
TOTAL	99.37	99.73	100.73	

p.p.m.

Li	86	88	41	77
Rb	305	117	11	142
Sr	59	100	11	222
Ba	481	750	112	1050

(1) granitos moscovíticos de grano grueso

(2) tonalitas biotíticas

(3) sienitas de feldespato alcalino

Se trata en conjunto de tres grupos de rocas sálicas a semisálicas (tonalitas), relativamente ricas en alcalis o de alcalinidad intermedia (tonalitas) y pobres en «C». La correspondencia geoquímica con los nombres

tradicionalmente usados para definir las clases petrográficas se puede apreciar en la figura n° 10 (DE LA ROCHE et al, 1980).

Los puntos negros representan a las tonalitas s. st., y a los sienitoides del stock de Zarza La Mayor-Ceclavín, las cruces representan a los granitos moscovíticos de grano grueso.

Como puede observarse según este diagrama, las rocas del grupo tonalítico serían granodioritas, aunque petrográficamente se puede comprobar que la cantidad de feldespato es demasiado exigua y por tanto el nombre de tonalitas está perfectamente utilizado.

4.1.2.2. Rocas filonianas

Sólamente disponemos de un análisis de una de las diabasas en la tonalita de Zarza La Mayor.

SiO ₂	50.47
TiO ₂	3.08
Al ₂ O ₃	12.57
Fe ₂ O ₃	2.67
FeO	9.01
MgO	7.68
MnO	0.17
CaO	8.40
Na ₂ O	2.53
K ₂ O	0.78
P ₂ O ₅	0.32
M.V.	1.94
<hr/>	
TOTAL	99.62

p.p.m.

Li	40
Rb	31
Sr	251
Ba	674

En la clasificación de MIDDLEMOST (1973) se trataría de una roca basáltica subalcalina transicional a alcalina, esta tendencia o transición quizás se deba a la tendencia alcalina que se produce en las rocas con elevada oxidación.

