

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

MEMORIA EXPLICATIVA DE LA
HOJA Nº 832 (14-33)
MONTERRUBIO DE LA SERENA



La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por AURENSA como empresa contratista del INSTITUTO GEOMINERO DE ESPAÑA (ITGE), habiendo intervenido los siguientes técnicos:

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN

- . V. Gabaldón López (ITGE)
- . C. Quesada Ochoa (ITGE)

AUTOR

- . P. Villar Alonso (AURENSA)

INDICE

0. <u>INTRODUCCIÓN</u>	1
0.1. <u>Marco Geográfico</u>	1
0.2. <u>Encuadre Geológico</u>	2
0.3. <u>Trabajos Previos</u>	3
1. <u>ESTRATIGRAFÍA</u>	4
1.1. <u>PALEOZOICO</u>	4
1.1.1. <u>SUCESIÓN PREOROGÉNICA</u>	4
1.1.1.1. <u>Zona Centro-Ibérica. Dominio Alcudiense</u>	5
1.1.1.1.1. <u>SILÚRICO</u>	5
1.1.1.1.1.1. Cuarcita de Criadero	5
1.1.1.1.1.2. Grupo Cerro Escudero. Pizarras Ampelíticas y Areniscas y Pizarras .	6
1.1.1.1.2. <u>DEVÓNICO INFERIOR</u>	7
1.1.1.1.2.1. Cuarcitas de base	7
1.1.1.1.2.2. Formación Valdeenmedio	8
1.1.1.2. <u>Zona Centro-Ibérica. Dominio de Obejo-Valsequillo</u>	8
1.1.1.2.1. Serie Arcósica	8
1.1.1.2.2. Ordovícico	10
1.1.1.2.3. Devónico	12
1.1.2. <u>SUCESIÓN SINOROGÉNICA</u>	13
1.1.2.1. <u>CARBONÍFERO INFERIOR</u>	14
1.1.2.1.1. <i>Culm</i> de Los Pedroches	15
1.2. <u>COBERTERA</u>	18
1.2.1. <u>TERCIARIO</u>	18
1.2.2. <u>CUATERNARIO</u>	19
1.2.2.1. Coluviones	19
1.2.2.2. Terrazas	20
1.2.2.3. Aluviones	20
1.2.2.4. Terrazas	20
1.2.2.5. Aluviones	20
1.2.2.6. Barras de arena	21

2. ROCAS ÍGNEAS	22
2.1. GRANODIORITA DE LOS PEDROCHES	22
2.1.1. <u>Petrografía</u>	23
2.2. Enclaves microgranudos	25
2.2.1. <u>Petrografía</u>	25
2.3. Geoquímica	25
3. ROCAS FILONIANAS	27
3.1. Diques ácidos	27
3.2. Diques de diabasa	28
3.3. Diques de cuarzo	28
4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	30
4.1. Macroestructura general	30
4.2. Deformaciones Prevariscas	30
4.3. DEFORMACIÓN VARISCA	31
4.3.1. <u>Deformaciones principales</u>	32
4.3.2. <u>Deformaciones tardías</u>	33
5. METAMORFISMO	35
5.1. Metamorfismo Regional Varisco	35
5.2. Metamorfismo de Contacto	36
5.2.1. <u>Zona de la Andalucita</u>	37
5.2.2. <u>Zona de la biotita</u>	38
6. HISTORIA GEOLÓGICA	39
7. BIBLIOGRAFÍA	42

0. INTRODUCCIÓN

Las presentes Hoja y Memoria constituyen una revisión de las publicadas por el antiguo IGME en 1978, dentro ya de la 2ª Serie del Proyecto MAGNA, en el marco de la realización de la Hoja Geológica a escala 1:200000 de Pozoblanco (4-9).

0.1. Marco Geográfico

La Hoja de Monterrubio de la Serena (832/ 14-33) se sitúa entre las provincias de Badajoz y Córdoba, marcando el límite entre las dos provincias el Río Zujar, que cruza oblicuamente de SSO a NNE.

Es de topografía relativamente suave, con las cotas medias entre 450 y 550 m. Sólo destaca el relieve de la Sierra del Oro, también llamada de Monterrubio, constituida por crestos cuarcíticos que llegan a alcanzar los 880 m en el alto de los Abantos. A mayor escala, en esta Hoja se encuentra la terminación noroccidental del Valle de los Pedroches.

Toda la Hoja pertenece a la cuenca hidrográfica del Guadiana. El río más importante es el Zujar, que discurre en dirección NE, con algunos afluentes relativamente importantes por la magnitud de su área de drenaje, como el Arroyo del Lobo, el de Benquerencia o el de Malagón. Todos estos cauces registran importantes avenidas en la época de lluvias, pero quedan secos durante el estiaje.

El paisaje vegetal está muy transformado por la acción humana, conservándose poco de la vegetación autóctona. Las sierras están cubiertas de monte bajo muy degradado por los continuos incendios, con pequeñas manchas de encinar en las laderas de umbría. Las partes bajas de las laderas y las zonas llanas están intensamente cultivadas de olivares, formando la concentración de olivos más importante de Extremadura.

La única población de la Hoja es Monterrubio de la Serena, con unos 4500 habitantes y una actividad económica fundamentalmente agrícola, basada principalmente en el olivar y en la ganadería extensiva, aunque últimamente ha adquirido cierta importancia el turismo rural. Las vías de comunicación forman una red de carreteras comarcales relativamente densa,

con una disposición radial centrada en Monterrubio. También se encuentran numerosas pistas y caminos agrícolas que se mantienen en buenas condiciones y son perfectamente transitables por vehículos convencionales.

0.2. Encuadre Geológico

La Hoja se enclava en la parte meridional del Macizo Hespérico y en ella afloran rocas Paleozoicas estructuradas durante el ciclo Varisco, irregularmente recubiertas por sedimentos detríticos continentales de edad Terciaria y Cuaternaria.

Las formaciones rocosas más características de la Hoja son los granitoides del Batolito de los Pedroches y los materiales Carboníferos de la Cuenca *Culm* de los Pedroches. Ambas unidades geológicas son de edad tardivarisca y definen el límite tradicionalmente aceptado entre las Zonas Centro-Ibérica, al norte, y de Ossa-Morena, al sur (LOTZE, 1945; JULIVERT *et al.*, 1974). No obstante, recientemente se ha reconocido la importancia del papel desempeñado por la denominada Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, siendo en este momento mayoritariamente admitido este accidente como el límite entre las dos Zonas (ROBARDET, 1976; APALATEGUI y PÉREZ-LORENTE, 1983; QUESADA *et al.*, 1987; QUESADA, 1991 y 1992; AZOR, 1995; MARTÍNEZ POYATOS, 1997), por lo que toda la Hoja de Monterrubio se situaría en la parte más meridional de la Zona Centro-Ibérica.

Por las características del Precámbrico y del Paleozoico Inferior, en esta región puede hablarse de dos dominios paleogeográficos. La parte más meridional de la Zona Centro-Ibérica ha venido denominándose Dominio de Obejo-Valsequillo (DELGADO QUESADA *et al.*, 1977) y en ella se encuentran materiales Preordovícicos propios de la Zona de Ossa-Morena y rocas Ordovícicas, Silúricas y Devónicas características de la Zona Centro-Ibérica, aunque no exactamente iguales. Inmediatamente al norte del *Culm* de los Pedroches ya aparecen materiales Preordovícicos y Paleozoicos típicos de la Zona Centro-Ibérica, por lo que esta cuenca Carbonífera marca un límite paleogeográfico activo durante los tiempos Preordovícicos y, de alguna manera, también durante el Paleozoico Inferior.

0.3. Trabajos Previos

Son muy escasos los trabajos publicados que tienen una relación directa sobre esta Hoja, aunque son relativamente abundantes los de carácter general que incluyen parte o la totalidad de ella. Entre los primeros destacan los de MAAS (1961), FEBREL (1963), FEBREL y SÁENZ DE SANTAMARÍA (1967), LLOPIS LLADÓ *et al.* (1970) y SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1978) que realizan la primera versión de la Hoja MAGNA de Monterrubio.

Después, únicamente se encuentran estudios de carácter general, normalmente Tesis Doctorales, que incluyen marginalmente el área de esta Hoja. Aquí, hay que mencionar a HERRANZ ARAUJO (1984 y 1985) y MARTÍNEZ POYATOS (1997). Finalmente, destacar la contribución aportada por los autores de las vecinas Hojas MAGNA de Castuera (805) (INSÚA *et al.*, 1990-1991); Cabeza del Buey (806) (MARTÍN HERRERO *et al.*, 1994) y Chillón (807) (LORENZO ÁLVAREZ *et al.*, 1995).

1. ESTRATIGRAFÍA

En esta hoja pueden considerarse tres grupos de materiales aflorantes. El primero y más representado, está constituido por rocas sedimentarias con alguna intercalación volcánica, de edad Paleozoica, que fueron estructurados y metamorfizados durante la Orogenia Varisca. El segundo grupo lo forman los granitoides del Batolito de los Pedroches, que serán descritos en un capítulo específico de rocas ígneas Variscas. Y por último, un grupo de sedimentos detríticos recientes, que forman la cobertera.

1.1. PALEOZOICO

Las rocas paleozoicas de la Hoja de Monterrubio constituyen una sucesión que va desde el Cámbrico (¿?) u Ordovícico Inferior hasta el Carbonífero Inferior. Las rocas precarboníferas forman una serie de plataforma con carácter preorogénico, mientras que el Carbonífero Inferior, aunque plegado y metamorfizado a la vez que los materiales infrayacentes, constituye un *flysch* sinorogénico.

1.1.1. SUCESIÓN PREOROGÉNICA

En cuanto a la sucesión preorogénica, hay que considerar los dos dominios que afloran en la Hoja. A lo largo del borde norte de la misma, se encuentra una serie característica de la Zona Centro-Ibérica s.s. que forma parte del flanco sur del Domo de La Serena y que puede denominarse dominio Alcudiense. En el Anticlinal de la Sierra del Oro y en el ángulo suroccidental de la Hoja se encuentra, en cambio, una serie con las características propias del dominio de Obejo-Valsequillo, que es ligeramente distinta en cuanto a facies y mucho más incompleta, con importantes lagunas en el Silúrico y en el Devónico Medio y Superior. El límite entre ambos dominios está oculto por la Cuenca *Culm* de los Pedroches y por el batolito granítico del mismo nombre.

1.1.1.1. Zona Centro-Ibérica. Dominio Alcudiense

Estos materiales afloran muy exiguamente en la parte central del borde norte de la Hoja, en las inmediaciones de la localidad de Helechal, y, además, se encuentran parcialmente erosionados por la discordancia basal del Carbonífero Inferior, faltando todo el Devónico Superior y, en un cierto tramo, también el Devónico Inferior. En esta Hoja solo aflora la serie a partir del Silúrico; concretamente los materiales más antiguos que se encuentran son las denominadas regionalmente Cuarcitas de Criadero.

1.1.1.1.1. SILÚRICO

Los materiales de edad Silúrica están compuestos aquí por dos formaciones que pueden seguirse a lo largo de todo el flanco sur del Domo de La Serena y del Anticlinal de Alcudia, y también en los Sinclinales de Guadalmez y Almadén.

1.1.1.1.1.1. Cuarcita de Criadero

Constituida por un nivel de cuarcitas blancas de gran continuidad lateral, pero que a escala regional sufre fuertes variaciones de potencia. La Formación fue definida por ALMELA *et al.* (1962) en la región de Almadén, y son equivalentes a las Cuarcitas Superiores de TAMAIN (1972) y, en la zona de las Villuercas, a la Formación Gualija (RODRÍGUEZ NÚÑEZ *et al.*, 1989).

