IGME

828
10-33

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BARCARROTA

Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BARCARROTA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por Geotecnia y Cimientos, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del I. G. M. E., habiendo intervenido en las mismas los técnicos superiores siguientes:

Geología de campo: Alfredo Muelas Peña y Jorge Soubrier González.
Petrología: Facultad de Ciencias de Salamanca, bajo la dirección del Profesor García de Figuerola. Laboratorio de Geotecnia y Cimientos, S. A., Pedro Rivas.
Asesor: José Luis Hernández Enrile.
Supervisión del I. G. M. E.: José Benito Solar Menéndez.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

— Muestras y sus correspondientes preparaciones.
— Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
— Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
— Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 25.623 - 1977

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

El trabajo realizado responde al programa estatal para el levantamiento del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA).

Aparte de reflejar en la Hoja los datos de cartografía geológica, se incluye toda la información que pueda tener un posible interés económico, tal como minas en explotación o abandonadas, indicios de mineralizaciones, formaciones acuíferas, materiales canterables, etc. En este sentido, nos limitamos a exponer la información obtenida a través de nuestras observaciones, así como aquellas otras recopiladas en trabajos precedentes. La síntesis de uno y otro permitirá tener una idea del contexto geológico, de indudable interés a la hora de emprender ulteriores investigaciones orientadas hacia objetivos geoeconómicos.

La zona estudiada está situada en el extremo meridional de la Baja Extremadura, dentro de la provincia de Badajoz y a 70 Km. de la capital.

Las localidades incluidas en el área en cuestión son: Barcarrota, Santa Marta, Salvaleón, Almendral, Nogales, La Parra, Feria, La Morera y Torre de Miguel Sesmero.

La morfología de la zona está condicionada por los materiales y tectónica regional, conformando ambos, junto a los agentes externos, una penillanura en la que destacan numerosos relieves residuales (superficie de cumbres) con alineaciones hercínicas correspondientes a los horizontes calizos y

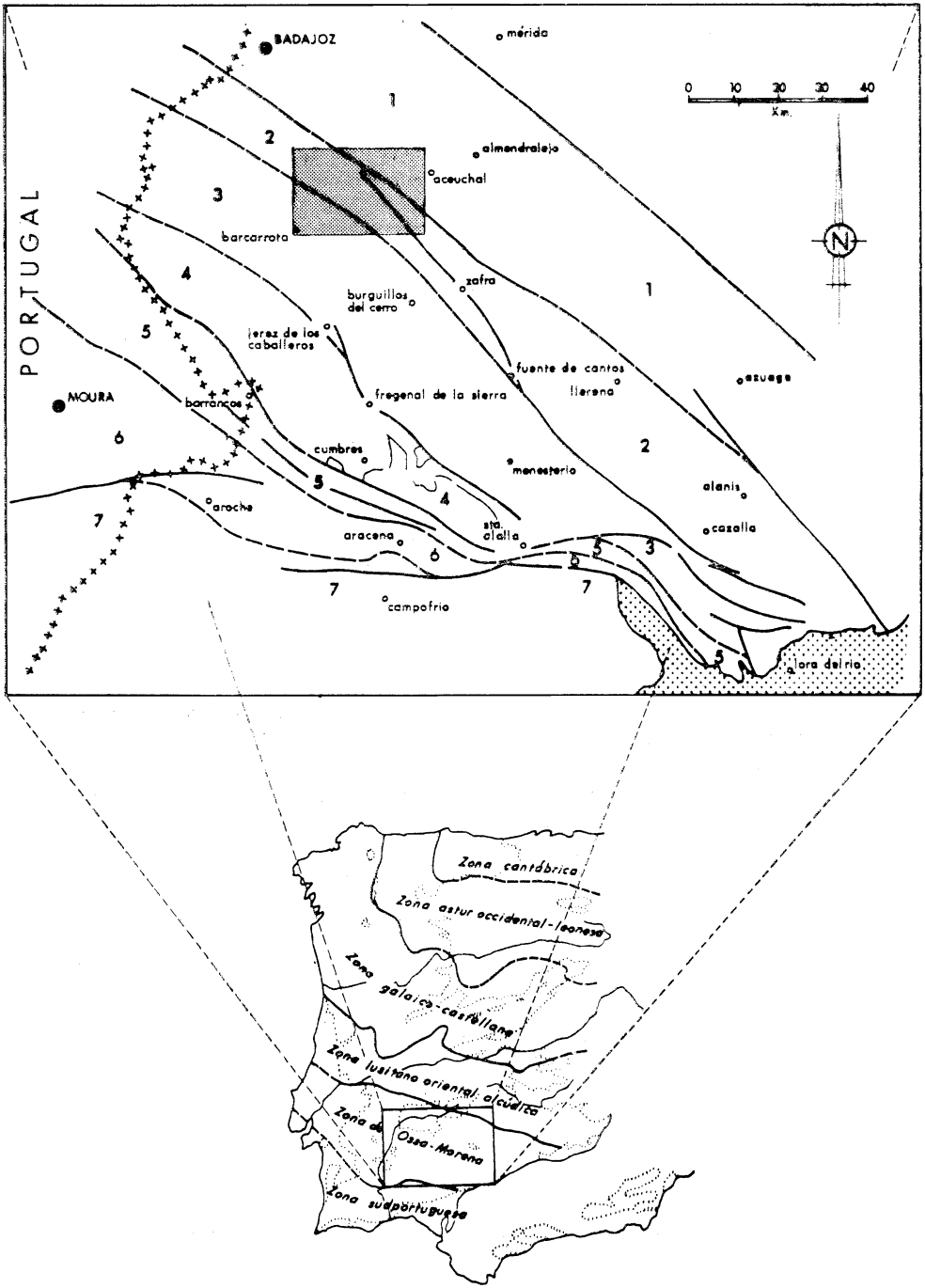

Figura 1.—Mapa de distribución geotectónica de las cadenas Variscas, según J. P. BARD (1969, p. 42) y F. LOTZE (1970, p. 234; modificado de LOTZE, 1945). La Hoja de Barcarrota se delimita en el esquema superior.

complejos volcánicos del Cámbrico. En opinión de HERNANDEZ PACHECO (1947) representan el resto de la antigua llanura postoligocena. Hay una segunda superficie, sensiblemente inferior a la anterior, y que se desarrolla entre las cotas 300-350 metros. Esto ocuparía todo el borde Norte y a partir de una línea imaginaria que uniese las localidades de Almendral-Santa Marta. Es en esta superficie donde aparece encajada la red fluvial actual, la cual está poco desarrollada, destacando la Rivera de Nogales, Río de Olivenza y Río Guadajira. Los tres están flanqueados por numerosos arroyos subsidiarios, generalmente secos durante la mayor parte del año.