CORIA

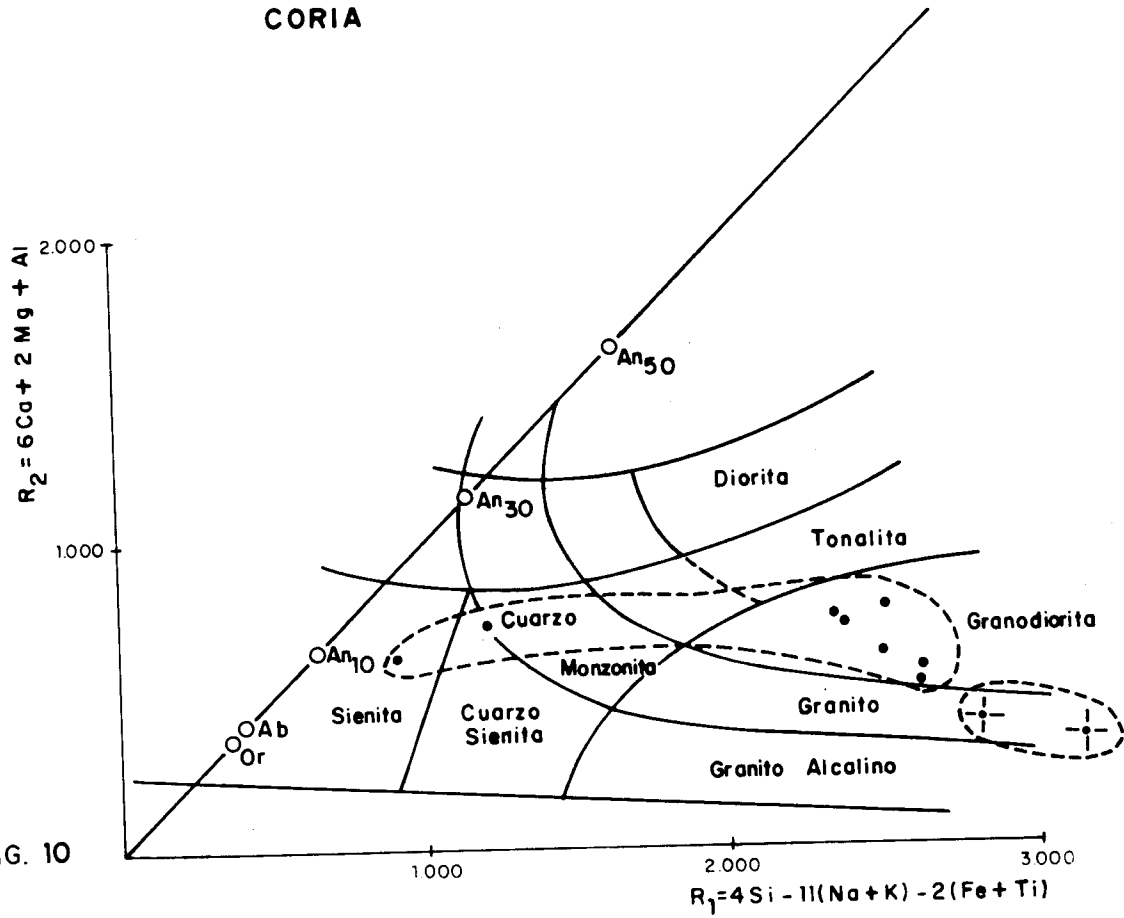


FIG. 10

Dentro de las series magmáticas normales la roca es claramente toleítica con un quimismo muy próximo al que se observa en las toleitas submarinas, que suelen tener valores altos de K/Sr con respecto al % K.

4.2. PETROLOGIA METAMORFICA

Se distinguen dos tipos de metamorfismos. El primero tiene las características del metamorfismo regional y afecta a las rocas del complejo esquisto grauváquico y a los materiales ordovícicos y supraordovícicos.

4.2.1. Metamorfismo regional

Siempre es de grado bajo. La paragénesis normal en cualquier tipo de litología es cuarzo + clorita + moscovita + albita \pm biotita. La biotita, cuando aparece, es de color verdoso difícil de diferenciar de las cloritas oxidadas. Las asociaciones minerales en conjunto corresponden a las facies de esquistos verdes.

4.2.1.1. Relaciones metamorfismo-deformación

Solamente existen dos deformaciones claras con génesis de esquistosidad. La primera produce una esquistosidad S_1 totalmente contemporánea a la recristalización de la clorita, moscovita y biotita verde. Por tanto el metamorfismo regional es contemporáneo a la esquistosidad S_1 y anterior a las crenulaciones S_2 .

Los clastos esquistosos que esporádicamente aparecen en las grauvascas ponen de manifiesto que antes de la deformación S_1 hercínica, debió existir algún episodio metamórfico, al menos de bajo grado.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

Tiene idénticas características a las que presenta el metamorfismo de contacto de otras áreas próximas. Las asociaciones minerales más comunes son:

- a) cuarzo + clorita + sericita + biotita
- b) cuarzo + moscovita + biotita \pm plagioclasa
- c) cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa \pm cordierita
- d) cuarzo + biotita + cordierita \pm plagioclasa \pm feldespato potásico

Como puede observarse, entre las paragénesis no suele aparecer andalucita. En las asociaciones de tipo d) suelen ser abundantes las grandes láminas de moscovita tardía, que evidentemente no es paragenética con el feldespato potásico y cordierita.

4.2.2.1. *Relaciones metamorfismo de contacto-deformación*

Los indicadores utilizados son los metablastos de biotita y los nódulos de cordierita. Ambos engloban a la esquistosidad S_1 , por tanto la blastesis es al menos ligeramente posterior al momento de máxima deformación hercínica. La intrusión tonalítica produce no obstante un aplastamiento supletorio y en torno a los metablastos cordieríticos se observa un cierto acoplamiento de la esquistosidad S_1 .