En esta Hoja tiene unos 50 m de espesor y está formada por dos barras cuarcíticas separadas por una intercalación pelítico-arenosa. Las barras son de cuarcitas blancas o grises de grano fino en capas decimétricas, alternando con niveles centimétricos de lutitas y ampelitas gris oscuro o negras.

Las cuarcitas, petrográficamente, son cuarzoarenitas y ortocuarzitas de grano fino y muy fino, con escasa matriz sericítica y cemento silíceo. Como accesorios pueden presentar micas, sulfuros, materia carbonosa, circón, rutilo y turmalina. Las lutitas y ampelitas son de constitución sericítica con abundante materia carbonosa y sulfuros.

La unidad se organiza en secuencias grano y estrato crecientes, en las que sólo se encuentra laminación paralela y de *ripples* en los bancos más gruesos del techo de las secuencias. El término pelítico de este techo queda reducido a una lámina discontinua o llega a desaparecer, produciéndose una amalgamación de los bancos de cuarcita que da lugar a las barras.

Aunque esta unidad cuarcítica no ha proporcionado fauna datable, a escala regional se sitúa debajo de las ampelitas con graptolitos del Telychiense basal (Llandovery superior), por lo que ha venido considerándose que estas cuarcitas representan el Silúrico basal.

1.1.1.1.2. Grupo Cerro Escudero. Pizarras Ampelíticas y Areniscas y Pizarras

Es una unidad formada en la base por un nivel de pizarras ampelíticas (Fm. Guadarranquejo, RODRÍGUEZ NÚÑEZ *et al.*, 1989) que, a techo, evolucionan a una potente (> 500 m) y monótona sucesión de alternancias milimétricas y centimétricas de areniscas y pizarras oscuras o negras, con niveles métricos de areniscas y cuarcitas hacia techo (Fm. Guadarranque, RODRÍGUEZ NÚÑEZ *et al.*, op. cit.). En conjunto estas formaciones han recibido el nombre de Grupo Cerro Escudero (PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, 1994).

Las pizarras ampelíticas basales afloran muy mal debido a su escasa competencia y gran alterabilidad, por lo que suelen estar recubiertas por los derrubios de las cuarcitas de la unidad anterior. Cuando se observan, se presentan masivas, con un espesor de unos 20 m y muy ricas en graptolitos. MARTÍN HERRERO *et al.* (1994) citan en las inmediaciones de esta Hoja, al oeste de Helechal, *Monograptus cf. parapriodon* BOUCEK y restos de ortocerátidos, que indican una edad Telychiense, mientras que en niveles algo superiores se ha encontrado fauna del Wenlock Inferior.

Las facies heterolíticas superiores están constituidas por niveles centimétricos de areniscas cuarcíticas con granoselección positiva o con laminación paralela, que pasan a alternancias centimétricas de areniscas gradadas con pizarras más o menos ampelíticas; en algunos tramos son frecuentes las intercalaciones de capas vulcanoclásticas. Estas facies se organizan en secuencias granodecrescientes con características turbidíticas, alternando con

niveles arenosos con estratificación cruzada *Hummocky* (HCS), indicando una evolución general desde facies de plataforma externa con fondo anóxico y por debajo del nivel de base del oleaje, donde se depositan las ampelitas y las facies de afinidad turbidítica, a medios de plataforma dominada por tormentas, con depósitos de barras de arena.

Esta potente unidad de alternancias no ha proporcionado fósiles con valor cronoestratigráfico. Sin embargo, de acuerdo con los restos que aparecen en la unidad cuarcítica suprayacente, el límite Silúrico - Devónico debe situarse en el tercio superior de esta formación, por lo que el depósito de ésta tuvo que abarcar un lapso de tiempo considerable, que incluiría el Wenlock Superior, la totalidad del Ludlow y el Prídoli y, con seguridad, parte del Devónico basal.

1.1.1.1.2. DEVÓNICO INFERIOR

Los materiales del devónico Inferior se encuentran incompletamente representados debido a la discordancia del Culm, que en algún caso llega a apoyarse sobre materiales del Silúrico. En esta Hoja sólo aflora la cuarcita de base del Devónico y, ocasionalmente, el tramo inferior de la Formación Valdeenmedio.

1.1.1.1.2.1. **Cuarcitas de base**

Constituyen una barra de cuarcitas grises de gran continuidad lateral y un espesor, en esta Hoja, de unos 25 m. Es equivalente a la Formación Risquillo (PARDO, 1995) y a las Cuarcitas del Cerro Doradillo en el Sinclinal de Herrera del Duque (PIEREN y NOZAL, 1989).

Está formada por cuarzoarenitas y subarcosas de grano medio con cemento silíceo y ferruginoso; los accesorios, circón, sulfuros, apatito, glauconita, etc., suelen encontrarse acumulados en láminas.

Sedimentológicamente, esta unidad es continuación de la anterior, presentando las mismas estructuras HCS y un contacto gradual. El medio de depósito correspondería al *shoreface*

más proximal.

En la Hoja de Valdecaballeros (732), la base de estas cuarcitas contiene restos entre los que se encuentra el trilobites *Trimerus cf. acuminatus* TROMELIN y LEBESCONTE, que indica una edad Lochkoviense Medio, por lo que la formación se data con seguridad como Devónico basal.

1.1.1.1.2.2. Formación Valdeenmedio

Sobre las cuarcitas anteriores, la serie continua con una alternancia de lutitas gris verdosas y areniscas cuarcíticas de color grisáceo en capas centimétricas a decimétricas, también de edad Devónico Inferior. En esta Hoja aflora muy poco y apenas ha podido reconocerse en el campo.

1.1.1.2. Zona Centro-Ibérica. Dominio de Obejo-Valsequillo

Las rocas pertenecientes a este Dominio se encuentran en el Anticlinal de la Sierra del Oro, donde afloran la Serie Arcósica y el Ordovício, y en el ángulo suroccidental de la Hoja que constituye el flanco norte del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo, donde, además de los niveles antes referidos, se encuentra una serie Devónica.

También se encuentra un pequeño afloramiento de cuarcitas blancas en el frente del cabalgamiento de la Ermita, que aparece aislado entre los materiales del *culm*. Estas cuarcitas se encuentran muy deformadas y replegadas por lo que no es sencillo establecer su edad. En este trabajo se han considerado Ordovícicas por correlación con la potente sucesión cuarcítica de la misma edad que aflora en el Anticlinal de la Sierra del Oro.

1.1.1.2.1. Serie Arcósica

Denominamos Serie Arcósica a un conjunto detrítico dominado por facies arenosas que se dispone discordante, en el Anticlinal de Peraleda, sobre las rocas de la Serie Negra. En

general se encuentra debajo de cuarcitas en facies Armoricana, consideradas de edad Ordovícica. La Serie Arcósica representa un fuerte salto estructural y metamórfico sobre los materiales en los que se apoya, fosilizando toda la actividad tectónica, metamórfica e ígnea relacionada con el ciclo Cadomiense, por lo que la discordancia basal es de primer orden y registra un cambio de ciclo.

En la Hoja de Monterrubio esta Serie se encuentra en dos afloramientos. El primero, situado en el mismo ángulo suroccidental de la Hoja, forma parte del núcleo del Anticlinal de Peraleda. El segundo, en la parte centrooccidental, constituye el núcleo del Anticlinal de la Sierra del Oro. Se trata, pues, de los materiales más antiguos que aparecen en esta Hoja.

Su edad no está determinada debido a que no se han localizado fósiles, excepto pistas banales y *skolithos* (HERRANZ, 1985). En las Hojas vecinas de Castuera (805), Oliva de Mérida (804) y Valsequillo (857), sus autores, INSÚA *et al.* (1990-1991), APALATEGUI *et al.* (1988) y CONTRERAS *et al.* (1989-1990) atribuyen estos materiales al Tremadoc. También HERRANZ (*op. cit.*) y MARTÍNEZ POYATOS (1997) en sus tesis doctorales consideran Ordovícicos estos materiales. Esta atribución se basa en la posición de las arcosas bajo niveles cuarcíticos, en algunos casos paraconcordantemente, correlacionados con las Cuarcitas Armoricanas. Sin embargo, también es posible correlacionar esta Serie, por similitud litológica, con la Formación Torreárboles (LIÑÁN, 1978) de edad Cámbrico Inferior, presente en toda la Zona de Ossa-Morena. En este estudio no se aportan nuevos datos paleontológicos, por lo que preferimos atribuir esta unidad al amplio intervalo que va del Cámbrico Inferior al Ordovícico Inferior.

En el núcleo del Anticlinal de la Sierra del Oro los afloramientos son escasos y de mala calidad, estando casi totalmente cubiertos por los derrubios de las cuarcitas adyacentes. Únicamente se han encontrado algunos afloramientos dispersos de areniscas blancas de grano grueso en niveles masivos, que permiten reconocer la presencia de esta Serie. Dado que no ha podido reconstruirse la estructura, que puede ser distinta a la de las cuarcitas suprayacentes, y a que no aflora la base de la unidad, no es posible estimar la potencia de la Serie en este núcleo anticlinal.

En el otro afloramiento, perteneciente al núcleo del Anticlinal de Peraleda, se encuentran niveles de conglomerados que alternan con bancos de areniscas arcósicas. Los

conglomerados se encuentran en lentejones de morfología canalizada y presentan estratificación cruzada en surco de gran escala. Los niveles arenosos son masivos o con débil estratificación cruzada planar; no se ha observado una tendencia clara de evolución del tamaño de grano.

Los conglomerados están formados por cantos de tamaño muy variado, desde 5 mm hasta 10 cm, generalmente subangulosos, y con un espectro composicional también variado, incluyendo cuarcitas negras, esquistos, rocas miloníticas, cuarzo filoniano y rocas volcánicas ácidas y básicas. La matriz de estas rocas es arenosa o microconglomerática, idéntica en su constitución a los niveles de areniscas.

Las areniscas son de grano medio o grueso, a veces con cantos dispersos, y están compuestas por clastos de cuarzo, feldespato potásico, micas detríticas, sobre todo moscovita, y fragmentos de roca diversos: cuarcitas negras, volcánicos, pegmatitas y clastos sericíticos, seguramente intraclastos. La matriz es de composición caolínico-sericítica y relativamente poco abundante.

En las Hojas de Oliva de Mérida (804) y de Zalamea de la Serena (831), donde los afloramientos son mejores, esta Serie se ha interpretado como un depósito fluvial o aluvial con características muy proximales (INSÚA *et al.*, 1990-1991; VILLAR, 1997a).

1.1.1.2.2. Ordovícico

Las rocas atribuidas al Ordovícico afloran en la parte occidental de la Hoja. Se encuentran en el Anticlinal de la Sierra del Oro y, en el ángulo suroccidental, en el flanco norte del Anticlinal de Peraleda.

En los dos afloramientos mencionados, estas rocas se disponen sobre la Serie Arcósica. Este contacto basal es aparentemente concordante en este tramo del flanco norte del Anticlinal de Peraleda, pero en la prolongación hacia el oeste es claramente discordante, llegando a apoyarse el Ordovícico directamente sobre la Serie Negra.

Constituye una sucesión predominantemente cuarcítica que se correlaciona, a escala regional, con la Cuarcita Armoricana, típica de la Zona Centro-Ibérica. La asignación de estos niveles cuarcíticos al Ordovícico no está sustentada paleontológicamente en ningún punto de la región. Ni en ésta, ni en ninguna de las Hojas vecinas han aparecido restos con interés bioestratigráfico. No obstante, las pistas fósiles son muy abundantes en algunos niveles, lo que es característico de las facies tipo Cuarcita Armoricana, y permiten, junto a la similitud litológica, establecer razonablemente la correlación con las cuarcitas del Arenig de la Zona Centro-Ibérica.