Geológicamente el área estudiada se halla enclavada en la franja hercínica del SO. peninsular, correspondiente al dominio Ossa Morena (LOTZE, 1945) de la mitad meridional del Macizo Hespérico. En la división realizada por BARD (1969) del SO. de la Península, se situaría en: Zona 3 (Anticlinorio de Olivenza-Monesterio), Zona 2 (Sinclinorio de Zafra-Alanís) y Zona 1 (Anticlinorio Badajoz-Almendralejo-Azuaga (fig. 1).

Por lo que se refiere a las unidades litoestratigráficas y materiales aquí representados, encontramos formaciones constituidas esencialmente por materiales clásticos. Por otra parte, se destaca la presencia de sedimentos pelíticos y cuarcíticos acompañados de rocas volcánicas, correspondientes todos ellos a una importante unidad litoestratigráfica del Carbonífero cartografiado al SE. de la Hoja.

Existen masas ígneas de carácter intrusivo y volcánico, destacando entre las primeras las siguientes: Batolito de Barcarrota, Stock de Almendral y Stock de Santa Marta. Cada una de estas denominaciones han sido asignadas por su proximidad a las mencionadas localidades. Por último, citamos la gran faja vulcano-sedimentaria a techo de Cámbrico Inferior que alcanza una muy considerable amplitud de afloramiento hacia la mitad de la Hoja.

Para la realización del trabajo se ha utilizado un plano topográfico base normalizado para MAGNA, complementado con fotos aéreas a escala aproximada 1:33.000. A todo el estudio de campo debe añadirse el realizado en el Laboratorio de Petrología de la Facultad de Ciencias de Salamanca, bajo la dirección del Profesor GARCIA DE FIGUEROLA, así como el llevado a cabo en el Laboratorio de Geotecnia y Cimientos, S. A., por don Pedro Rivas. Se han estudiado 320 secciones delgadas con el objeto de conocer la naturaleza de los distintos niveles rocosos aflorantes, así como para poder establecer los caracteres petrogenéticos de las formaciones ígneas, metamórficas y sedimentarias aflorantes.

Al mismo tiempo que se desarrollaba la labor cartográfica, se estudiaron los diferentes elementos tectónicos (fracturas, esquistosidades y ejes de pliegues) con el fin de determinar la geometría de las estructuras de deformación y fases de plegamiento.

La datación de las diferentes formaciones se ha establecido a partir de correlaciones estratigráficas con otras ya conocidas, debido todo ello

al carácter azoico de las mismas. En general, hemos de señalar la gran similitud litológica entre las formaciones aflorantes dentro de la Hoja, con otras de amplitud regional, aunque es cierto que se presentan algunos rasgos peculiares de carácter singular, que serán descritos en el capítulo de estratigrafía.

Citamos, por último, los trabajos previos de ámbito regional que, de una u otra forma, aportaron una valiosa información para la confección de la Hoja. En orden cronológico, tenemos: LOTZE, 1956, 1961; ALIA, 1963; VEGAS, 1968. 1971; BARD, 1969, 1971; BARD-FABRIES, 1970. Aunque durante el Programa Sectorial de Investigación de Minerales de Hierro no se realizó la Hoja que nos ocupa, sí se levantó la cartografía de las que la limitan por el Oeste, Sur y Este, habiéndonos sido de mucha utilidad por los datos aportados. Por último, se ha utilizado la información procedente de la Hoja de Alconchel (MAGNA, 1974), confeccionada por uno de los autores del presente trabajo.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 INTRODUCCION

La sucesión de Norte a Sur de megaestructuras anticlinoriales con núcleos precámbricos y flancos cámbricos, como son el de Olivenza-Monesterio y Badajoz-Córdoba, entre los cuales se aloja el sinclinorio Zafra-Llerena, permite una amplia representación de formaciones que abarcan desde el Precámbrico Superior hasta el Cámbrico Medio. Entre una y otra, queda encajada una pequeña cuenca de edad carbonífera con facies epicontinentales de escasa profundidad (paralímnicas), que alternan con otros sedimentos de origen continental.

La datación de las formaciones precámbricas y paleozoicas, excepto el Carbonífero, se ha realizado por medio de correlaciones con otras semejantes de edad conocida. Esto ha sido posible gracias a la evidente continuidad regional con que se presentan varias unidades litoestratigráficas, tales como las calizas, pizarras versicolores y rocas volcánicas a techo del Cámbrico y cuyas facies caracterizan la estratigrafía del SO. del Macizo Hespérico.

1.2 PRECAMBRICO SUPERIOR (PC_2 - PC_2^v - PC_2^m)

Los materiales atribuidos a esta edad ocupan los núcleos de dos megaestructuras: Anticlinorio Olivenza-Monesterio, por el Sur, y Anticlinorio Badajoz-Córdoba, por el Norte. Debido a la discrepancia de facies entre uno y otro, creemos oportuno su descripción por separado.

1.2.1 PRECAMBRICO DEL ANTICLINORIO OLIVENZA-MONESTERIO

Ocupa una estrecha franja que, progresivamente, se va ensanchando cuanto más penetra hacia el Sur.

Litológicamente está representado por una secuencia monótona de esquistos, pizarras y grauwackas con tramos cuarcíticos de color negro. La policromía de los sedimentos pelíticos es variada, pero el color negro-gris-verdoso (de alteración) es dominante. Entre los esquistos y pizarras se intercalan tramos grauwáckicos de potencia generalmente métrica y con un contenido en fragmentos líticos de composición feldespática. El tamaño de grano es medio a fino. Junto a estos materiales detríticos, coexisten horizontes esporádicos de cuarcita negra de potencia variable, alcanzando su máximo espesor al E. de Salvaleón, estimando un valor de 50-70 m. Con frecuencia presentan éstas un bandeado mili a centímetro de tramos blancos y negros.

Debido a la disposición que guarda esta serie pizarroso-cuarcítica respecto al eje del anticlinorio, consideramos que se trata de los tramos medio-inferiores dentro del conjunto del Precámbrico aflorante.

Por encima de ella, la litología es detrítica más grosera y está representada por pizarras y grauwackas con frecuentes asociaciones de rocas ígneas de quimismo básico y ácido. Las rocas básicas se disponen seudoparalelamente a la estructura. Se pueden considerar como sills, cuya potencia varía entre 20 y 50 m. Por lo que se refiere a las rocas ácidas, solamente hemos cartografiado un afloramiento que corta claramente las estructuras, aunque vimos otros de idénticas características.

Un rasgo muy característico de los materiales del Precámbrico que estamos describiendo se encuentra al sur de Nogales, y ya en contacto con los conglomerados de base del Cámbrico. Consiste éste en la presencia de metasedimentos bien esquistosados de superficie lisa, color verde y tacto jabonoso que destacan dando resaltes. En lámina delgada refleja una composición de cuarzo, sericita y feldespatos. Lateralmente se pierde el tipismo de la roca, para pasar a pizarras, cataclasita y milonitas cuarzo-feldespáticas de color oscuro, totalmente identificables con las primeramente descritas. Es aventurado dar nombre y edad a estas rocas, aunque por la recopilación de datos de campo creemos que se trata de la misma serie detrítica afectada por la tectónica de modo muy singular. No obstante, tampoco desechamos la posibilidad de que sean rocas piroclásticas de grano fino.