5. HISTORIA GEOLOGICA

Como hemos visto en el apartado de estratigrafía, la serie paleozoica existente en la presente Hoja, culmina con los sedimentos pizarrosos del Silúrico Inferior.

Con el fin de dar una mejor visión regional de la evolución de la cuenca, hemos creído oportuno añadir las características sedimentarias de toda la serie paleozoica hasta el Carbonífero Inferior, a partir del cual se incluyen las rocas ígneas y se produce la primera fase de deformación Hercínica.

Para ello se han tomado las características regionales desde el Silúrico Superior al Carbonífero Inferior, obtenidas de los trabajos de MAGNA, realizados por MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1980) y TENA DAVILA RUIZ, M. (1980) en los Sinclinales de la Sierra de S. Pedro y Cáceres, respectivamente, situados al Sur de esta zona de estudio.

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

Estos depósitos se acumulan de una forma continua dentro de un ambiente marino profundo, caracterizado por la existencia de secuencias turbidíticas, que se pueden relacionar con aparatos de sedimentación de abanicos aluviales que evolucionan a ambientes de plataforma marina somera, como se pone de manifiesto en la existencia de niveles microconglomeráticos y cuarcíticos (Río Alagón, Hoja n° 10-25 Coria).

Sobre el C.E.G. se habría depositado una serie detrítica de Edad Cám-

brico Inf.-Med., no presente en la zona por efecto de la fase Sárdica, y que tiene su representación más próxima hacia el N, en la Peña de Francia; al E, en el Sinclinal de Guadarranque y al S, en las proximidades de Albuquerque.

Esta fase Sárdica se produce después del Cámbrico Medio y daría lugar a suaves pliegues de dirección NE-SO, al tiempo que va acompañada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO et al (1976) la discordancia Sárdica debe ser al menos anterior al Tremadoc Inferior.

El comienzo de la sedimentación ordovícica se caracteriza por la aparición de depósitos propios de una plataforma marina somera detrítica, formada por cuarcitas areniscas y pizarras, en donde son abundantes los niveles bioturbados y las pistas orgánicas. Le sigue una discordancia intraordovícica ya mencionada por LOTZE (1969), que se puede observar en diversos puntos de la Sierra hacia Portugal (Hojas n° 10-25, 11-25 y 11-26, Coria, Torrejoncillo y Cañaveral respectivamente).

Sobre ellos se deposita una serie conglomerática de carácter aluvial que implica una importante regresión emersión y laguna, que sólo aparece en el Alto de la Silleta (Hoja n° 11-26 Cañaveral), y que podrían tener su equivalencia en los niveles conglomeráticos rójizos existentes en algunos puntos del flanco Sur del Sinclinal de la Sierra de S. Pedro (Hoja n° 10-28 Arroyo de la Luz). MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1980).

La transgresión marina posterior afecta ya a toda el área. El resto de los materiales que constituye el conjunto del Ordovícico formado por cuarcitas, areniscas y pizarras, se caracteriza por su depósito de forma continua en un medio de plataforma marina somera relativamente estable. Hacia el Ordovícico Superior la plataforma se inestabiliza cambiando también el carácter de los depósitos, estando sometida también a la acción de corrientes existentes y aumentando la pendiente.

La sedimentación del Silúrico se inicia con la aparición de cuarcitas, originadas en una plataforma somera, con aportes detríticos groseros, a partir de la cual se registra una tranquilidad relativa de la cuenca, depositándose fundamentalmente pizarras. Es en esta última época cuando tiene lugar un volcanismo que interestratifica materiales tuffíticos. (Hojas n° 12-25 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente).

La serie detrítica continúa en el Silúrico Superior y 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.

La diferencia de potencias observadas entre las zonas de Cáceres y la Sierra de S. Pedro, hace pensar en el levantamiento de la cuenca que conllevaría la no deposición de materiales, o bien que arrasaría gran parte

de los sedimentos devónicos, que sí están presentes en el Sinclinal de la Sierra de S. Pedro. Ahora bien, está supuesta fase erosiva no se ha detectado en ninguno de los cortes realizados.