En el flanco norte del Anticlinal de Peraleda, a pesar de que su techo se encuentra cortado por la Falla de la Calera, se reconocen claramente los dos niveles principales de cuarcitas que se prolongan por todo el cierre periclinal del anticlinal. En esta Hoja, el espesor aflorante de estos niveles es de unos 500 m.

En el corte de la carretera de Monterrubio a Peraleda pueden distinguirse cuatro tramos. El primero, de unos 150 m, está formado por pizarras de tonos amarillentos y rojizos con intercalaciones decimétricas (10-45 cm) de areniscas algo feldespáticas y micáceas; hacia techo este tramo presenta un aumento en el número y espesor de los niveles arenosos que además son más cuarcíticos y pasa gradualmente al segundo tramo. Éste, está constituido por un paquete de unos 120 m de espesor, de bancos métricos de cuarcitas blancas con algunas intercalaciones decimétricas y centimétricas de pizarras; aquí son frecuentes la estratificación cruzada de alto ángulo y la bioturbación de las pizarras con *skolithus*. Por encima se pasa gradualmente a otro tramo, similar al primero, formado por pizarras con intercalaciones decimétricas de cuarcitas que culmina en un potente horizonte de cuarcitas blancas en bancos masivos, que define la cresta principal de la sierra. En estas cuarcitas, muy parecidas a las de facies armoricana típica, no se han encontrado restos de ningún tipo.

En el Anticlinal de la Sierra del Oro, la serie está peor expuesta y tiene un mayor espesor, con un mínimo de unos 800 m. En esta zona se encuentran los dos tramos inferiores descritos en el párrafo anterior con características muy similares pero, por encima, los niveles masivos de cuarcitas blancas están mucho peor definidos, constituyendo al menos tres paquetes de bancos de cuarcitas con menor continuidad que en el caso anterior.

1.1.1.2.3. Devónico

Los materiales atribuidos al Devónico en este dominio afloran exclusivamente en el ángulo suroccidental de la Hoja, limitadas por las fallas de la Calera y de Zalamea, y constituyen un potente conjunto litológicamente muy variado.

El espectacular corte existente en el río Zújar ha permitido reconstruir con bastante precisión la estructura de esta banda. En total se encuentran expuestos cerca de 2100 m de serie, que en esta zona se caracterizan por la abundancia de calizas. En estas rocas carbonatadas y en algunos niveles detríticos, SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1978) recogieron fauna abundante, entre la que se incluye *Leptaena purchisori*, *Athyris toreno*, *Cyrtospirifer vernuilli*, *Camarotechia* sp., *Spirifer* sp., *Poterocrinites* sp., *Fenestella* sp. y restos no clasificables de Braquiópodos, Crinoides y Briozoos que, junto a los restos encontrados en la prolongación de estos materiales hacia el oeste, indican una edad Devónica Inferior.

Los niveles más profundos aflorantes son pizarras con intercalaciones decimétricas a métricas de areniscas rojizas con abundantes pistas. Hacia techo aparecen intercalaciones de delgados niveles carbonatados que evolucionan a un tramo potente de calizas con algunas intercalaciones pizarrosas. A techo de este tramo se encuentra un potente nivel de rocas volcánicas básicas, compuesto por lavas basálticas y tobas. Por encima, la serie se hace más arenosa con desarrollo de niveles cuarcíticos individualizados, con espesores plurimétricos y gran continuidad lateral. Seguidamente, se encuentran en la parte occidental unos niveles masivos de areniscas feldespáticas con algunas intercalaciones de microconglomerados, que aparentemente se acuñan hacia el sureste, culminado por otro nivel cuarcítico también seguible en la cartografía. Finalmente, en los niveles más altos aflorantes, se encuentra un tramo de calizas grises con intercalaciones de pizarras y areniscas rojas, muy similar al descrito anteriormente.

En las rocas detríticas los clastos más abundantes son siempre de cuarzo, muy frecuentemente redondeados, aunque accesoriamente se encuentran también feldespatos y micas clásticas (moscovita y biotita). La matriz está normalmente poco recristalizada y es de composición illítico-sericítica, siempre pobre en clorita. Las areniscas rojizas se caracterizan por un cemento ferruginoso entremezclado con arcillas de la matriz.

Las calizas son siempre clásticas, predominantemente bioclásticas, aunque en algunas muestras los terrígenos pueden estar presentes. La matriz es siempre micrítica, poco o nada recristalizada. Normalmente tienen abundantes restos de crinoides, briozoos, ostrácodos, braquiópodos, gasterópodos y lamelibranquios. Aunque nunca están generalizados, los procesos de dolomitización suelen afectar parcialmente a casi todas las muestras.

Las rocas volcánicas aparecen en dos paquetes de unos 200 m de espesor en ambos flancos de un anticlinal de segundo orden por lo que es probable que se trate del mismo nivel plegado. Son facies volcánicas y quizá subvolcánicas, formadas por paquetes masivos de rocas lávicas que hacia techo evolucionan a niveles tobáceos de grano fino con aspecto de pizarras verdes. Las facies más comunes están compuestas por cristales de 1 a 3 mm de plagioclasa y clinopiroxeno, este muy transformado en clorita, en una matriz de grano muy fino rica en albita y clorita con numerosos opacos. Las facies más granudas tienen cristales de plagioclasa y clinopiroxeno con textura subofítica y se encuentran normalmente muy transformadas a albita, clorita y calcita. Las tobas son rocas de grano muy fino y muy ricas en clorita, con algunos cristales dispersos de plagioclasa.

1.1.2. SUCESIÓN SINOROGÉNICA

A escala regional, los materiales sinorogénicos Variscos abarcan un conjunto de sedimentos marinos y continentales, variablemente afectados por las deformaciones y el metamorfismo variscos.

Estos materiales se encuentran en sinclinales alargados y estrechos, excepto en el Valle de los Pedroches, que tradicionalmente han sido denominados cuencas, aunque en la mayoría de los casos es muy probable que existiera una continuidad entre unos y otros sinclinales, formando una cuenca marina única, tal como fue ya indicado por GABALDÓN *et al.* (1983).

QUESADA *et al.* (1990) clasifican estos depósitos, relacionándolos con los procesos tectónicos, en tres grupos progresivamente más modernos:

Cuencas de antepaís rellenas de *flyschs* y molasas

Cuencas intramontañas sinorogénicas

Cuencas intramontañas tardiorogénicas

Los sedimentos sinorogénicos que afloran en esta Hoja pertenecen al primer grupo y forman parte del denominado cinturón de los Pedroches, que constituye el afloramiento más septentrional y de mayores dimensiones de toda la región.

1.1.2.1. CARBONÍFERO INFERIOR

La problemática del comienzo del Carbonífero en esta zona es compleja y está aún por resolver, a pesar de que, dado su carácter sinorogénico, las relaciones estratigráficas con su sustrato tienen gran importancia para la comprensión de la evolución tectónica Varisca.

Ciñéndonos al Carbonífero Inferior, en el Dominio de Obejo-Valsequillo puede observarse que estos materiales son tanto más discordantes cuanto más al sur se encuentren. Así, en la unidad alóctona, los afloramientos del Matachel se apoyan indistintamente sobre la Serie Negra, la Formación Malcocinado, la Formación Azuaga o sobre el Ordovícico, en la banda del Guadiato se apoyan sobre materiales Ordovícicos o sobre los micaesquistos y cuarcitas del Hoyo y, por último, en Campillo, yacen sobre rocas Devónicas. En la unidad alóctona, pues, la base de los depósitos Carboníferos es una discordancia angular de primer orden que, además, fosiliza las fases principales de metamorfismo y deformación Variscas.

En la unidad autóctona, el Carbonífero se apoya sobre términos más altos de la secuencia infrayacente. Al sur del Batolito de los Pedroches generalmente lo hace sobre materiales Devónicos o, localmente, como en el Anticlinal de la Sierra del Oro, sobre el Ordovícico. Al norte del batolito y al margen de contactos tectónicos locales, yace sobre rocas Silúricas, del Devónico Inferior e incluso del Frasnense; más aún, en las inmediaciones de Santa Eufemia, calizas arrecifales del Carbonífero Inferior se apoyan paraconcordantemente sobre rocas de probable edad Fameniense (MIRA et al., 1983), quizá con una pequeña laguna en el Fameniense Superior.

En el área del Sinclinal de Guadalmez, la existencia de una laguna estratigráfica en la base del Carbonífero se ha caracterizado con bastante precisión. GARCÍA ALCALDE *et al.* (1984) describen una serie lutítico-carbonatada en la que, en pocos metros, se pasa del Fameniense Superior al Tournaisense Superior. La proximidad de ambos niveles puede representar una serie muy condensada o un pequeño hiato sedimentario.

Por tanto, la fuerte discordancia angular que se encuentra en la unidad alóctona, disminuye de importancia hacia el norte hasta convertirse en un pequeño hiato y desaparece totalmente el salto estructural y metamórfico.

En esta Hoja, el Carbonífero Inferior es todavía discordante, apoyándose sobre el Ordovícico en la parte más suroccidental, y sobre el Silúrico y el Devónico Inferior en la septentrional.

1.1.2.1.1. *Culm* de Los Pedroches

Apoyada discordantemente sobre los materiales precarboníferos se encuentra una potente y monótona serie de pizarras y areniscas, que ocupa la mayor parte del área de afloramiento de la Hoja. Presenta una compleja estructuración en pliegues y escamas y una ausencia total de niveles guía, lo que ha impedido el establecimiento de una columna estratigráfica.

La serie está formada por alternancias centimétricas y decimétricas de pizarras oscuras y areniscas grauváquicas, con algunos nivelillos de microconglomerados, más frecuentes hacia la base, siendo en conjunto una ritmita de aspecto *flyschoide*. En la escama más septentrional, se encuentran también algunos niveles carbonatados, de los que se han cartografiado los dos más importantes, aunque sólo el más oriental tiene cierta entidad, con un espesor de unos 10 m. Al SE de esta Hoja, también se encuentran niveles de vulcanitas ácidas y básicas en los términos inferiores.

El espesor aflorante de esta serie es muy difícil de medir debido a la práctica imposibilidad de resolver en detalle la estructura. Las estimaciones realizadas por diversos autores son siempre del orden de varios miles de metros: 6000 m (MARTÍNEZ POYATOS, 1997), 4000 m (RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, 1990), más de 3000 m (PALERO, 1991). Por nuestra parte,

a partir de los cortes geológicos realizados, estimamos que el espesor máximo aflorante no supera los 1500 m en la escama más septentrional, que es la más potente.

La edad Carbonífero Inferior de la secuencia de facies *Culm* fue puesta de manifiesto por primera vez por CARBONELL (1926) y HENKE (1926). Posteriormente, las asociaciones de flora y fauna han permitido precisar una edad Tournaisiense Superior - Namuriense Inferior para el conjunto de los Pedroches (PERAN y TAMAIN, 1969; GARCÍA ALCALDE *et al.*, 1994; RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, 1990). En esta Hoja, SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1978) encuentran en pizarras negras restos de flora correspondientes a *Asterocalamites* sp., y en los carbonatos, *Endothira* sp., *Ammodiscus* y restos de crinoides, briozoos y lamelibranquios, que les permiten asignar la serie al Tournaisense-Viseense.