1.2.2 PRECAMBRICO DEL ANTICLINORIO BADAJOZ-CORDOBA

Está representado por dos facies de metasedimentos, una afectada por un metamorfismo de grado medio a alto, y otra epimetamórfica. Ambas for-

maciones están separadas por una estrecha banda de materiales cámbricos en estructura sinclinorial.

Debido al diferente grado de metamorfismo de las formaciones, consideramos oportuno hacer su descripción separadamente.

1.2.2.1 **Formación Precámbrica-Facies de bajo metamorfismo**

Ocupan una franja que aflora en la esquina NO. de la Hoja (norte de Almendral), rápidamente se oculta bajo el recubrimiento pliocénico y nuevamente vuelve a aparecer al este de Santa Marta.

La litología es similar a la descrita para el Anticlinorio Olivenza-Monesterio, o sea, es representativa de la Serie Negra.

Las manifestaciones ígneas, a modo de diques discordantes, tienen menor dispersión que el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio. El espesor de las cuarcitas, así como su corrida, es menor que en la anterior megaestructura (Olivenza-Monesterio), si bien puntualmente puede ser superior.

En el extremo SE. (NE. de Feria) encontramos, inmediatamente en contacto con el Carbonífero, unas calizas formando pliegues muy apretados y con frecuentes distorsiones direccionales, dada la proximidad del cabalgamiento existente. Lateralmente hacia el Este reducen su espesor, tornándose negruzcas y adquiriendo un bandeado blanco y negro («piedra indiana») fuertemente replegado. Saliendo ya fuera de zona, las calizas se limitan a la presencia de paquetes decimétricos discontinuos, separados entre sí por pizarras negras grafitosas. Inmediatamente de cruzar el puente sobre el río Guadajira, en la carretera Feria-Fuente del Maestre, las encontramos con espesor centimétrico, color negro y a unos dos metros de la cuarcita negra, sin que haya ningún indicio de contacto mecánico entre ambas. Con las evidencias descritas, consideramos que su posición estratigráfica es dentro del Precámbrico y muy próximo a cuarcitas.

En general, toda la serie precámbrica meridional está afectada por un metamorfismo regional suave, correspondiente a la facies de los esquistos verdes subfacies moscovita-clorita. La administración de la potencia es dificultosa debido al fuerte plegamiento y a los contactos mecánico-discordantes con series suprayacentes. Según los diferentes autores ésta oscila entre 2.000 y 5.000 m.

1.2.2.2 **Formación precámbrica-Facies de Medio-Alto metamorfismo**

Su emplazamiento está localizado en el extremo nororiental de la Hoja y superficialmente alcanza una gran extensión, pero debido al recubrimiento existente los afloramientos son escasos.

Litológicamente comprende esquistos, anfibolitas, gneises (orto y para), micaesquistos, leptinitas, etc. Hacia el Sur, las facies metamórficas se han

ido degradando apareciendo metasedimentos de caracteres similares a los del Precámbrico no metamórfico.

La datación tiene que establecerse a partir de criterios estratigráficos, basándose en correlaciones con series levantadas más hacia el Este, en donde la barrera metamórfica es apenas sensible, pudiéndose comprobar entonces que se trata de la formación «Serie Negra».

Además de esta correlación regional, existe otro argumento basado en la presencia de una «serie porfiroide» de tránsito entre el Cámbrico Inferior y el Precámbrico. Dicha «serie porfiroide» está presente en el extremo sur del afloramiento y sus características esenciales residen en estar constituidas por rocas de textura porfídica, apariencia volcánica y marcada esquistosidad con megacristales de feldespato y cuarzo. Hacia el Este, la esquistosidad está menos marcada, hasta el extremo de no apreciarse visualmente. Aquí la roca tiene características de toba volcánica y está constituida por fenocristales de feldespato potásico y cuarzo englobados en una matriz de color morado. Cuando la esquistosidad se hace más penetrativa, el color es blanco; presentan textura cataclástica.

Entre los diversos autores que han estudiado «series porfiroides» datándolas y estableciendo correlaciones, citamos los siguientes:

— F. LOTZE da una edad precámbrica al porfiroide de Azuaga, haciéndola equivalente en el tiempo a las capas de Huelva con vulcanitas.
— J. P. BARD (1965), coloca los porfiroides de Bodonal en el Precámbrico, haciéndolas equivalentes a los porfiroides de las capas de Huelva. Posteriormente (1969) sitúa esta serie por encima de la Serie Negra.
— R. VEGAS (1968) considera a la formación porfiroide de Bodonal como una serie de transición de paso de Serie Negra a Cámbrico Inferior. Posteriormente (1970), considera las rocas porfiroides como materiales del Precámbrico.
— C. TEIXEIRA y F. GONÇALVES (1967) citan, al norte de la región de Elvas (Portugal), un conglomerado en la base del Cámbrico, por debajo del cual yacen rocas de facies porfiroides equiparables a las estudiadas en el flanco sur del Anticlinorio Olivenza-Monesterio, HERNANDEZ ENRILE (1971), considera que ambas facies, detrítica y porfiroide, están asociadas y que en ocasiones pasan de una a otra en tránsito lateral, constituyendo un conjunto basal del Cámbrico Inferior por encima de la Serie Negra.

En el caso de las rocas porfiroides, aflorante al sur del eje Badajoz-Córdoba, conocidos por «Porfiroides de Villalba de los Barros» (HERNANDEZ ENRILE) son equiparables a los «porfiroides» de Segura de León, considerados como de la base del Cámbrico, así como a los que se encuentran asociados a los conglomerados de la serie basal del Cámbrico en la región de Campo Maior y sur de Portalegre (Portugal), y que se corresponde con los conglomerados de base del Cámbrico del norte de la provincia de Se-

villa. Los afloramientos de Campo Maior y Portalegre deben corresponder, junto con los de Villalba de los Barros, a una misma banda, la cual se encuentra limitada por las formaciones del Cámbrico Inferior y la Serie Negra.

Como consecuencia de todo ello, HERNANDEZ ENRILE sitúa la formación «porfiroide» de Villalba de los Barros en el tránsito Cámbrico-Precámbrico.

En el SO. del Macizo Hespérico se han descrito otras formaciones porfiroides con situación estratigráfica diferente a las de Villalba (Llera, Azuaga). Estos últimos se consideran de edad precámbrica.

La secuencia estratigráfica de los mismos queda establecida como sigue:

3) Serie porfiroide.
2) Esquistos actinolíticos, metaarcosas.
1) Esquistos anfibólicos, anfibolitas, leptinitas y gneises (muro).

Las anfibolitas parecen tener un origen sedimentario con textura nematoblástica y una paragénesis mineralógica de hornblenda, plagioclasa (An 38) y, alguna vez, granate (almandino) poiquiloblástico.

Dentro de los gneises, se distinguen dos variedades: glandulares y graníticos.