Hacia el techo de la serie devónica, aparecen intercalaciones de rocas subvolcánicas que van a tener su gran desarrollo durante el Carbonífero Inferior (Tournaisiense) con la presencia de tobas, coladas y diques (zonas de la Sierra de S. Pedro y Cáceres) que aparecen interestratificadas con sedimentos detríticos que intercalan, a su vez, depósitos calcáreos.

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 macro estructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa se produce un metamorfismo regional de bajo grado.

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, Acim y Zarza La Mayor, que produce un metamorfismo de contacto que afecta tanto a los materiales anteordovícicos como a la serie paleozoica, hasta el Carbonífero Inferior (Sinclinal de Cáceres).

A continuación, y como hecho estructural más relevante, se produce la falla senestra de Alentejo-Plasencia, que produce desplazamientos horizontales de hasta 3 Km.

A partir del Carbonífero, el área se encuentra emergida y es en el Terciario cuando tiene lugar la sedimentación de los depósitos continentales en cuencas muy restringidas y próximas entre sí. Estas son las que hemos denominado: Coria, Moraleja, Tajo, Talaván-Torrejón El Rubio y Tiétar, de las cuales, sólo las dos primeras se encuentran presentes en la Hoja que nos ocupa.

El relleno de las cuencas terciarias en esta zona se realiza en condiciones continentales por medio de sistemas aluviales y fluviales. No existen evidencias paleontológicas para fijar su comienzo, que se puede establecer; no obstante, simultáneamente al relleno de la gran depresión del Tajo.

Los relieves previos, su naturaleza litológica, el tipo y grado de alteración, van a condicionar el tipo de sedimentación registrados en ellas. La naturaleza de las áreas madres responde a tres conjuntos litológicos: El Complejo Esquisto Grauváquico, el conjunto paleozoico y los plutones graníticos.

El primero proporciona sedimentos arcilloso-fangosos e incluso conglo-

merados de cantos de esquisto y cuarzo y, más raramente, areniscas. El segundo proporciona fundamentalmente cantos cuarcíticos, arenas y fangos y el tercero condiciona la sedimentación de areniscas feldespáticas.

En conjunto las cuencas responden a un modelo de relleno centrípeto, procediendo los sedimentos de los relieves marginales.

La orografía previa va a condicionar también la distribución de sedimentos. Dentro de este esquema general, de acuerdo con su estilo tectónico se pueden clasificar en dos grupos. En el primero el relleno está ligado al menos en uno de sus bordes a la evolución de una falla cuyo plano elevado limita la depresión. Es el caso de las Cuencas de Coria, Falla de Plasencia y Moraleja: Sus ejes se alinean más o menos paralelos a los accidentes que las limitan. En el segundo tipo el relleno no se relaciona directamente con accidentes, sino que responde más bien a un hecho paleomorfológico. Es el caso de las Cuencas de Talaván, Torrejón El Rubio y Tiétar.

La representación más baja del relleno terciario, tiene lugar en el sector centro oriental de la cuenca de Coria, estando representado por depósitos propios de un sistema fluvial de procedencia Norte. Este sistema evoluciona en vertical hacia condiciones con características más distales probablemente lacustres. El relleno en el sector SO, el sistema fluvial tiene características mucho más proximales y los aportes proceden del Sur. Este sector estaría separado en dos zonas por los relieves del sinclinal de Cañaverl que condicionarían la existencia de depósitos de pendiente e incluso «debris flow», previas a la instalación del sistema fluvial.

En el relleno de la Cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio, se pueden distinguir dos etapas. La primera representada por sedimentos fluviales cuya naturaleza litológica permite relacionarlos con el desmantelamiento de un zócalo profundamente alterado y su depósito en una cuenca endorreica. Durante la segunda etapa el relleno es expansivo con respecto a la etapa anterior y al mismo tiempo cambia la naturaleza de los materiales aportados, que podría relacionarse con relieves menos alterados y/o en estado de rejuvenecimiento. Durante esta etapa es posible que se estableciera la comunicación con la cuenca del Tiétar, que recibe sus aportes de las áreas graníticas de la Sierra de Gredos.