Los microconglomerados son relativamente escasos en esta zona, aunque claramente más abundantes hacia el nordeste, donde forman lentejones discontinuos de espesor centimétrico y decimétrico, muy rara vez de más de 1 m. Son granosoportados y están compuestos por cantos subangulosos de 3 a 15 mm, generalmente de naturaleza volcánica, ácida o básica, pero también de chert, de cuarzo, mono y policristalino, y frecuentes cantos blandos. La matriz es arenosa de grano fino con abundantes feldespatos y fragmentos de roca.

Las areniscas son de tamaño de grano muy variable, mal seleccionadas y con los clastos subangulosos o angulosos, compuestos principalmente por cuarzo con cantidades menores de feldespato, normalmente plagioclasa, fragmentos de rocas volcánicas y micas clásticas (moscovita, clorita y biotita alterada). La materia carbonosa procedente de restos orgánicos suele ser frecuente. La matriz es siempre abundante, clasificándose normalmente estas rocas como grauvacas, y está compuesta por material filossilicatado de grano muy fino y de composición illítico-sericítica.

Las pizarras son normalmente bandeadas, formando alternancias milimétricas o submilimétricas de lutita y limo, con contactos difusos entre las láminas. Están formadas por filossilicatos de grano muy fino, muchas veces indistinguibles al microscopio óptico, con microclastos dispersos de cuarzo y micas.

Las calizas son distintas en los dos afloramientos cartografiados. En el que se encuentra próximo al borde norte de la Hoja, se trata de nivelillos centimétricos intercalados en las ritmitas y están compuestos por areniscas calcáreas de grano fino formadas por bioclastos con matriz arcilloso-carbonatada. El afloramiento oriental es un paquete de bancos calcáreos de unos 10 m de espesor, formados por calcarenitas bioclásticas con matriz micrítica y componentes terrígenos a veces importantes. Estos niveles tienen tamaños de grano desde microconglomerado a arenisca fina, frecuentemente con granoselección positiva y laminaciones cruzadas.

Las facies finas están formadas por una alternancia centimétrica o milimétrica de pizarras negras con laminaciones de areniscas finas o limolitas, a veces lenticulares. Estos nivelillos arenosos presentan frecuentemente laminación cruzada de bajo ángulo, con solapamientos producidos por avance de *ripples* de oscilación. Las facies de alternancias centimétricas y decimétricas de pizarras y areniscas (heterolíticas) presentan contactos planoparalelos y son de gran continuidad lateral. Como estructuras sedimentarias se aprecian granoclasificación positiva, laminación paralela y cruzada de bajo ángulo y, ocasionalmente, pequeñas secuencias de BOUMA del tipo T_{b-a} . Los conglomerados se encuentran espacialmente asociados a tramos ricos en bancos métricos de areniscas, normalmente masivos, pero a veces con granoselección y estratificación cruzada de gran ángulo.

Tradicionalmente, todo este conjunto se ha considerado como un típico depósito de facies *Culm* (sedimentación de carácter no somero en una cuenca de rápida subsidencia), sin embargo, los estudios sedimentológicos más recientes (PÉREZ-LORENTE, 1977; GABALDÓN, 1994) indican condiciones de depósito en plataforma afectada por tormentas. Con este modelo sedimentológico, las facies arenoso-conglomeráticas representarían barras arenosas submarinas movidas por corrientes generadas durante fuertes tormentas que, además, darían lugar a corrientes de turbidez que depositarían las facies heterolíticas y, más distalmente, las facies finas laminadas.

En general, en toda la mitad occidental de la superficie de afloramiento del *Culm* predominan los materiales finos, con escasas laminaciones arenosas, mientras que al este del Zujar las areniscas comienzan a ser abundantes, reflejando, aparentemente, un incremento de la distalidad hacia el oeste. Esto no significa necesariamente que los aportes procedieran del este, sino que también podría ocurrir que existiera un surco paralelo a la

línea de costa que canalizara estos aportes en dirección oeste-este.

1.2. COBERTERA

Los sedimentos de la cobertera son relativamente escasos y se encuentran desigualmente repartidos. Están constituidos por materiales detríticos groseros, muy relacionados con la morfología y la red fluvial actual. Se han distinguido en primer lugar unos depósitos de piedemonte, que están siendo diseccionados por la red fluvial, y que hemos considerado de edad terciaria. Además, se encuentran otros sedimentos, actuales o subactuales, formados por depósitos de ladera y aluviales, que se consideran Cuaternarios.

1.2.1. Terciario

Los depósitos Terciarios reconocidos forman parte de un antiguo piedemonte adosado a las sierras cuarcíticas y que debieron rellenar, al menos parcialmente, los valles situados entre ellas. En la actualidad los ríos se han encajado en el piedemonte y sólo quedan restos dispersos del mismo, más abundantes hacia el noroeste.

El piedemonte tenía morfología de glacis, que aún se conserva parcialmente en los restos de una superficie de techo. La disposición de estos glacis refleja una paleotopografía con una red fluvial prácticamente idéntica a la actual. En efecto, en la mitad occidental de la Hoja, en toda el área situada al oeste del Zújar, los piedemontes definen antiguos valles de dirección NO-SE, que coinciden exactamente con los de los arroyos actuales de Benquerencia y del Lobo. Al este del Zújar, los glacis se encuentran, en cambio, muy erosionados y sólo puede reconocerse el propio paleovalle del Zújar.

Fosilizan un paleorrelieve y un manto de alteración desarrollado sobre los materiales Paleozoicos que, en los casos más favorables como granitos y areniscas feldespáticas, presenta un espesor de varios metros y es rico en caolín y pirofilita.

El espesor de estos sedimentos no supera los 25 m y están formados por depósitos detríticos muy groseros, constituidos por conglomerados y areniscas con abundante matriz

arcillosa de un color rojo característico. Los cantos son heterométricos y redondeados y, principalmente, de naturaleza cuarcítica, aunque también pueden encontrarse algunos de pizarra e incluso de granito. Normalmente se trata de depósitos masivos, de arrollada, pero pueden estar localmente canalizados en cuerpos con una relación anchura/profundidad muy alta.

Las características sedimentológicas y morfológicas de estos depósitos se ajustan bastante al modelo deposicional de abanicos que desembocan en llanuras aluviales, con depósitos desorganizados y poco seleccionados (*debris flow*) en las zonas proximales, y materiales más finos, surcados por canales efímeros, en las distales. Estos sistemas deposicionales son característicos de climas semiáridos con fuertes lluvias muy concentradas en el tiempo.

No se han encontrado restos fósiles que permitan datar estos materiales. A escala peninsular, han recibido el nombre de rañas y, en general, han sido atribuidas al Plio-Cuaternario. Sin embargo, recientemente, MARTÍN SERRANO (1990) ha puesto de manifiesto que existen rañas de edad muy distinta, desde el Paleógeno al Cuaternario. Debido al color rojo característico que presentan, pueden correlacionarse, por criterios paleoclimáticos, con unidades del Mioceno Inferior que se encuentran abundantemente en las cuencas Terciarias continentales de la península.

1.2.2. CUATERNARIO

Los sedimentos más recientes que se encuentran en la Hoja se disponen en relación a los principales relieves cuarcíticos como depósitos de ladera, y en los cauces de los sistemas fluviales como depósitos aluviales. En función de sus características y relaciones cronológicas, se han diferenciado en la cartografía varios tipos:

1.2.2.1. Coluviones

Aunque son muy abundantes en las laderas de todos los relieves cuarcíticos, en general no alcanzan una entidad cartografiable a esta escala. Únicamente se han distinguido los que se encuentran en relación a las cuarcitas Ordovícicas que constituyen los mayores relieves.

Son materiales muy groseros formados por cantos angulosos y heterométricos de cuarcita englobados en una matriz arenoso-arcillosa. Al norte de la Sierra del Oro hay zonas donde son auténticos canchales de cantos angulosos de cuarcita sin ningún tipo de matriz.

1.2.2.2. Terrazas

A lo largo de las márgenes del Río Zújar se han identificado una serie de terrazas colgadas que, aparentemente, se encuentran a dos alturas. La más antigua se encuentra a unos 28-30 m sobre el nivel actual del río, y la otra, a unos 15 m. Están formadas por limos y arcillas de llanura de inundación con algunas intercalaciones de gravas y arenas en cuerpos canaliformes.

1.2.2.3. Aluviones

Junto al cauce del Zújar y enfrente de la desembocadura del Arroyo del Lobo, se ha identificado un antiguo cauce colgado del Río Zújar, relleno de materiales aluvionares. Este antiguo cauce parece ser contemporáneo del nivel más alto de terrazas.

1.2.2.4. Terrazas

En el Río Zújar y en sus afluentes principales se reconoce un bien desarrollado sistema de terrazas que se encuentran a una altura de 2-5 m sobre el nivel actual de los cauces. Están formadas por materiales arcillo-limosos con abundantes gravas y arenas intercaladas de tonos blanquecinos. Estos depósitos son prácticamente subactuales y, en las grandes crecidas, pueden quedar recubiertos por el río.

1.2.2.5. Aluviones

Tienen cierta representación en los cauces de las corrientes fluviales más importantes, pero son de muy poco espesor. Están formados por depósitos muy heterogéneos, desde gravas

gruesas hasta material arcilloso, pasando por arenas y limos. En las zonas de llanura de inundación su composición es fundamentalmente limosa.

1.2.2.6. Barras de arena

Tienen amplio desarrollo en el cauce del Río Zújar. Son depósitos actuales que se modifican todos los años que hay crecidas. Se encuentran en el propio cauce fluvial y emergen durante el estiaje. Tienen morfología de barras alargadas paralelamente al trazado del cauce y pueden estar situadas en posiciones laterales o centrales, en este último caso dividiendo el cauce. Están compuestas por arenas bien seleccionadas con algún lentejón de gravas intercalado.

2. ROCAS ÍGNEAS

Además de las rocas volcánicas intercaladas en los sedimentos Devónicos, que fueron descritas en su momento, las únicas rocas ígneas existentes en la Hoja son los granitoides del Batolito de los Pedroches.

2.1. GRANODIORITA DE LOS PEDROCHES

En la Hoja de Monterrubio aflora parte del extremo noroccidental del Batolito de los Pedroches que, como es conocido, es una importante alineación magmática tardivarisca de emplazamiento epizonal y encajada principalmente en los materiales del Carbonífero Inferior.

El batolito tiene una geometría marcadamente lineal, con unos 200 km de longitud, y subparalela a las directrices estructurales Variscas, con una anchura que va desde 30 km en el extremo suroriental hasta 3,5 km en el noroccidental, del que nos ocupamos aquí. Incluso dentro de la misma Hoja de Monterrubio puede apreciarse claramente el adelgazamiento en dirección SE-NO, puesto que pasa de tener 8 km de anchura en el borde SE a 4 km en el NO.

Ha sido estudiado por numerosos autores (e.g. MARTÍN RAMOS y RODRÍGUEZ GALLEGO, 1975; PROST-DAME, 1980; HERTRICH, 1980; PASCUAL, 1984; ERASO y GARROTE, 1984; ARRIOLA *et al.*, 1985; GARROTE *et al.*, 1985; GARCÍA CASCO, 1986; SÁNCHEZ PÉREZ, 1986; LARREA, 1987; CARRACEDO, 1991, etc.) con mucho detalle, abarcando tanto aspectos petrográficos como geoquímicos, petrogenéticos y dinámicos. No obstante, no existe ningún estudio realizado en el sector concreto de Monterrubio.