Los primeros son semejantes a la facies «ollo de sapo» y su origen puede estar en una formación conglomerática metamorfizada. Los segundos se derivan de granitos alcalinos.

1.2.2.3 Edad del metamorfismo

El metamorfismo que afecta a estos materiales es hercínico, sinesquistoso a la primera fase de plegamiento varíscico, como lo refleja la orientación de minerales según una foliación S_1, que incluso están afectados por una segunda deformación F_2, que produce la esquistosidad S_2. De haber existido una orogenia antehercínica ésta ha sido borrada por la hercínica.

SIMON (1951) y FABRIES (1963) asignan una edad pre-Westfaliense al metamorfismo de la banda Badajoz-Córdoba.

BARD (1967) considera que el metamorfismo es hercínico y ante-Viseense.

Normalmente sobrepasa la isograda de la biotita, llegando hasta la isograda de la sillimanita. Es, pues, un metamorfismo mesocatazonal. Teniendo en cuenta las paragénesis de almandino y hornblenda verde en las anfibolitas y la de cordierita-almandino-sillimanita-distena-estaurolita, se puede encajar dentro de un metamorfismo intermedio de presiones moderadas comprendido entre los tipos Barow e Idaho.

MUÑOZ y VEGAS (1974) hacen un estudio de las rocas gneísicas en la banda metamórfica Badajoz-Córdoba, estableciendo unas conclusiones en cuanto a su edad.

a) La distena, probable indicadora de metamorfismo prehercínico, no aparece como mineral reliquia, sino perfectamente desarrollada y claramente sincrónica con el resto de los minerales metamórficos.

b) No hay evidencia de polimetamorfismo. A lo sumo existen indicios de retromorfismo, que puede ser sincrónico con la segunda fase mayor hercínica.

c) El ortogneis de Aceuchal lo consideran sincrónico con la fase hercínica sinmetamórfica (F_1).

En nuestras observaciones de campo y microscopio, pudimos comprobar la orientación de cristales neoformados y texturas metamórficas correspondientes a la primera etapa hercínica. La foliación primaria originada ha sido deformada por una segunda etapa hercínica, originando fenómenos de crenulación.

En el capítulo de petrología apuntaremos algunas otras observaciones realizadas. Del mismo modo, en el de tectónica explicaremos nuestro punto de vista sobre el por qué del salto metamórfico dentro de este gran eje anticlinorio de Badajoz-Córdoba.

1.3 CAMBRICO

La representación del mismo, dentro de la Hoja, incluye desde la base del Cámbrico Inferior hasta la formación volcánica de techo de Cámbrico Medio.

En conjunto, diferenciamos cuatro formaciones:

— Formación detrítica inferior: CA_1 - CA_1cg.
— Formación carbonatada: CA_1c.
— Formación detrítica superior: CA_1p, CA_{1-2}, CA_2.
— Formación volcano-sedimentaria: CA_2v.

1.3.1 FORMACION DETRITICA INFERIOR

Dentro de ella hemos diferenciado cartográficamente dos tramos:

— Serie detrítica grosera: conglomerado de base CA_1cg.
— Serie detrítica media-fina: pizarras, areniscas, protocuarcitas CA_1.

1.3.1.1 En la serie detrítica basal

(CA_1cg) Consideramos por separado los conglomerados que limitan el PC del Anticlinorio Olivenza-Monesterio (A_1), de los del flanco sur del Anticlinorio Badajoz-Córdoba (A_1).

Por lo que se refiere a los primeros (A_1), se extienden a lo largo del flanco norte del Anticlinorio Olivenza-Monesterio de modo generalmente continuo, aunque con variaciones apreciables de potencia. Ocasionalmente, alcanzan un considerable espesor, originando relieves tales como el de Cabezo Alto (lindante con Monsalud) y Sierra de San Pedro (O. de La Parra).

De modo muy general está compuesto por cantos heterométricos poligénicos con participación efusiva. El tamaño de los fragmentos es, en general, superior a los 5 cm., llegando incluso a los 20 en algún caso; el color es blanco. Entre los componentes terrígenos, el cuarzo representa un porcentaje entre 30 y 40 por 100, y los feldespatos no llegan al 10 por 100; la matriz es sericítica en un 50-60 por 100.

Así pues, hay un claro dominio de arcosas, menor porcentaje de cuarzo, y clastos irregulares de pizarras. Es muy posible que algunos de los fragmentos englobados sean volcánicos, pero su determinación es ambigua. Un dato interesante a señalar es la ausencia de fragmentos de cuarcita negra.

En los distintos afloramientos cartografiados se observa una clara orientación de los fragmentos, disponiéndose el eje de máxima elongación paralelamente a la dirección estructural.

Hacia el techo se produce una disminución del tamaño en los fragmentos, pasando a arcosas de grano grueso.

La potencia de este nivel puede llegar a los 300 m., siendo perfectamente correlacionables regionalmente con los de Sotillo (FRICK, 1941).

A_1^1) Conglomerados de la serie basal correspondiente al Anticlinorio Badajoz-Córdoba: Localizamos sus afloramientos a una distancia de 1-2 Km. de Santa Marta, por el camino que conduce desde esta localidad a Fuente del Maestre.

Se diferencian notablemente del horizonte anterior en los siguientes aspectos:

— Menor potencia ($\simeq$ 5-10 m.).
— Menor amplitud lateral.
— Cantos polimícticos de cuarcita negra y gris, areniscas, caliza, pizarra, etc.
— Menor tamaño de los fragmentos (0,5-5 cm.).
— Menos cemento de unión entre los cantos.
— Mayor redondeamiento.
— Presencia de biotita autígena, que indica débil metamorfismo.
— Paso lateral a microconglomerados.

A pesar de todas las peculiaridades mencionadas, no cabe duda de que marcan la discordancia Precámbrico-Cámbrico Inferior y que son correlacionables a A-1.

1.3.1.2 **Serie detrítica media-final** (CA_1)

A techo de los conglomerados del flanco norte del Anticlinorio Olivenza-Monesterio, la secuencia estratigráfica se continúa con una sucesión de términos detríticos en los que paulatinamente va decreciendo el tamaño de grano.

En esta unidad litoestratigráfica se pueden distinguir tres subtramos bien diferenciados entre sí, aunque no lo hayamos representado en cartografía. De muro a techo:

1) Areniscas arcósicas masivas con posible participación efusiva. El contenido en cuarzo está comprendido entre 60 y 70 por 100 y su matriz es sericítica en un 20-30 por 100 aproximadamente. El espesor de los paquetes puede alcanzar un metro. Gran dureza.

2) Areniscas feldespáticas: Estas poseen una tonalidad violácea, estando bien estratificadas y presentando una laminación paralela muy regular. Existencia de estructuras en «ripple-marks» en su superficie, estratificación cruzada y huellas de corriente. La mayor representatividad de las mismas se sitúa a unas decenas de metros, al sur de Feria, por la carretera que conduce a Salvatierra de los Barros.