El sector de Moraleja representa un relleno fluvial cuya procedencia es del Oeste, controlado en parte por los relieves de la sierra paleozoica que llegan a dar al sistema aportes laterales.

En la cuenca, ligada al dique de Plasencia y fallas asociadas, debido a su configuración no llega a desarrollarse un verdadero sistema fluvial, siendo los depósitos de «debris flow» asociados a un sistema de fracturas.

Finalmente el establecimiento de la historia evolutiva simultánea de to-

das estas cuencas, dada la ausencia de un control paleontológico, podría hacerse en base a los filosilicatos presentes.

En este sentido es muy probable la existencia de una primera etapa de relleno común en las cuencas de Moraleja (sector de Zarza) y de Talaván-Torrejón El Rubio, caracterizada por la existencia de palygorskita, y una segunda etapa controlada en las cuencas de Talaván-Torrejón El Rubio, Moraleja (sector de Zarza) y Coria, donde no se ha detectado la palygorskita.

Las sucesivas etapas erosivas y el posterior encajamiento de la red hidrográfica, van a configurar en el Cuaternario la actual morfología de la Hoja.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA

Actualmente no hay ninguna mina activa dentro de la hoja de Coria, no obstante existieron explotaciones de wolframio en diversos puntos al Este de la localidad de Zarza La Mayor.

Dicho conjunto de minas constituyen haces filonianas de direcciones muy norteadas, encajados en los granitos moscovíticos de grano grueso y en las cuarzodioritas biotíticas.

Este campo filoniano debe estar íntimamente relacionado con el existente en la hoja de Garrovillas, donde la mineralización está constituida por wolframita, casiterita, calcopirita y turmalina, en ganga de cuarzo.

6.2. CANTERAS

No existen explotaciones para uso industrial de cierta entidad en el ámbito de la presente Hoja. No obstante, se explotan actualmente como áridos, pero no permanentemente las terrazas del río Alagón y algún nivel arenoso de los sedimentos neógenos de la cuenca de Coria.

Aparte, existen pequeñas canteras abiertas en los granitos del SW de la hoja y en los niveles cuarcíticos paleozoicos, siempre con carácter local para uso como áridos o como materiales de construcción rústica.

6.3. HIDROGEOLOGIA

El marco de la presente hoja pertenece en su totalidad a la cuenca del río Tajo, siendo el río Alagón, afluente de aquel, el principal curso de agua existente al que confluyen numerosos arroyos.

Desde el punto de vista hidrogeológico, cabe distinguir una serie de materiales de diferente comportamiento:

a) *Sedimentos precámbricos* del C.E.G. con permeabilidad muy baja o nula, tanto primaria como por fracturación, ya que aunque ésta puede ser importante, las discontinuidades suelen presentarse selladas.

En consecuencia, aparte de las fuentes existentes siempre de escaso caudal, no será posible, en principio, alumbrar aguas 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 con fines ganaderos, es la construcción de pequeñas presas de tierra en zonas de vaguadas o regatos.

b) *Sedimentos paleozoicos*. Ofrecen muy escaso interés, debido sobre todo a sus características litológicas (baja o nula permeabilidad).

No obstante, debido a la existencia de importantes fracturas, tanto transversales como longitudinales a la estructura general, cualquier investigación, con el fin de alumbrar aguas subterráneas, deberá dar preferencia a estas zonas fracturadas.

c) *Sedimentos terciarios*. En principio estos materiales debido a su litología podrían ser susceptibles de formar buenos acuíferos, no obstante la presencia de niveles y/o zonas arcillosas, unido a la existencia de horizontes arcósicos endurecidos, limitan en gran medida la permeabilidad, por lo que los caudales obtenidos serán en principio poco importantes.

d) *Sedimentos cuaternarios*. Se pueden distinguir dos tipos preferentemente: derrubios de laderas y terrazas.