Aunque a gran escala se diferencian claramente dos unidades magmáticas: una granodiorítica y otra granítica, en esta Hoja únicamente aparece la granodiorítica, compuesta por una granodiorita biotítica \pm anfíbol, de grano medio y muy homogénea, incluso a escala de toda la Hoja. No se han observado orientaciones magmáticas ni deformativas en ningún punto de la zona. En los bordes externos de la intrusión, son relativamente frecuentes los enclaves xenolíticos, procedentes del encajante, y, más o menos homogéneamente distribuidos por toda la masa granítica, aparecen enclaves

microgranudos de composición tonalítica a cuarzodiorítica.

El contacto entre la granodiorita y su encajante es siempre intrusivo, aunque suele ser subparalelo a la estratificación de las rocas del encajante allí donde la dirección del contacto es subparalela a la dirección de las estructuras. El buzamiento de los bordes del granito es difícil de ver, pero donde se ha observado, buza claramente hacia fuera, si bien el contacto norte presenta siempre buzamientos menores que el sur, donde puede llegar a estar subvertical. En esta Hoja el batolito se encuentra intruido a favor de un núcleo anticlinal de primera fase -Anticlinal de los Pedroches- desarrollado en los sedimentos Carboníferos.

En todo el entorno del batolito se observa un metamorfismo de contacto sobre las rocas encajantes que llega a alcanzar la zona de la andalucita. La anchura cartográfica de esta aureola metamórfica oscila desde poco más de 500 m en la parte occidental del contacto norte hasta casi 4 km en la misma parte del contacto sur, llegando a afectar aquí a los materiales Ordovícicos del Anticlinal de la Sierra del Oro. Las condiciones de emplazamiento, estimadas a partir de xenolitos del interior de la masa granítica, se consideran de más de 650° y entre 1 y 2 kb (GARCÍA CASCO y PASCUAL, 1987; DONAIRE y PASCUAL, 1991).

Una primera acotación de la edad de emplazamiento del batolito viene dada por la edad del encajante, que es Viseense - Namuriense Inferior. Por otra parte, existen numerosas edades radiométricas (K-Ar y Rb-Sr) de los granitos de los Pedroches que representan un tiempo relativamente amplio, desde 350 Ma hasta 215 Ma (PENHA y ARRIBAS, 1974; BELLON *et al.*, 1979; LALIEUX, 1983; FERNÁNDEZ *et al.*, 1990; CUETO *et al.*, 1991). Algunas de estas edades son claramente irreales por ser más antiguas que el encajante, pero las isocronas más recientes (con el método Rb-Sr sobre roca total) dan edades de 307 ± 2 Ma (CUETO *et al.*, op. cit.) y 308 ± 6 Ma (DÉFALQUE *et al.*, 1992), es decir, Westfaliense Superior.

2.1.1. Petrografía

La granodiorita, al microscopio, es una roca de grano medio con textura hipidiomorfa inequigranular de tipo seriado; algunas muestras son de grano fino y ligeramente porfídicas,

con microfenocristales de plagioclasa y biotita. Está compuesta por plagioclasa (41%), feldespato potásico (17%), cuarzo (26%) y biotita (15%) y, ocasionalmente, anfíbol hornbléndico; como accesorios se encuentran circón, apatito, esfena, allanita e ilmenita y otros opacos.

Los cristales de mayor tamaño son de **plagioclasa** que se presenta siempre automorfa, euhedral o subhedral, en individuos solitarios o en agregados en sinneusis o con crecimiento epitáctico. Los cristales están maclados según las leyes de la albita, periclina y Carlsbad. En general pueden diferenciarse dos tipos de plagioclasas: uno, de mayor tamaño, tiene modelos de zonación complejos con composiciones de An_{55} a An_{20} mientras que el otro presenta zonaciones oscilatorias o directas y es algo más ácida (An_{48} - An_{18}); ambos tipos muestran parches de An_{20-25} que cortan los patrones de zonación. Las inclusiones más frecuentes son de pequeñas biotitas idiomorfas, a veces dispuestas en rosario definiendo texturas *Frasl*, y agujas de apatito. Pueden tener algún recrecimiento mirmequítico.

El **feldespato potásico** es siempre alotriomorfo e intersticial, formando masas monocristalinas que incluyen y corroen al resto de los minerales, incluido el cuarzo. No presenta maclas y es ligeramente pertítico, con exoluciones lamelares de albita.

La **biotita** es siempre automorfa, normalmente subhedral, y se encuentra en individuos solitarios o en agregados en sinneusis. Las inclusiones son escasas y limitadas a apatito y circón. También pueden encontrarse agregados de pequeños cristales que parecen pseudomorfizar un mineral anterior (¿anfíbol, piroxeno?). En algunos casos se observan exoluciones de esfena que llegan a formar semicoronas.

El **cuarzo** puede aparecer en cristales subautomorfos, globosos pero con alguna cara bien definida y con inclusiones de plagioclasa, biotita y apatito, aunque mayoritariamente se encuentra en masas intersticiales xenomorfas.

El **anfíbol** es un mineral raro y cuando aparece es siempre accesorio. Es una hornblenda actinolítica verde poco pleocroica, que se encuentra en pequeños cristales subhedrales dispersos en la roca o formando agregados, ligados o no a biotita.

2.2. Enclaves microgranudos

Se encuentran repartidos más o menos homogéneamente por toda la masa granodiorítica. Tienen tamaños desde centimétricos a métricos en algún caso, con morfologías normalmente ovaladas con los bordes redondeados y con contactos netos con la granodiorita que los hospeda. Están formados por granodioritas, tonalitas y cuarzdioritas de grano fino y, frecuentemente, porfídicas; ocasionalmente se encuentran rocas más básicas como dioritas y gabros.

2.2.1. Petrografía

Al microscopio son rocas de grano fino y muy fino, con textura hipidiomorfa inequigranular porfídica. Frecuentemente se observan texturas de recristalización subsólidas, llegando, en algún caso, a recristalizar toda la roca produciendo texturas granoblásticas.

La composición mineralógica es variable pero en general pueden tener fenocristales de plagioclasa zonada, biotita, anfíbol y clinopiroxeno (en las dioritas), englobados en una mesostasis hipidiomorfa formada por plagioclasa, biotita, anfíbol, cuarzo y feldespato potásico, este último en los términos granodioríticos. Esporádicamente se encuentran xenocristales idiomorfos de cuarzo, a veces con inclusiones de biotita y sillimanita. Frente a la composición de la granodiorita común destaca la mayor abundancia de biotita y anfíbol y la escasez o ausencia de cuarzo y feldespato potásico.

Las características texturales de los minerales son muy parecidas a las de la facies granodiorítica mayoritaria. Únicamente destacan numerosos agregados policristalinos de morfología redondeada o subangulosa constituidos por biotita y/o anfíbol, normalmente con textura decusada, que parecen pseudomorfizar algún mineral anterior, seguramente un piroxeno.

2.3. Geoquímica

Aunque durante la realización de este estudio no se han recogido muestras de estos

granitoides, son muy numerosos los datos geoquímicos existentes en la literatura que se refieren a todo el batolito.

La **granodiorita de los Pedroches** es una roca geoquímicamente homogénea, con porcentajes de SiO₂ en torno a 66-68% y de carácter moderadamente peraluminico (A/CNK≈ 1.0 a 1.1) con corindón normativo. Destaca el contenido en K₂O (media: 3.84%, DONAIRE y PASCUAL, 1992) muy similar al de Na₂O. La relación Mg/MgO + FeO es algo menor de 0.40 y muy constante en todos los datos. Tipológicamente, se trata de una serie aluminio-cafémica de carácter calcoalcalino.

En cuanto a las REE, CARRACEDO *et al.* (1989), indican que los espectros normalizados son muy similares, con rangos de variación muy pequeños, y una fraccionación continua bastante marcada (Ce_N/Yb_N entre 9.57 y 12.34) y anomalía negativa de Eu relativamente poco importante (Eu/Eu* 0.74 a 0.86).

La composición química de los **enclaves microgranudos** es mucho más variable que en la granodiorita, en relación con la variedad de subtipos existentes. Según los datos de CASTRO (1990) y DONAIRE y PASCUAL (1992) tomados en áreas cercanas, los porcentajes de SiO₂ varían entre un 57 y un 67%, la relación de álcalis (K₂O/Na₂O) está entre 0.6 y 0.8, claramente menor que en la granodiorita, y la relación Mg/MgO + FeO se mantiene en los mismos valores que la granodiorita.

3. ROCAS FILONIANAS

Uno de los rasgos geológicos más espectaculares del batolito de los Pedroches es el importante y extenso complejo filoniano que lo acompaña. Este haz de diques se desarrolla sobre todo en el sector central y suroriental del batolito, pero sus manifestaciones también pueden reconocerse en esta Hoja. El complejo de diques ha sido intensamente estudiado en los últimos años, destacando los trabajos de CARRACEDO *et al.* (1993), CARRACEDO *et al.* (1994), LARREA *et al.* (1996) y CARRACEDO *et al.* (en prensa).

Aparte de los escasos y banales filones de aplitas y pegmatitas, a escala del batolito se han distinguido tres tipos de diques: traquiandesíticos, dacíticos y riolíticos. Además, se encuentran en mucha menor cantidad algunos diques diabásicos y lamproíticos, de afinidad toleítica a alcalina, que deben estar en relación con el *rifting* del Macizo Hespérico y la apertura del Océano Atlántico durante el Mesozoico.

En la Hoja de Monterrubio únicamente se han encontrado diques dacíticos o dacítico-riolíticos y dos diques diabásicos de menor entidad. Además, hay algunos diques importantes de cuarzo.

3.1. Diques ácidos

Se encuentran principalmente encajados en la granodiorita y en los sedimentos Carboníferos al norte de la misma. Aparentemente su número se incrementa de noroeste a sureste. Siguen dos direcciones claras: una, aproximadamente NS, y otra, N30°E; algún dique parece cambiar su rumbo de una a otra. De forma sistemática los diques N30°E se encuentran exclusivamente encajados en los sedimentos Carboníferos. Tienen espesores de 2 a 30 m y corridas que pueden llegar a superar los 8 Km. Normalmente son subverticales pero algunos muestran buzamientos de entre 50 y 70° al oeste o suroeste.

Las rocas son pórfidos compuestos de fenocristales idiomorfos o subidiomorfos de 1 a 4 mm de plagioclasa, cuarzo, biotita y, algunas veces, también anfíbol (hornblenda actinolítica). La matriz, micro o criptocristalina, tiene los mismos minerales además de apatito, circón, ilmenita y esfena. Es muy frecuente la saussuritización de las plagioclasas

y la cloritización de la biotita.

Los diques tienen una estructura masiva, sin fábrica interna, y sólo muy localmente puede observarse un borde de enfriamiento rápido, de pocos centímetros de espesor, formado por una roca casi vítrea con fenocristales de plagioclasa orientados paralelamente a las paredes del dique, definiendo una estructura de flujo.

Geoquímicamente corresponden a dacitas (I.U.G.S., 1989), de ligeramente metaluminosas a moderadamente peraluminosas (A/CNK cercana a 1), ácidas ($\text{SiO}_2 > 66\%$), con contenidos moderados en elementos ferromagnesianos y ricas en K_2O . Según CARRACEDO *et al.* (en prensa) forman una asociación calcoalcalina de tendencia alumino-cafémica rica en potasio.

3.2. Diques de diabasa

En esta Hoja se han localizado dos diques de diabasa, ambos de dirección NS, el primero situado al SO y encajado en los sedimentos Devónicos, y el segundo en el centro norte de la Hoja, encajado en la granodiorita. Son filones relativamente complejos, frecuentemente zonados, con una parte interna microgranuda y unos bordes formados por pórfidos con matriz afanítica. Composicionalmente varían de gabros olivínicos a doleritas.