3) Areniscas y pizarras vinosas: Marcan el paso a la formación carbonatada. Las pizarras están provistas de un seudobandeado, producido por la coexistencia de tramos de diferente dureza. Poseen abundante sericita y cuarzo.

En cualquiera de los tres subtramos se observan diques de composición ácida y/o básica postectónicos. La potencia estimable para el conjunto de CA_1 es aproximadamente de 400-500.

A_2^1) En el dominio del Anticlinorio Badajoz-Córdoba y al este de Santa Marta, encontramos un afloramiento de la serie detrítica inferior del Cámbrico en estructura sinclinorial asimétrica y flanqueado por la serie precámbrica; dicho afloramiento se caracteriza por contener unas subarcosas de tonos morados o violáceos y con grano fino.

Hacia Fuente del Maestre, esta franja se prolonga, llegando a estar en contacto con la formación carbonatada cámbrica.

La representación de los tres subtramos descritos para la zona Zafra-Alanís no alcanza aquí desarrollo suficiente, incluso alguno de ellos no está representado. Ciertamente, los pocos afloramientos que la erosión ha dejado al descubierto, se encuentran en la carretera local de Villalba de Los Barros a la nacional Badajoz-Granada. Inmediatamente en contacto con el Precámbrico, tenemos un estrecho tramo de areniscas feldespáticas sacaroides, intercalado entre una ancha banda de pizarras de tonos vinosos más o menos

intensos. Las manifestaciones de rocas efusivas son muy escasas y siempre están afectadas de una fuerte tectonización. Son rocas piroclásticas clasificadas como tufitas y peperitas.

En la esquina NE. del mapa, existe un pequeño afloramiento de areniscas blancas masivas similares al subtramo 1 de la serie del flanco norte del Anticlinorio Olivenza-Monesterio, acompañadas de otras conteniendo fragmentos efusivos, ricos en carbonatos (peperitas).

1.3.2 FORMACION CARBONATADA (CA_1c)

A techo de la formación detrítica pizarrosa (CA_1), yace otra de composición calizo-dolomítica equiparable al horizonte calizo de Alconera con Arqueociátidos y que está considerado como nivel guía del Cámbrico Inferior del SO. peninsular ibérico.

El tránsito de una a otra (CA_1 a CA_1^c), suele realizarse de modo muy gradual a través de unos calcoesquistos finamente estratificados (zona de Monsalud: Coordenadas Lambert X = 444.833, Y = 330.956).

En la zona de estudio aflora a ambos flancos del núcleo anticlinorial precámbrico de Olivenza-Monesterio, y está constituido por calizas y/o dolomías grises y blancas de grano fino a grueso, total o parcialmente marmorizadas y con superficies rojizas de alteración. De modo casi general se presentan en bancos con estratificación poco definida y aspecto masivo.

Están afectadas de modo muy desigual por una karstificación superficial. En algunos casos, estos paquetes calcáreos ponen de manifiesto una microestratificación que refleja la geometría de plegamiento y, en consecuencia, el grado de tectonización a que se han visto sometidas (sur de Almendral). La determinación petrográfica llevada a cabo las define de modo casi general como calizas y/o dolomías esparíticas.

Los tonos rojizos de las calizas se acentúan en los valles y áreas deprimidas, coincidiendo con un recubrimiento eluvial arcilloso rojizo, producto en su mayor parte de la decalcificación de calizas.

Las intercalaciones de rocas ígneas de quimismo ácido, así como de diques básicos, son esporádicos y de muy escasa extensión.

La potencia total de la formación oscila entre 250 y 350 m.

1.3.3 FORMACION DETRITICA SUPERIOR

Cartográficamente se han distinguido tres tramos debido a las características bien diferentes entre ellos. El muro de la formación está representado por las pizarras versicolores de facies Alanís, Cala, etc., con fauna de trilobites (CA_1p). Por encima de ésta, se produce un paso gradual hacia unas pizarras verdes-grisáceas con intercalaciones centimétricas de lechos

cuarcíticos, los cuales van aumentando en potencia hacia el techo (CA_{1-2}).

Por último y coronando la formación, distinguimos unas pizarras arcillo-arenosas, que sólo afloran al norte de la formación volcánica, pero sin que haya representación de ellas al sur de la misma (CA_2).

1.3.3.1 Pizarras versicolores

Recorriendo toda la ladera norte de la Sierra de María Andrés, desde La Parra hasta La Torre de Miguel Sesmero, e incluyendo el afloramiento del noroeste, sacamos las siguientes conclusiones:

— El muro de la serie está ocupado por margas apizarradas de tonos violáceos y verdes, generalmente provistas de un bandeado, el cual se acusa más coincidiendo con la proximidad de rocas graníticas y, en consecuencia, afectadas por un cierto metamorfismo de contacto.

— Al NE. de Nogales, a unos metros al oeste del «Molino del Pilón», se aprecia un paso gradual de estas margas apizarradas bandeadas a las pizarras margosas moradas.

— Puede admitirse la posibilidad de que el bandeado tenga un origen primario, potenciando tal aseveración el hecho de que en algún caso no existe ningún indicio de intrusión granítica.

Morfológicamente destacan en el relieve en forma de bloques prismáticos carstificados, de modo que su aspecto cavernoso asemeja a la superficie de un queso «gruyere».

A mitad de la carretera Santa Marta-La Morena hemos señalado otro afloramiento de CA_1p, estando éste representado por el tramo bandeado y las pizarras moradas. Estas últimas son visibles únicamente en aquellos lugares en que se abrieran zanjas para almacenamiento de agua.

Hemos de hacer constar que el incluir este nivel bandeado a muro de las pizarras versicolores, ha sido por la persistencia del mismo próximo a las calizas en todos los afloramientos cartografiados, aunque no por ello su continuidad lateral sea siempre constante.

— Por encima del tramo bandeado, se sitúan las pizarras moradas con intercalaciones de otras verdes e incluso algún paquete de cuarcitas bolares de espesor métrico y longitud decamétrica (Al O. de Nogales, en el camino del «Molino del Pilón» a Torre de Miguel Sesmero).

Lo más alto de la serie está representado por pizarras satinadas verdes.

Este tramo pizarroso morado-verde, es idéntico al de Llerena (LOTZE, 1961); Alanís (SIMON, 1951) y Cala (SCHNEIDER, 1939; RICHTER, 1941), en donde se encontró fauna de trilobites que dataron un Georgiense Superior.

De forma esporádica aparecen en la serie diques básicos con escasa potencia.

El espesor del conjunto CA_1p es aproximado a los 200 metros.

1.3.3.2 **Tramo de pizarras silíceas y cuarcitas** (CA_{1-2})

De manera progresiva, la serie de pizarras versicolores se va haciendo más silícea, sin que se pueda marcar un límite concreto entre ella y la inferior (CA_1p). No obstante, y debido a la dureza que le confiere el mayor contenido en cuarzo, forman unos relieves en crestones puntiagudos extraordinariamente representados en las afueras del pueblo de La Parra. Es este cambio morfológico el que marca el contacto entre ambos tramos.