En los primeros, que se localizan adosados a los relieves paleozoicos que forman la sierra, existen fuentes de pequeño caudal. Ahora bien, debido a su relativa poca potencia y a su geometría, cualquier captación sólo serviría para abastecimientos rurales de escasa importancia.

Por el contrario, en los depósitos de terraza del río Alagón situados al NE de la hoja, sobre todo en los más bajos, sí es posible alumbrar caudales medios, debido principalmente a la alta permeabilidad de estos materiales. La importancia de dichos caudales dependerá sobre todo del espe-

sor de las terrazas en cada caso y de las características del terciario infrayacente.

e) *Materiales graníticos*. En estos materiales, situados en el borde SW de la hoja, es posible alumbrar caudales medios, con pozos bien desarrollados, debido a la intensa disgregación zonal y, sobre todo, a la importante fracturación existente. Así pues, con pozos bien diseñados, en zona de fracturación intensa y fuerte disgregación, podrían conseguirse caudales suficientes para abastecimiento de pequeñas comunidades o para fines ganaderos y agrícolas.

7. 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 Studia Geológica* VI, págs. 29-48.
- ALVARADO, A. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1951): Hoja n° 701 (Valencia de Alcántara). *Inst. Geol. Min. de España.* E 1/50.000.
- ARRIBAS, A. (1963): Mineralogía y Metalogía de los yacimientos españoles de uranio Valderrascón (Alburquerque). *Separata de Notas y Comun. de Inst. Geol. y Minero de España.* Núm 70. (p.p. 5-23).
- ARRIBAS, A. (1975): Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio *Studia Geológica t-IX* (7-63).
- BARD, J.P. (1966): Quelques précisions sur la litologie du silurien de la region d'Aracena (Huelva-Espagne). *Notas y com. Inst. Geol. y Min. de España,* n° 83, p.p. 93-98.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. et MATTE, Ph. (1971): La estructura 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 n° 674-675 (7-27/8-27) Sever-Santiago de Alcántara. IGME.

- BASCONES ALVIRA, L., MARTIN HERRERO, D. y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1980): Mapa Geológico de España. E. 1/50.000, 2ª Serie. Hoja nº 676 (9-27) Membrío. *IGME*.
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1981): Mapa Geológico de España, E. 1/50.000, 2ª Serie, Hoja nº 678 (11-27). Casar de Cáceres *IGME*.
- BEA, F. (1976): Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos Hercínicos de área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas. *Separata de Studia Geológica*. XI págs. 25-73. Salamanca.
- BOUMA, A.H. (1962): *Sedimentology of zone flysch deposits*. Elsevier, Amsterdam. 168 p.p.
- BOUYX, E. (1962): La edad de los esquistos de la Alcudia. *Separata de notas y comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España*. nº 66 (p.p. 197-200).
- BOUYX, E. (1964): Extensión de los terrenos ante-ordovicenses del sur de Ciudad Real (España Meridional). *Separata de Notas Comunicaciones 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 magmatischer Erscheinungen (Granittektonik), *Gebrüder Borntraeger*, Berlin.
- COTELO NEIVA, J.M. & LIMPO DE FARIA, F. (1955): Granitos de afloramiento de Castelo Branco. Idanha a Nova e Gardunha. *Comunicacoes dos Serviços Geologicos 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 megacristales feldespáticos. *Studia Geológica III*, 43-65.
- CORRETGE, L.G. (1971): Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres). Tesis doctoral. U. de Salamanca.
- CORRETGE, L.G.; BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1981): Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2ª serie. Hoja nº 648 - (9-62) Alcántara. *IGME*.