Las rocas granudas presentan texturas intergranulares o subofíticas y están formadas por plagioclasa básica, clinopiroxeno y opacos principalmente, aunque en algunas variedades pueden encontrarse también olivino, biotita y hornblenda marrón. Los pórfidos están compuestos por microfenocristales de plagioclasa y algún clinopiroxeno en una matriz criptocristalina rica en opacos. En general se encuentran retrogradadas con transformaciones de plagioclasa a saussurita, de clinopiroxeno y anfíbol a clorita y cristalización secundaria de calcita y epidota.

3.3. Diques de cuarzo

Los diques de cuarzo de esta Hoja están mayoritariamente relacionados con los diques de

rocas subvolcánicas ácidas. A menudo se encuentran diques compuestos dacita/riolita-cuarzo en los que el cuarzo se encuentra en los bordes o en el centro del dique. Por tanto, la mayoría de los diques de cuarzo siguen direcciones paralelas los diques ácidos y deben ser de una edad similar.

Otros diques de cuarzo se encuentran en situaciones distintas. Aparece uno de recorrido modesto cerca del ángulo suroccidental de la Hoja, encajado en los materiales Devónicos y de dirección N15°E. Otro dique relativamente importante es que se encuentra siguiendo el cabalgamiento situado al norte del batolito granítico.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La estructura que presentan las rocas de esta Hoja es el resultado de los movimientos Variscos en esta zona. Aunque es posible que también se viera afectada por la tectónica Alpina, los efectos fueron lo suficientemente débiles como para que no se encuentren evidencias claras de los mismos.

4.1. Macroestructura general

A escala regional, al norte del corredor blastomilonítico que marca la banda de cizalla Badajoz-Córdoba y que constituye el límite entre las Zonas Centro-Ibérica y de Ossa-Morena, se ha distinguido una unidad alóctona que cabalga hacia el norte sobre otra autóctona o paraúctona (APALATEGUI y PÉREZ-LORENTE, 1983; APALATEGUI *et al.*, 1991; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 1995; MARTÍNEZ POYATOS, 1997). En esta Hoja únicamente se encuentra la unidad autóctona que, como en el resto de la región, está estructurada en pliegues subverticales y cabalgamientos vergentes al norte.

De SO a NE, las estructuras más importantes que se encuentran son: flanco norte del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo, una importante falla tardivarisca de desgarre senestro denominada Falla de la Calera, un tramo de materiales Devónicos afectados por pliegues verticales de segundo orden, la Falla de Zalamea y la cuenca *Culm* de los Pedroches. Esta última está estructurada en escamas definidas por cabalgamientos que cortan a pliegues anteriores y que, en la parte septentrional, hacen aflorar materiales precarboníferos de los que el afloramiento más importante es el del Anticlinal de la Sierra del Oro. Sobre los pliegues que afectan a los materiales Carboníferos, únicamente se encuentra uno de primer orden, el Anticlinal de los Pedroches, a favor del cual intruye el batolito granítico del mismo nombre. Finalmente, los materiales precarboníferos del borde norte de la Hoja forman parte del flanco sur del Domo de la Serena.

4.2. Deformaciones Prevariscas

Durante el depósito de los materiales Paleozoicos se produjeron deformaciones de pequeña

entidad que han quedado registradas como discordancias. En esta Hoja se encuentran dos de las reconocidas regionalmente.

En primer lugar, las cuarcitas Ordovícicas del flanco norte del Anticlinal de Peraleda se encuentran aquí paraconcordantes sobre la Serie Arcósica, pero hacia el SO aparecen francamente discordantes (CONTRERAS *et al.*, 1990-1991) y en el flanco sur del mismo anticlinal, en la Hoja de Maguilla (856), ha sido cartografiada una discordancia relacionada con una fracturación en *horst* y *grabens*, más o menos sinsedimentaria con el depósito de la Serie Arcósica.

Por otra parte, aunque la fracturación ha ocultado el contacto basal del Devónico Inferior en esta Hoja, a escala regional se observa que tiene carácter discordante, faltando, por erosión o ausencia de depósito, el Silúrico.

Además, el *Culm* Carbonífero se dispone discordante sobre los materiales subyacentes, apoyándose sobre el tramo basal de las cuarcitas Ordovícicas en el flanco sur de la Sierra del Oro, mientras que en el borde norte de la Hoja, en el flanco sur del Domo de la Serena, se apoya sobre el Devónico Inferior, e incluso sobre el Silúrico. Esta discordancia es ya Varisca y refleja deformaciones precoces importantes que se estaban desarrollando en zonas internas situadas hacia el sur, probablemente en el corredor blastomilonítico.

4.3. DEFORMACIÓN VARISCA

La estructuración principal de los materiales que afloran en la Hoja se produjo durante la Orogenia Varisca y debió comenzar en el Devónico Superior y prolongarse hasta el Namuriense, ya que materiales de esa edad fueron afectados por plegamientos (QUESADA *et al.*, 1990). La Granodiorita de los Pedroches (Westfaliense) es tardivarisca y se encuentra prácticamente indeformada, postdatando las estructuras variscas más importantes.

4.3.1. Deformaciones principales

En toda la unidad autóctona del Dominio de Obejo-Valsequillo, la deformación Varisca principal se manifiesta por una serie de cabalgamientos y una única fase de plegamiento vertical, con desarrollo incipiente en litologías apropiadas de un clivaje pizarroso de plano axial. La relación cronológica entre los cabalgamientos y los pliegues es compleja. Parece que estos últimos y su clivaje asociado, comenzaron a formarse antes que los cabalgamientos y continuaron apretándose hasta después del movimiento de los mismos.

Los pliegues tienen una dirección N120° a N130°E, con las charnelas redondeadas y el plano axial subvertical. El ángulo entre flancos varía de 70° a 130°. Los ejes son subhorizontales o con ligeros cabeceos hacia el NO o SE, siempre menores de 30°. Las longitudes de onda van desde más de una decena de Km para los de primer orden a 1.5-3 Km para los de segundo orden.

Con relación a los pliegues se produce una fábrica planar S_1 que es subparalela al plano axial de los mismos. El grado de desarrollo y penetratividad de esta fábrica varía en función de la litología. En las rocas más competentes como las cuarcitas y los niveles volcánicos la fábrica está prácticamente ausente, mientras que en los materiales arenosos se forma un clivaje espaciado grosero y en las rocas pelíticas un clivaje pizarroso. Lógicamente el desarrollo más penetrativo del clivaje se produce en los materiales Carboníferos del *Culm*, que son los más pelíticos. Al microscopio, el clivaje está definido por la orientación preferente de micas clásticas y por planos de acumulación de materiales insolubles, que evidencian procesos de disolución por presión y rotación mecánica de las micas como mecanismos predominantes en la formación del clivaje. En algunos casos también se observa neocrystalización orientada de microlepidoblastos de mica blanca sericítica que contribuyen a la definición del clivaje, por lo que son sincinemáticos.

Los cabalgamientos afloran como fallas subverticales o con fuerte buzamiento hacia el sur y llevan asociada una banda de deformación de espesor métrico a decamétrico, en la que se produce una crenulación del clivaje S_1 con desarrollo penetrativo de un clivaje de crenulación S_2 y fábricas filoníticas y miloníticas. Esta S_2 , se encuentra a su vez, doblada por pliegues subverticales posteriores. En el plano de cabalgamiento pueden encontrarse ocasionalmente brechas de falla foliadas.

Se han reconocido tres de estos cabalgamientos, aunque es muy posible que tanto la Falla de Zalamea como la Falla de Los Corteses oculten cabalgamientos que, posteriormente, hayan rejugado como desgarres senestros. El cabalgamiento más importante parece ser el de Monterrubio, que hace aflorar el Anticlinal de la Sierra del Oro, aunque también el cabalgamiento de la Ermita del Zujar produce un asomo de materiales precarboníferos. El cabalgamiento situado al norte del batolito de los Pedroches, en cambio, no parece tener un salto tan importante a pesar del espesor de la banda de deformación asociada y de la presencia en el mismo plano de cabalgamiento de un potente dique de cuarzo.

Es muy significativo que sólo existan estructuras de primer orden anticlinales (de Peraleda, de la Sierra del Oro y de los Pedroches), y nunca estructuras sinclinales. Esto implica que los pliegues tienen una relación directa con los cabalgamientos y que debieron nuclearse como pliegues de propagación de falla, siendo posteriormente cortados por los propios cabalgamientos. En conjunto, formarían una megaestructura de transporte tectónico hacia el noreste que, subsiguientemente, sería verticalizada por bloqueo del movimiento tangencial y posteriormente reaplastada.

4.3.2. Deformaciones tardías

Con posterioridad a las fases principales de deformación que estructuraron la zona, pueden reconocerse otros eventos deformativos de menor intensidad o de desarrollo más localizado.

Esporádicamente se observan flexiones muy suaves de las estructuras previas que parecen corresponder a dos sistemas de plegamiento tardíos y muy débiles. El primero de ellos tiene dirección NO-SE y es subhorizontal, produciendo ondulaciones en la fábrica S_1 . Un segundo sistema se encuentra sólo muy localmente, y está formado por pliegues subverticales de dirección NE-SO relativamente apretados, que parecen relacionados con las fallas de esa dirección.

Finalmente hay que considerar las grandes fallas frágiles de movimiento transcurrente senestro, que son muy características de esta región y que constituyen una megazona de cizalla de dirección $N120^\circ$. Esta zona de cizalla frágil está determinada por grandes fallas

senestras principales, de la misma dirección de la cizalla, y fallas secundarias tipo *Riedel* de dirección N80°E. Esta Hoja se encuentra al norte de la parte interna de la zona de cizalla y las fallas, a pesar de su largo recorrido, no parecen presentar desplazamientos demasiado importantes.

5. METAMORFISMO

Todas las rocas Paleozoicas de la Hoja, incluido el *Culm* Carbonífero, muestran evidencias de una cierta recristalización metamórfica ligada al desarrollo de la deformación Varisca. Este metamorfismo regional es, en esta Hoja, siempre de grado muy bajo y, localmente, bajo. Por otra parte, el Batolito de los Pedroches produce una aureola de metamorfismo de contacto de gran extensión, en las que se alcanzan de manera generalizada las condiciones de estabilidad de la andalucita.

5.1. Metamorfismo Regional Varisco

El metamorfismo regional Varisco que afecta a las rocas Paleozoicas de esta Hoja es, en general, de grado muy bajo y, normalmente, no es reconocible a la escala del microscopio óptico. Únicamente se reconoce ocasionalmente como mineral metamórfico una mica blanca de grano muy fino que forma microlepidoblastos y contribuye a la definición del clivaje S_1 .

No obstante, en las rocas situadas inmediatamente por encima de los cabalgamientos de Monterrubio y de la Ermita, y coincidiendo con la banda de deformación en la que se desarrolla un clivaje de crenulación, se observan blastos de clorita y biotita previos a este clivaje de crenulación. Estos blastos aparecen de dos maneras distintas. En algunos casos son claramente lepidoblastos sincinemáticos con el clivaje S_1 , que se encuentran doblados y retrogradados por la crenulación. Mucho más frecuentemente, estos minerales forman microfenoblastos posteriores al clivaje S_1 y previos al clivaje de crenulación, encontrándose rodeados por él y parcialmente retrogradados. En los casos de fábricas filoníticas y miloníticas, estos microfenoblastos son anteriores tanto a los planos C como a los S.

En resumen, el metamorfismo regional ligado al desarrollo de la deformación principal Varisca en esta Hoja, se produce en las condiciones de la anquizona, y sólo los cabalgamientos exhuman niveles más profundos de la parte de baja-media temperatura de la epizona. Posteriormente, las bandas de deformación relacionadas con los cabalgamientos, suponen una retrogradación de las condiciones anteriores.