Hacia el techo, las pizarras se van cargando en lechos centimétricos areniscoso-cuarcíticos, a veces con estratificación cruzada. La serie culmina con un paquete de cuarcitas rojizas tabulares y muy continuo en contacto neto con la formación volcánica de techo del Cámbrico Inferior.

A lo largo de la carretera Nogales-Santa Marta, establecimos una serie detallada que se puede resumir en los siguientes términos, de muro a techo:

— Pizarras silíceas color crema.
— Pizarras verde-oliva, arcillosas, con una esquistosidad marcada y algún paquete cuarcítico interestratificado.
— Pizarras listadas, correspondiendo el color amarillo a la porción silícea y el negro a la arcillosa. Contienen mica blanca y encierran nódulos de cuarcitas de 0,5 a 15 cm.
— Pizarras verde-azuladas con mica blanca, algo arenosas y en paquetes de espesor muy constante (1-2 cm.). La estratificación queda marcada por un bandeado verde-negro de espesor milimétrico.
— Pizarras silíceas de tonalidad violácea clara con intercalaciones de cuarcitas grises con potencia aproximada a los 8-10 cm.
— Cuarcitas con disyunción bolar y/o prismática, con espesores totales de 10-15 cm. Cuando tienen forma tabular, por ejemplo en el punto de coordenadas Lambert X = 443.597, Y = 343.426, la potencia de los paquetes individualizados puede llegar a ser de un metro.

En la estación 197 (coordenadas Lambert X = 442.273, Y = 334.901) observamos un conglomerado intracuarcítico con fragmentos bien redondeados y orientados que indican, sin duda, una discordancia intracámbrica.

A techo de la serie se encuentran manifestaciones de rocas volcánicas ácidas e intermedias concordantes, que pueden significar el preludio de la gran actividad que se desarrollará posteriormente.

A pesar de la continuidad lateral que manifiestan las diferentes litofacies mencionadas, es obvio que también se producen cambios laterales, siendo el más llamativo el que se desarrolla al este de la carretera La Parra-

Feria. A unos 200 metros hacia el este de las pizarras con crestones de La Parra, la roca se transforma en otra detrítica más grosera, sacaroide y color blanco, provista de considerable dureza, hasta el punto de constituir un cierre topográfico al extenso valle de La Morera. Admitimos la posibilidad de que esta zona esté influenciada en mayor o menor grado por intrusiones vecinas, tanto superficiales como en profundidad.

La potencia total está comprendida entre 250 y 350 metros.

1.3.3.3 **Tramo de pizarras verdes** (CA_2)

Se extiende a lo largo de una estrecha banda de 8 kms. de longitud por 0,5 de anchura, que partiendo de la esquina SE. de la Hoja termina al cruzar la carretera Nogales-Villalba de Los Barros.

El contacto sur es claramente concordante con las rocas volcánicas, mientras que al norte lo hace mecánicamente con el Carbonífero.

Su composición es eminentemente arcillosa y superficialmente están provistas de unos colores verde-botella y violáceo. Presentan fractura en lápiz («pencil cleavage») originada por dos juegos penetrativos conjugados de esquistosidad de fractura producidos en la primera fase de plegamiento. Asimismo, les afecta otro tipo de esquistosidad («slaty cleavage»). Yendo hacia el Norte, se silicifican y es por lo que parten en lajas. Esto último es más propio de las de color verde, mientras que las «pencil» corresponde a las violáceas.

BARD (1964) encontró un yacimiento de trilobites en la carretera de Zafra-Cheles, km. 6,5, que marcan una edad Acadiense (según HUPE). En nuestra opinión, la datación corresponde efectivamente al Cámbrico Medio, y la razón de que no aparezca al otro lado (Sur) de la formación volcánica puede explicarse por la existencia de la discordancia intracámbrica descrita por diversos autores y de la cual damos cuenta en el capítulo de tectónica.

Morfológicamente se destacan en foto por la extensa red dendrítica excavada por los arroyos.

No se encuentran intercalaciones de rocas de distinta naturaleza, ni tampoco se ven cortadas por diques de rocas ígneas. En definitiva, se caracterizan por la uniformidad litológica de pizarras más o menos duras.

La potencia visible es aproximadamente de 100 metros, aunque en la vecina Hoja de Burguillos del Cerro, en que la serie es más completa, estimamos del orden de 250-300 metros.

1.3.4 FORMACION VOLCANO-SEDIMENTARIA (CA_2^v)

A techo de la serie pelítica anterior e incluido ya en el Cámbrico Medio, se desarrolla una potente serie volcánica de composición riolítica-riodacítica con intercalaciones de pizarras y cuarcitas en completa concordancia. Igual-

mente son abundantes tobas ácidas de tonos morados, situados generalmente a muro, brechas volcánicas y microbrechas y tuff cineríticos. En el capítulo de petrología se describirán ampliamente cada uno de los tipos.

Conjuntamente con las rocas de composición ácidas, yacen otras netamente básicas, pero con menor dispersión.

Un rasgo general es la presencia de óxidos de hierro a modo de pátina en todas las rocas de quimismo ácido. Hasta tal punto es abundante en la roca que, con frecuencia, es imposible apreciar sus componentes mineralógicos.

Ambos contactos, Norte y Sur, con rocas infrayacentes, están marcados por una potente brecha volcánica de aspecto espectacular y con clastos elongados según S_1. El hecho de que se apoye en distintos términos estratigráficos a uno y otro lado del afloramiento (CA_{1-2}, CA_2), debe explicarse a causa de las distintas isócronas que ocupan una actividad efusiva de esta magnitud. Por otro lado, no hay ninguna evidencia de contacto mecánico y sí pruebas clarísimas de paso neto (al Sur) o gradual (al Norte) hacia las series infrayacentes.

El metamorfismo regional de esta formación queda marcado por paragénesis minerales de bajo grado: cuarzo-albita-sericita-clorita.

Intercalaciones: Las pizarras son negro-grisáceas y tienen fractura «pencil». Las cuarcitas son masivas, grises, pudiendo llegar hasta 100 metros al O. de la Sierra de La Calera, modelando un gran escarpe.

Se debe señalar, finalmente, que esta serie volcánica, datada a escala regional por criterios estrictamente litoestratigráficos, indica una etapa paroxísmica que marca el final de la sedimentación del Cámbrico.

La potencia de esta formación, estimada de modo aproximado es de 200-250 metros.

1.4 CARBONIFERO

Aflora a lo largo de una estrecha cuenca, que penetra por la esquina SE. de la Hoja y queda oculto bajo derrubios de ladera a unos 800 metros al oeste del cruce de las carreteras Nogales-Villalba de Los Barros con Santa Marta-Zafra.

Su litología es diversa, pero podemos ceñirla a pizarras y grauwackas, rocas piroclásticas y calizas con fauna.