- CORRETGE, G. y GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1971): Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de San Pedro (Cáceres). *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I - Sección I (Geología). E-1-17.
- CORRETGE CASTAÑÓN, L.G.; MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1981): Mapa geológico de España. E. 1/50.000. 2ª Serie. Hoja nº 649 (10-26). Garrovillas. *IGME*.
- CORRETGE CASTAÑÓN, L.G.; MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1981): Mapa geológico de España. E. 1/50.000, 2ª Serie. Hoja nº 677 (10-27). Brozas, *IGME*.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANOCLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 . Diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature.
- EGOZCUE, D.J. y MALLADA, D.L. (1976): Memoria Geológico-Minera de la Provincia de Cáceres. *Imprenta de Manuel Tello*. Madrid.
- FLOOR, P. (1970): Session de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest-penninsulaire. *Bol. Geol. Min.* T. LXXXI-II-III, 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 Comens. Instit. Geol. y Min. de España*, nº 77. (129-164).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1970): La existencia de pliegues en el complejo esquistos-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. *Separação de Studia Geológica*, II, pág. 45-46.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.; CORRETGE, L.G.; BEA, F. (1974): El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos. *Boletín Geológico y Minero*. T. LXXXV-III.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y UGIDOS MEANA, J.M. (1971): Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres). *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I - Sección 1 (Geología). E 1-18.
- GIL CID, M.D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C.; VEGAS, R. (1977): El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (Prov. de Cáceres, España). *Faixa Piritosa Ibérica*. Lisboa 1977.

- GONSALVES, C. y TEIXEIRA LOPES, J.V. (1971): Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geológicos de sua descoberta e Valorização. *I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tommo II. Sección 4 - Investigación Minera. P-4-23.
- GUMIEL, P. (1980): Essai sur la classification typologique des principaux gisements de Sn-W d'Extremadura (Espagne) *Chronique Recher. Minier.*
- GUMIEL, P.; ARRIBAS, A. y SAAVEDRA, J. (1976): Geología y metalogenia del yacimiento de Estibina-Scheelita de San Antonio, Alburquerque (Badajoz). *Studia Geologia 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.
- HAMMAN, W. (1974): Phacopina und cheirurina (Tribobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiera lethaea*, 55 (1-5), pág. 1-151, 42 figs.-texto, 2 tablas, 12 lám. Frankfurt am Main.
- HAMMAN, W. y HENRY, J.L. (1978): Quelques speas de *Calymenella*, *Eo-homalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaín et de la Peninsule Iberique. *Senckenbergiera 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 Extremadura *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 n° 50 (p.p. 329-344).
- HURTADO FERNANDEZ, A. (1971): Memoria de la hoja n° 51 del Mapa Nacional de Síntesis Geológica a Escala 1:200.000. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I Sección I (Geología). E-1-22.
- I.G.M.E. (1971): Mapa Geológico E:1/200.000 n° 2-7. Valencia de Alcántara.
- I.G.M.E. (1971): *Mapa Geológico E: 1/200.000 n° 3-7* Cáceres.

- I.G.M.E. (1975): *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 Breviora, Geológica Astúrica.* Año XVIII. Oviedo n° 4 pág. 57.
- KELCH (1957): Stratigraphie und Tectonik der zentralen. Extremadura im Bereich der westlichen. Sierra de San Pedro (Spanien). *Munster 1977.*
- LAVES, F. & SOLDATOS, K. (1963): Die Albit-Mikroclin Orientierungs-Beziehungen in Mikroclinperthiten und deren genetische Dentung. 2. *Krist;* 129, 69-102.
- LOTZE, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Messeta. *Geotekt. Forsch,* 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1960): El precámbrico de España. *Notas y com. Inst. Geol. y Min.* n° 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 preordovicias (Cámbrico Superior), en los Montes de Toledo surorientales: sus implicaciones geotectónicas. *Estudios geol.,* 32, 591-613.
- MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1978): Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2ª Serie. Hoja n° 702 (9-28). S. Vicente de Alcántara. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1980): Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2ª Serie. Hoja n° 703 (10-28). Arroyo de la Luz. *I.G.M.E.*
- MATTE, P.; RIBEIRO, A. (1975): Forme et orientation de l'ellipsoide de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la general de l'arc Ibero-armoricain. *C.R. Acord, Sc. Paris. t. 280* (30 junio, 1975).
- MENDES, F. (1967-1968): Theses - 1ª T. Contribution a l'étude géochronologique para la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. e Labor Minl. e Geolg. de Fta. de Ciencias.* Vol. 11°. Fac. 1°.
- MIALL, A.D. (1977): Fluvial sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary, Alberta, Canada.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1972): A simple classification of volcanic Rocks, *Bull. Volcanologic.* 36,2, 382-397.