5.2. Metamorfismo de Contacto

La granodiorita de los pedroches induce en su encajante un metamorfismo de contacto a lo largo de todo su perímetro. Los efectos de este metamorfismo térmico son observables en algunas zonas hasta distancias de 4 Km del contacto con la granodiorita, aunque normalmente la anchura cartográfica de la aureola es de 1 a 1.5 Km y el espesor real debe ser mucho menor, puesto que el contacto de las granodioritas buza hacia fuera del batolito.

En esta Hoja, la aureola de metamorfismo de contacto afecta fundamentalmente a los materiales Carboníferos del *Culm*, constituidos por litologías pelíticas y psamíticas, aunque marginalmente también están afectadas las cuarcitas Ordovícicas del Anticlinal de la Sierra del Oro.

También es efecto de la intrusión ígnea un metasomatismo, expresado en una intensa *greisenización*, que afecta a la mayor parte del encajante más inmediato al contacto de la granodiorita. Su efecto más relevante es una fuerte moscovitización de las rocas, desarrollándose texturas fibroso-radiadas, frecuentemente acompañadas de por turmalinización y cristalización de opacos y cuarzo en pequeñas venillas.

Todas las fases minerales producidas durante el metamorfismo de contacto son posteriores al clivaje primario S_1 , al que normalmente incluyen como S_1 . No obstante, de manera casi generalizada a lo largo de toda la aureola, se observa una débil crenulación o un reaplastamiento del clivaje S_1 que es posterior a la blastesis metamórfica, produciendo en muchos casos la retrogradación de los minerales. Este es un fenómeno típico de las aureolas de metamorfismo de contacto en torno a intrusiones que sufren un hinchamiento (*ballooning*) en las etapas tardías del emplazamiento.

En el esquema tectónico que acompaña a la cartografía geológica se ha incluido el trazado aproximado de las zonas metamórficas reconocidas. A escala general el más alto grado reconocido corresponde a la zona de la andalucita, en la facies de las corneanas hornbléndicas.

Sin embargo, en un punto situado a unos 700 m del contacto con la granodiorita (30S TH 846 792) se ha encontrado una roca corneánica compuesta por la asociación cuarzo +

plagioclasa + feldespato potásico + ortopiroxeno ± biotita. Esta paragénesis representa condiciones de muy alta temperatura, algo superiores a 700° para los valores de presión (1-2 Kb) estimados en el nivel de emplazamiento de la granodiorita (DONAIRE y PASCUAL, 1991). Se trata de una temperatura muy superior a la del resto de la aureola metamórfica en todo el entorno del batolito. Desafortunadamente, es un afloramiento aislado semicubierto por sedimentos Terciarios, que no permite establecer las causas de este inusual grado metamórfico.

A continuación se describen las asociaciones minerales y las texturas producidas por la recristalización térmica en cada una de las zonas discriminadas.

5.2.1. Zona de la Andalucita

La zona de la andalucita es la más interna de las cartografiadas y tiene una anchura variable. A lo largo del contacto sur, va engrosándose de SE a NO, desde unos 300 m hasta más de 2 Km, mientras que en el contacto norte es mucho más estrecha, con un máximo de 500 m, y está frecuentemente ausente.

Las rocas son aquí pizarras mosqueadas o con *spots* y, localmente, corneanas. Al microscopio son comunes las texturas granoblásticas de grano fino, pero son más abundantes las porfiroblásticas, muchas veces poikiloblásticas.

Las asociaciones indicativas presentes en rocas pelíticas y semipelíticas son:

cuarzo + moscovita + biotita + andalucita

cuarzo + moscovita + biotita + andalucita + cordierita

cuarzo + clorita + biotita + andalucita

La andalucita se encuentra como microporfiroblastos que, en muchos casos, crecen a expensas de la cordierita. La cordierita aparece únicamente como restos incluidos en *spots* ovalados, formados por productos de alteración de la misma. Moscovita y biotita forman

blastos casi equidimensionales, aunque también pueden encontrarse alargados mimetizando la orientación del clivaje S_1 .

5.2.2. Zona de la biotita

Es la zona exterior de la aureola y pasa gradualmente al encajante no afectado, por lo que su límite es impreciso. De cualquier modo, el criterio usado para su delimitación ha sido la presencia de blastos de biotita claramente visibles al microscopio óptico.

Las rocas son siempre pizarras con un moteado más o menos visible que, al microscopio presentan texturas microporfioblásticas.

Las asociaciones minerales son poco significativas puesto que es evidente que no llegó a alcanzarse un equilibrio mineralógico a escala de lámina delgada. Normalmente se encuentran blastos de biotita y clorita dispersos en la roca, que incluyen al clivaje S_1 como hileras de microcristales de opacos. En algunos casos también se encuentran *spots* de cordierita alterada, similares a los que aparecen en la zona de la andalucita, pero son tan escasos e irregularmente distribuidos que no ha podido separarse claramente una zona de la cordierita.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

A partir de la secuencia estratigráfica y teniendo en cuenta la evolución tectonotérmica de los materiales que afloran en esta hoja, la historia geológica de este área puede esbozarse de la siguiente manera.

Las rocas más antiguas que se encuentran forman parte de la unidad que se ha denominado Serie Arcósica, de edad no precisada pero muy probablemente del Ordovícico Inferior.

Estos sedimentos son depósitos continentales de medio aluvial y fluvial con características proximales.

Los niveles Ordovícicos suprayacentes suponen una transgresión generalizada que produjo la instalación de una plataforma detrítica somera que, a escala regional, en el Dominio de la Obejo-Valsequillo, se mantuvo al menos hasta el Ordovícico Superior y en algunas zonas hasta el Sitúrico.

En este Dominio se observa de manera generalizada un hiato sedimentario que abarca desde parte del Ordovícico Superior hasta la base del Devónico.

Al norte del Batolito de Los Pedraches, en el Dominio Alcudiense, en cambio, la sedimentación es continua durante todo el Silúrico y el Devónico, manteniéndose la plataforma detrítica que sólo registra cambios en función de las oscilaciones del nivel del mar.

En el Dominio de Obejo-Valsequillo, el Devónico Inferior es discordante sobre el Ordovícico, manteniéndose las condiciones de plataforma somera en la que se producen depósitos de carbonatos, acompañada de una importante actividad volcánica de carácter predominantemente básico.

Hacia el Devónico Medio o Superior debieron comenzar los movimientos tectónicos de la Orogénia Varisca en las zonas más internas, situadas al Suroeste. Estos primeros movimientos debieron afectar débilmente a las zonas externas con un gradiente que

disminuiría hacia el noreste. Esta situación queda perfectamente registrada con el depósito de los sedimentos sinorogénicos Carboníferos del *Culm* de los Pedroches.

En efecto, el Carbonífero Inferior es discordante y fosiliza fases de deformación y metamorfismo Variscas en la parte meridional del Dominio de Obejo-Vasequillo, denominada Unidad Alóctona; también es discordante sobre el Ordovícico o Devónico en la parte septentrional de este Dominio, pero no fosiliza ni esquistosidades ni metamorfismo Variscos. Por último, en el Dominio Alcudiense, es ligeramente discordante sobre el Silúrico o Devónico Inferior en la parte sur (flanco sur del Domo de La Serena) y es concordante y está prácticamente en continuidad con el Devónico Superior en las áreas más externas. (Sinclinal de Guadalmez).

Posteriormente, el frente de deformación Varisco alcanzó esta hoja y produjo su estructuración mediante cabalgamientos y pliegues subverticales o ligeramente vergentes al noreste. Esta deformación fue acompañada de un metamorfismo de grado bajo que afectó conjuntamente a las rocas carboníferas y precarboníferas.

Fosilizando prácticamente toda la deformación Varisca, se produjo durante el Westfaliense la intrusión del Batolito de los Pedroches.

Esta importante intrusión debió producirse mediante sucesivos pulsos de intrusiones laminares, favorecidas por una situación local distensiva generada por un régimen de *pull apart*, relacionado con la actuación de una megacizalla transcurrente senestra de carácter frágil cuyo desarrollo más importante tuvo lugar más al sur.

Con el final del Carbonífero y como consecuencia de la Orogenia Varisca, se produjo la emersión de todo el Macizo Ibérico, consolidándose como un área continental estable.

En esta hoja, este hecho supone la ausencia de registro geológico procedente del Mesozoico y de la primera parte del Terciario.

Como consecuencia de esta prolongada etapa de estabilidad, se desarrolló un relieve muy maduro, con extensas penillanuras sólo interrumpidas por relieves cuarcíticos residuales generadas por erosión diferencial.

A la vez que este proceso de peneplanización tuvo lugar el desarrollo de un manto de alteración de características subtropicales.

De la Orogénia Alpina no hay evidencias claras en esta región, a pesar de que importantes movimientos de esta edad se produjeron en zonas relativamente cercanas, tales como las Cordilleras Béticas o el Sistema Central.

Sin embargo, los movimientos Alpinos cambiaron sustancialmente la paleogeografía del Macizo Ibérico, produciéndose algunos cambios en el drenaje de las áreas estables no afectadas por ellos. Debido a la elevación de distintas Cordilleras, se produjeron cuencas continentales endorreicas en varias partes de la Península Ibérica. Esto dio lugar a elevaciones en los niveles de base locales y, como consecuencia, al depósito de sedimentos aluviales en formaciones superficiales de tipo glacis que llegaron a cubrir grandes áreas. Esto sucedió durante todo el Terciario a escala peninsular, pero en esta hoja parece haberse limitado a la época Mioceno-Plioceno.

A continuación, de manera gradual, la erosión remontante de los ríos atlánticos fue rebajando progresivamente el nivel de base, capturando las cuencas endorreicas y cambiando las condiciones de sedimentación a condiciones de erosión, con un encajamiento progresivo de los ríos, registrado en los sucesivos niveles de terrazas Cuaternarias.

7. BIBLIOGRAFÍA

ALMELA, M.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C. y QUINTERO, I. (1962).- Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 73, pp: 195-327.

APALATEGUI, O. y PÉREZ-LORENTE, F. (1983).- Nuevos datos en el borde meridional de la Zona Centro-Ibérica. El Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. *Stvd. Geol. Salmantic.*, 18, pp. 193-200.

APALATEGUI, O. (1989).-

APALATEGUI, O. (1991).-

ARRIOLA, A.; EGUIGUREN, E. y GARROTE, A. (1983).- El Batolito de los Pedroches en la transversal de Esparragosa de La Serena (Badajoz). *Temas Geol. Miner.*, V reun. G.O.M., pp. 19-28.

AZOR, A. (1994).- Evolución tectonometamórfica del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. Cordillera Varisca, SO de España. Tesis Doct. Univ. de Granada. 295 p. Inédito.

BELLON, H.; BLACHERE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, CH.; DIXSSAUT, CH.; HERTRICHT, B.; PROST-DAME, U.; ROSSI, PH.; SIMON, D. y TAMAIN, G. (1979).- Radiochronologie, évolution tectonomagmatique et implications métalogéniques dans les Cadomovarisques du Sud-est Hespérique. *Bull. Soc. Géol. France, Ser. 7*, 21 (2), pp: 113-120.

CARBONELL, A. (1926).- Nuevos antecedentes acerca de la prolongación oriental de la cuenca de Bélmez. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 41, pp: 279-309.

CARRACEDO, M. (1991).- Contribución al estudio del Batolito de Los Pedroches (Córdoba). Tesis Doctoral Univ. País Vasco. 443 p.