Pizarras: tienen colores verdes, morados y crema, siendo el último el más común y típico. Fracturan en «pencil», contienen intercalaciones de arcosas y/o grauwackas de 1-4 cm. y, además, encierran nódulos lidíticos orientados según la esquistosidad. Al partir alguno de ellos se observan estructuras concéntricas, generalmente resaltadas por una limonitización. La presencia de fósiles con caparazón, así como de conductos perforantes, es tan amplia que se han utilizado como niveles-guía.

El estudio paleontológico realizado por el Dr. Fonollá, en las muestras recogidas, ha puesto de manifiesto la presencia de las siguientes especies:

SCHIZOPHORIA RESUPINATA MARTIN
Viseense Superior-Namuriense
Coordenadas Lambert: X = 451.668, Y = 341.695.

CARDIOCARPUS Sp.
Coordenadas Lambert: X = 449.270, Y = 344.078.

RENNSSAELANIA Sp.
RHIPIDOMELLA Sp.
Namuriense

PUSTULA cf. PUSTULOSA PHILLIPS
SCHIZOPHORIA RESUPINATA MARTIN
Viseense Superior-Namuriense

RENNSSAELANIA Sp.
Namuriense
Coordenadas Lambert: X = 451.731, Y = 339.343.

Así, pues, asignamos una edad Namuriense para la mancha carbonífera estudiada.

En cuanto a las grauwackas, éstas tienen menor difusión. Son de grano grueso, color verde y tienen como característica englobar fragmentos inclasificables de flora fósil (Coordenadas Lambert: X = 449.185, Y = 343.858 y X = 449.270, Y = 344.078).

Rocas piroclásticas: Algunos horizontes son perfectamente distinguibles en foto aérea al dibujar con precisión la geometría del plegamiento, por adosarse a sus bordes la vegetación arbórea. Las rocas piroclásticas son tufíticas con fragmentos líticos de pizarra; el grano varía de fino a grueso.

Los aglomerados y brechas volcánicas son comunes; en el primer caso, se hallan interestratificados en las pizarras arenosas. Su examen ha dado un 50 por 100 de fragmentos volcánicos. 30 por 100 de areniscas y cuarcitas (negras) y 5 por 100 de calizas. Los cantos están bien redondeados y orientados según la dirección regional, alcanzando tamaños de 1-2 cm.

A escala mesoscópica las rocas son masivas de tonos rosados y azules, muy duras, poco o nada esquistosadas, pero con linearidad. El espesor de estos horizontes oscila entre 3 y 5 metros.

Aisladamente hallamos algún afloramiento de roca volcánica de tipo keratófido (Coordenadas Lambert: X = 452.006, Y = 341.287).

Calizas: Afloran en lentejones interestratificados en la serie, fundamentalmente en la mitad sur de la cuenca. La amplitud de los mismos, cuando más, no supera los 100 metros de largo por 2 ó 3 de potencia. Al igual que sucedía con las rocas piroclásticas, éstas también coronan pequeñas elevaciones montañosas. Son detríticas, color marrón y se disponen en bloques

escasamente o poco estratiformes; un aspecto importante es la gran abundancia de fauna que contienen y que ya ha sido expuesta anteriormente.

La ausencia en esta Hoja del conglomerado de base no permite establecer la serie de modo preciso. No obstante, por criterios estructurales y sedimentológicos de techo y muro (estratificación cruzada, disposición de paleocanales, etc.), creemos que lo más inferior son las pizarras cremosas, situándose por encima las rocas piroclásticas y calizas.

La estructura de la formación carbonífera es de una forma anticlinorial, estando fallada en su flanco sur, pero con respecto a las formaciones que la flanquean, es una sinforma. El contacto Precámbrico-Carbonífero está marcado en muchos puntos por una potente brecha tectónica.

Cualquier estimación de potencia real es imposible, dado el carácter mecánico de los contactos. Estimativamente cuantificamos en unos 250 metros, apoyándonos en datos de otros autores en zonas más orientales.

La influencia de la tectónica sobre este afloramiento es francamente complicada. Para BARD (1967), solamente la segunda fase de plegamiento afectó al Carbonífero que estamos considerando con desarrollo de una esquistosidad S_2. Por otro lado, la datación de fases realizada por BARD y FABRIES (1970) supone una edad Tournaisiense-Viseense para la primera; al fijar dentro del Viseense Superior-Namuriense la fauna encontrada, no queda otra opción que admitir solamente a la segunda fase como autora de la esquistosidad marcada.

Concluyendo: Consideramos que el Carbonífero aflorante ha sido afectado por una fase principal de plegamiento, acompañada de una esquistosidad de fractura correspondiente a la segunda.

1.5 TERCIARIO (Tc_2^B)

La representación del mismo alcanza una muy considerable extensión a lo largo de toda la franja norte de la Hoja.

El origen de los sedimentos hay que situarlo en los tiempos miocénicos y pliocénicos, en que se vuelven a reactivar los procesos erosivos que desmantelan casi completamente la penillanura postoligocena, para dar como resultado al final del Terciario una superficie de erosión, situada por término medio a 100-200 metros por debajo de los restos de dicha llanura postoligocena. Esta superficie de erosión es la que constituye los llanos de la zona septentrional de la Hoja.

Este Terciario continental está constituido por una litología de arcillas rojas, costras calcáreas y conglomerados polimícticos, siendo asiento de las plantaciones de viñedo de la comarca de Almendralejo.

El tramo más potente es el de arcillas rojas, alcanzando una potencia de hasta 15 ó 20 metros. El desarrollo de suelos sobre este tramo es importante y se ha constituido a partir de un proceso de descarbonatación que

ha originado una eluviación total de carbonatos de la parte alta y acumulación posterior a unos 60-70 cm. de la superficie. A continuación se da una argilización con el consiguiente desarrollo de un horizonte argilítico, que muestra abundantes cutanes de arcilla. Por último, se produce la rubefacción, que oxida y deshidrata los óxidos de hierro, dando al suelo el característico color rojo. El suelo así constituido es rico en elementos nutritivos y tiene buen poder de retención de agua. Posee características vérticas, que se reflejan en grandes grietas de retracción en épocas secas.

Las costras calcáreas ocupan altos topográficos. Representan restos de una superficie de erosión al final del Terciario; esta superficie sufrió una carbonatación general, que dio origen al encostramiento actual. Esta carbonatación y encostramiento venían condicionados por un clima árido, que provocaba fuerte evaporación y consiguiente concentración y precipitación de las sales disueltas en un medio arenoso.

El espesor de la costra es de aproximadamente 20-30 cm., y está dispuesta según bandas de unos 5 cm., con bajo grado de cristalización.

Por último, existen niveles de conglomerados que se hallan jalonando los bordes de los afloramientos, estando distribuidos de modo irregular. El afloramiento más representativo se halla en el límite norte de la Hoja y sobre la carretera Santa Marta-Corte de Peleas. Litológicamente está compuesto por cantos de rocas piroclásticas, graníticas, volcánicas y cuarcíticas con formas angulosas y tamaños comprendidos entre 0,5 y 20 cm.