- 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 Tajo (entre los ríos Gaulija y Alburreal)*. Cáceres.
- MORENO, F. (1975): Olistostromas, fangoconglomerados y Slump folds. Distribución de facies de las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa, provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real. *Separata de Estudios Geológicos*, 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, n° 1. Oviedo.
- MUTTI, E. y RICCI LUCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations in examples of turbidite facies and associations from selected formations. IX Intec. Congr. Sedim. Libro Guía de Excursiones A-11, p.p. 21-36 NICE (Italia).
- OEN ING SOEN (1970): Granite intrusion Folding and Metamorphism in Central northern Portugal. *Bol. Geol. Espa.* 1970/6, T. 81 n° 2.
- PARGA, J.R. (1969): Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trabajos de Lab. de Lage*. n° 37. p. 1-15.
- PARGA, J.R. (1971): Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico. *Trabajos del Lab. Geol. de Lage*, n° 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 (1891-1971).
- PEREZ REGODON, J. y SOS BAYNAT, V. (1963): Mapa geológico de España, E. 1/50.000. Hoja n° 650, Cañaverall. *I.G.M.E.*
- 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). Madrid.

- RODRIGUEZ ALONSO, M^a DOLORES (1982): Contribución al conocimiento del C.E.G. en el sector occidental del Sistema Central español (Las Hurdes y Sierra de Gata). Tesis doctoral inédita. Universidad de Salamanca.
- ROSO DE LUNA, I. y HERNANDEZ PACHECO (1941): Mapa Geológico. E: 1/50.000. Hoja n° 702. S. Vicente de Alcántara. *I.G.M.E.*
- SCHMIDT TOME, P. (1950): Basamento paleozoico y cobertura en la parte occidental de la España Central. (Prov. de Salamanca y Cáceres). *Public. extranjeras sobre Geología de España*, t. v. Madrid.
- 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. & 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. (1956): Geología y Morfología de las Sierras de las Villuercas (Cáceres). *Estudios Geográficos*. Año XVII, n° 64. Tomo II.
- SOS BAYNAT, V. (1958): La tectónica del Puerto de las Camellas (Cáceres) y la edad de las pizarras basales. *Separata de Notas y Comun. del Instituto Geol. y Minero de España, II Trimestre*, n° 50 (p.p. 195-233).
- TEIXEIRA, C. y THADEU (1969): El Devónico en Portugal. *Bol. R. Sc. Esp.* H.N.Y. 67, n° 2. Reseña de H.P. 1969.
- TEMPLADO, D. y ALVARADO, A. (1946): Mapa Geológico Nacional, E. 1/50.000. Hoja n° 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. 2^a Serie. Hoja n° 704 (11-28) Cáceres. *I.G.M.E.*
- THADEU, O. (1957): Geología y jaziyos de Chumbo e Zinco de Beira Baixa. *Boll. Soc. Geol. de Portugal*. IX, 1-144.
- TORRE DE ASUNÇAO, C. (1969): Sur la pétrographie du Compexe des schistes et grauvaques ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes), *Separata do Tomo LII das Comunicações dos Serços Geológicos de Portugal*.
- UGIDOS, J.M. (1976): Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres). *Separata de Studia Geológica*, X 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. Geológ.* Vol. XXVI. p.p. 225-231, n° 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 Alcuía 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.; ROIG, J.M. y MORENO, F. (1977): Significado del complejo esquisto grauváquico en relación con otras series «prearening» de España Central. *Studia Geológica.* XII p. 207-215.