CARRACEDO, M.; ORTEGA, L.A.; GIL IBARGUCHI, J.I. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1989).- Aportación a la geoquímica de tierras raras (REE) en el Batolito de los Pedroches (Córdoba, España). *Estvd. Geol. Salmant.*, 4, pp: 93-104.

CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ORTEGA, L.A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1993).- The dyke Complex in the central sector of the Los Pedroches batholit. *Terra abstracts: Abstract suplement N° 6 to Terra Nova*.

CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ORTEGA, L.A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1994).- El haz lineal filoniano granítico-adamellítico N120-130E asociado al batolito de Los Pedroches. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, pp: 305-317.

CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ORTEGA, L.A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (En prensa).- The dyke swarms associated with the los Pedroches batholith (Iberian Massif): their relationship to the latest Variscan stress field variations. In: Petrology and Geochemistry of magmatic suites of continental and oceanic crust. Colloque international organisé à l'occasion de l'accession à l'éméritat du Proffeseur Jean Michot, 1995.

CASTRO, A. (1990).- Microgranular enclaves of the Quintana Granodiorite (Los Pedroches Batholith). Petrogenetic significance. *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2), pp. 7-21.

CONTRERAS, F.; APALATEGUI, O. y FLORES VILLAREJO, P.A. (1990-1991).- Mapa Geológico de España Esc. 1:50.000. MAGNA 2ª Serie. Valsequillo (857). Inédito.

CUETO, L.A.; FERNÁNDEZ, F.J.; LARREA, F.J.; LASALA, M.J.; QUESADA, C. y REYES, J. (1991).- IV Congres. Geoquímica de España.

DÉFALQUE, G.; DEMAIFFE, D.; DUMONT, P. y LALIEUX, PH. (1992).- Le batholite de "Los Pedroches" (Sierra Morena): études pétrographique, cartographique, géochimique, géochronologique et métallogénique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115, pp: 77-89.

DELGADO QUESADA, M.; LIÑÁN, E.; PASCUAL, E. y PÉREZ-LORENTE, F. (1977).- Criterios para la diferenciación en Dominios en Sierra Morena Central. *Stud. Geol.*, 12, pp: 75-90.

DONAIRE, T. y PASCUAL, E. (1991).- Paragénesis metamórficas de contacto en xenolitos de la Granodiorita de Los Pedroches (Córdoba, España): evidencia de emplazamiento a alta temperatura. *Geogaceta*, 10, pp: 90-93.

EGUILUZ, L. (1987).- Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Antiforme de Burguillos del Cerro-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional. Tesis Doctoral Univ. del País Vasco. 694 p.

ERASO, A. y GARROTE, A. (1984).- El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Cárdeña, Córdoba. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8, pp: 235-246.

FEBREL, T. (1963).- Memoria y Hoja Geológica núm. 857, Valsequillo. Mapa Geológico Nacional Escala 1:50.000. IGME.

FEBREL, T. y SÁENZ DE SANTAMARÍA, J. (1967).- El Devoniano del sur del Batolito de Los Pedroches en las provincias de Córdoba y Badajoz. *Not. Y Com. Del Inst. Geol. Min.*, 73, pp: 51-60.

FERNÁNDEZ, F.J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J. y QUESADA, C. (1990).- El Plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación con otras rocas del Batolito de Los Pedroches. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15, pp: 89-103.

GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1983).- Las cuencas de Valdeinfierno y Benajarafe (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69, pp: 209-218.

GARCÍA ALCALDE, J.L.; ARBIZU, M.A.; PARDO ALONSO, M.V. y GARCÍA LÓPEZ, S. (1984).- El límite Devónico-Carbonífero en el área de Guadalmez-Santa Eufemia (Provs. De Ciudad Real y Córdoba, Sierra Morena, España). I Congr. Geol. España, 1, pp: 421-430.

GARCÍA CASCO, A. (1986).- Petrología, geoquímica y mineralizaciones de W asociadas al Plutón de Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba). Tesis Doctoral Univ. de Granada. 303 p.

GARCÍA CASCO, A. y PASCUAL, E. (1987).- El plutón de Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba, España): un plutón epizonal de tipo S. *Geogaceta*, 2, pp: 56-59.

GARROTE, A.; SÁNCHEZ CARRETERO, R. y TIJERO, F. (1985).- El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba. V Reun. GOM., *Temas Geol. Miner.*, pp: 29-39.

GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; APALATEGUI, O. y RÁBANO, I. (1987).- Fósiles Ordovícicos del NO de Adamuz (Córdoba): aportación paleobiogeográfica a la concepción del límite entre las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena durante el Paleozoico. *Geogaceta*, 3, pp. 22-24.

HENKE W. (1926).- Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaen). *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*, 39 (2), pp: 183-204.

HERRANZ ARAUJO, P. (1984).- El Precámbrico y su cobertera Paleozoica en la región Centro-oriental de la Provincia de Badajoz. Tesis doctoral Univ. Complutense de Madrid. 1220 p.

HERRANZ ARAUJO, P. (1985).- El precámbrico y su cobertera Paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz. Tesis Doctoral. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías nº 10. Ed. Univ. Compl. Madrid.

HERTRICH, B. (1980).- Etude geologique et minière de la region d'Azuel-Conquista, Cordue, Espagne. Thèse 3eme cycle Univ de Paris Sud.

INSÚA, M.; CARVAJAL, A.; APALATEGUI, O.; HUERTA, J. y MATÍA, G. (1990-1991). Mapa Geológico de España E. 1:50000. MAGNA 2ª Serie. Castuera (803). (En prensa).

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L.E. (1972).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1:1.000.000. IGME. Madrid.

LALIEUX, P. (1983).- Étude pétrologique et géochimique u Batholite de Los Pedroches (Sierra Morena, Espagne). Thèse 3eme cycle Univ. de Bruxelles. 34 p.

LARREA, F. (1987).- Estudio geológico del Batolito de Los pedroches en la transversal de la Virgen de la Cabeza (Andújar, Jaén). Tesis de Licenciatura Univ. del País Vasco. 259 p.

LARREA, F.; CARACEDO, M.; ORTEGA, L.; GIL IBARGUCHI, J. y ALONSO, A. (1996).- Procesos de hibridación mantélico-cortical implicados en la génesis del plutón granodiorítico de los Pedroches. *Geogaceta*, 20, pp: 582-585.

LIÑÁN, E. (1978).- Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral Univ. de Granada. 191 p.

LLOPIS LLADÓ, N.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A. y HERRANZ ARAUJO, P. (1970).- Nota sobre una discordancia, posiblemente precámbrica, al SE de la provincia de Badajoz, y sobre la edad de las series paleozoicas circundantes. *Bol. Geol. Min.*, LXXXI, VI, pp. 586-592.

LISTER, G. S. y SNOKE, A.W. (1984).- S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6, pp. 617-638.

LORENZO ÁLVAREZ, S.; MARTÍN HERRERO, D. y VALVERDE, M.F. (1995).- Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. MAGNA 2ª Serie. Chillón (807).

LOTZE, F. (1945).- Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotect. Forsch.*, 6, pp. 78-92.

MAAS, R. (1961).- Geologie insbesondere das Devon im Bereich der Orts Castuera-Cabeza de Buey Monterrubio (Extremadura-Südspanien). *Abh. Akad. Wiss. Lit. Wiesbaden*, H. 2.

MARTÍN HERRERO, D.; VALVERDE, M.F. y LORENZO ÁLVAREZ, S. (1994).- Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. MAGNA 2ª Serie. Cabeza de Buey (806). ITGE. Madrid.

MARTÍN RAMOS, J.D. y RODRÍGUEZ GALLEGO, M. (1975).- Petrología del borde norte del Batolito de Los Pedroches, Venta de Azuel, Córdoba. *Bol. Geol. Miner.*, 83, pp: 301-308.

MARTÍN SERRANO, A. (1990).-

MARTÍNEZ POYATOS, D. (1997).- Estructura del Borde Meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena. Tesis Doct. Univ. De Granada. 222 p. Inédita.

MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J.F.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1995).- La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica en el sector suroriental de la Provincia de Badajoz: *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (1-2), pp. 41-50.

PALERO, F.J. (1991).- Evolución geotectónica y yacimientos minerales en la región del Valle de Alcuía. Tesis Doctoral Univ. de Salamanca. 810 p.

PERAN, M. y TAMAIN, G. (1969).- La formation "Campana" dans le nord de la province de Jaén (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. A*, 265, pp: 844-847.

PARDO, M.V. (1995).- El Devónico al sur de Cabeza de Buey (provincias de Badajoz y Córdoba, España). *Geogaceta*, 17, pp: 12-15.

PARDO ALONSO, M.V. y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1994).- Bioestratigrafía del Devónico en la región de Almadén (Ciudad Real, España). *Trab. De Geol.*, 14, pp:79-120.

PASCUAL, E. (1984).- El Batolito de Los pedroches en el sector Honojosa del Duque-Santa Eufemia. *Mem. Not. Univ. Coimbra*, 97, pp:39-50.

PASSCHIER, C.W. y SIMPSON, C. (1986).- Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8, pp. 831-842.

PENHA M.H. y ARRIBAS, A. (1974).- Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Bol. Geol. Miner.*, LXXXV-III, pp: 271-273.

PÉREZ LORENTE, F. (1977).- Geología de la Zona de Ossa Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba). Tesis Doctoral. Univ. De Granada. 340 p.

PIEREN y NOZAL, F. (1989).-

PLATT, J.P. (1984).- Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 6, pp. 439-442.

PROST-DAME, V. (1980).- Geologie et géologie de la region de Castuera (Badajoz, Espagne). Thèse 3eme cycle Univ de Paris Sud. 259 p.

QUESADA, C. (1991).- Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185, pp: 225-245.

QUESADA, C. (1992).- Evolución Tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento po acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico Superior y el Paleozoico). In: GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; SAAVEDRA, J. y RÁBANO, I. Eds. Paleozoico Inferior de Ibero-América.

QUESADA, C.; LARREA, F.J. y FLORIDO, P. (1987).- Mapa Geológico-Minero de Extremadura. Dirección General de Minas. Consejería de Energía e Industria. Junta de Extremadura.

ROBARDET, M. (1976).- L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque Inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la Province de Séville, Espagne. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D.*, 283, pp. 999-1002.

RODRÍGUEZ NUÑEZ, V.M.; GUTIERREZ MARCO, J.C. y SARMIENTO, G. (1989).- Rasgos bioestratigráficos de la sucesión Silúrica del Sinclinal del Guadarranque (Prov. De Cáceres, Badajoz y Ciudad Real). *Col-Pa*, 42, pp: 82-105.

RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S.; MIRA, M. y ORTEGA, E. (1990).- Mapa Geológico de España E. 1:50000. MAGNA 2ª Serie. Hinojosa del Duque (833). IGME.

SÁNCHEZ CELA, V. y GABALDÓN, V. (1978).- Mapa Geológico de España Esc. 1:50.000. MAGNA 2ª Serie, Monterrubio de la Serena (832). IGME.

SÁNCHEZ PÉREZ (1986).- Contribución a la mineralogía, petrología y geoquímica de l Batolito de Los Pedroches en la transversal de Pozoblanco. Tesis de Licenciatura Univ. del País Vasco. 176 p.

SCHÄFER, H.J.; GEBAUER, D.; NÄGLER, T.F. y EGUILUZ, L. (1983).- Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudía Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircons systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113, pp. 289-299.

TAMAIN G. (1972).- Recherches Geologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). Thèse 3ème cycle. Univ. de Paris Sud. Centre d'Orsay.

VILLAR, P. (1997).- Mapa Geológico de España Escala 1: 50000. MAGNA 2ª Serie. Hoja 831. Zalamea de la Serena. En prep.