La potencia de este tramo es de 5-10 m.

1.6 **CUATERNARIO** (QG, QA_1, QL, Q)

Hemos diferenciado cuatro tipos de afloramiento dentro de los materiales atribuidos a esta edad: glacis, aluviales, derrubios de ladera y Cuaternario indiferenciado.

Los glacis ocupan una zona deprimida entre el Terciario y el Paleozoico no metamórfico. Su génesis es debida a una disgregación mecánica y química de rocas preexistentes. Los sedimentos son, en general, arcillosos y están acompañados por fragmentos de cuarcita y rocas metamórficas. Se pueden establecer tres horizontes:

a) Superior: Relativamente rico en materia orgánica.

b) Medio: De naturaleza arcillosa, ya que la limitada acción química tiene aquí mayor intensidad.

c) Inferior: Material consolidado de rocas Paleozoicas.

En general, sus caracteres vienen definidos por el bajo espesor y textura limo-arcillosa, siendo pobre en elementos nutritivos y secándose con facilidad.

El cuaternario aluvial tiene escasa representación debido al poco des-

arrollo de la red fluvial. La litología es la típica de este ambiente, o sea, gravas, arenas y arcillas con un grado de madurez bajo.

Los derrubios de ladera constituyen un manto de potente espesor, cuyo área fuente se sitúa en las elevaciones originadas por las rocas volcánicas y calizas cámbricas.

Por último, el Cuaternario indiferenciado ocupa la esquina nordeste de la Hoja, situándose sobre un relieve de cumbres suaves formado por rocas típicamente metamórficas. Su espesor no supera el metro, de modo que son comunes los asomos de Precámbrico metamórfico. Litológicamente está representado por arcillas rojas con numerosos fragmentos de rocas metamórficas, variando la proporción de uno sobre otro, según las zonas. Es problemático diferenciar este Cuaternario del glacis debido a la similitud litológica entre ambos; hacia el Este y Norte se hace más asequible dicha separación.

2 TECTONICA

2.1 RASGOS ESTRUCTURALES

Sobre la región estudiada se manifiestan parte de tres megaestructuras:

a) Flanco septentrional del anticlinorio Olivenza-Monesterio.
b) Sinclinorio Llerena-Alanís, en el que llegan a estar representados metasedimentos del Cámbrico Medio.
c) Núcleo precámbrico del anticlinorio Badajoz-Córdoba.

Al margen de las mencionadas megaestructuras, existe una cuarta estructura sinforme que afecta al Carbonífero del extremo sureste.

Las citadas estructuras se manifiestan con dirección hercínica (NO.-SE.) característica a lo largo del cinturón varíscico de Sierra Morena y con una clara vergencia hacia el SO. La primera megaestructura se ve interrumpida por emplazamiento de cuerpos graníticos postectónicos y por una fracturación tardihercínica de dirección NE.-SO.

A partir de las observaciones llevadas a cabo con carácter regional, así como por la información existente, se puede poner de manifiesto la existencia de movimientos epirogénicos, predecesores de la tectónica hercínica de plegamiento que ocasionan la presencia de lagunas estratigráficas y cambios rápidos en el régimen de sedimentación.

Del estudio regional se desprende la existencia de dos fases principales de compresión tangencial de características muy diferentes, seguidas por otras póstumas de reajuste del Orógeno. Algunos autores señalan una tercera, de edad tardihercínica y que se desarrolló generalmente por encima

del frente de esquistosidad; esta última fase no la hemos observado en la zona de estudio.

2.2 FASES DE DEFORMACION PREHERCINICAS

2.2.1 FASE ASINTICA

Como ya hemos referido en el capítulo de estratigrafía, los materiales precámbricos (s.l.) están representados por una potente y monótona formación de pizarras, grauwackas y episodios intercalados de cuarcita negra.

A esta formación se superpone, en discordancia erosiva y angular, una serie detrítica acompañada de un potente nivel conglomerático y formaciones volcánicas ácidas, reflejando todo el conjunto un notable cambio en las condiciones de sedimentación para el final del Precámbrico y predecesores al Cámbrico Inferior detrítico.

De todo lo dicho se deduce una deformación asíntica al estilo de grandes abombamientos, los cuales motivaron la discordancia regional que se manifiesta entre los materiales precámbricos y los suprayacentes.

Coexistiendo con este tipo de deformación, que esencialmente juega en la vertical, se desarrolló una etapa erosiva junto con un vulcanismo ácido como el que se viene reconociendo en la región con el nombre de Rocas Porfiroides de transición.

2.2.2 MOVIMIENTOS CALEDONICOS

En el transcurso de la deposición de los materiales del Paleozoico Inferior, se manifiestan amplios abombamientos regionales que originan zonas emergidas sometidas a erosión. Es muy posible que la representación de estos movimientos dentro de la Hoja esté situada en el punto de coordenadas Lambert: X = 460.848, Y = 325.518. En él aflora un estrecho paquete de conglomerados cuarcíticos dentro de las cuarcitas del CA_{1-2}.

Esta fase de deformación se le ha denominado Salaírica, siguiendo las normas de Stille (1946). La edad del mismo es posterior a las pizarras abigarradas (CA_1p) del Georgiense Superior y anterior al volcanismo Cámbrico Medio-Superior? [ALIA MEDINA, GUTIERREZ ELORZA, HERNANDEZ PACHECO (1965)].

Como consecuencia de estas deformaciones de gran radio, se producen grandes fracturas que sirvieron de conducto de salida para las rocas volcánicas que coronan el Cámbrico Medio.

No se han reconocido estructuras de deformación antehercínica. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que existan para tiempos del Precámbrico Superior, como de hecho algunos autores han deducido al estudiar zonas blastomiloníticas en el eje Badajoz-Córdoba con un meta-

morfismo de edad precámbrica. Fuera de este área, no se han encontrado datos que pudieran asegurar deformaciones precámbricas, si bien pudiera ser debido a que hayan sido en parte transformadas y borradas como consecuencia de la incorporación de estas formaciones metasedimentarias (Serie Negra-Precámbrico) a la tectónica intensa de plegamiento hercínico.

2.3 FASES DE DEFORMACION HERCINICAS

En el transcurso de la evolución tectogenética perteneciente al desarrollo del Orógeno Varíscico en Sierra Morena Occidental, se manifiestan dos fases de plegamiento sinesquistosas y coaxiales.

2.3.1 PRIMERA FASE DE PLEGAMIENTO

Se caracteriza por la formación de pliegues isoclinales con vergencia Sur. Sincrónicamente al plegamiento, se desarrolla una esquistosidad de plano axial (S_1).

El modo de afectar esta esquistosidad S_1 a los distintos tramos representados en la Hoja, está condicionado por la litología y la profundidad. En este sentido, en los niveles detríticos de la «serie negra» se desarrolla una esquistosidad S_1 de flujo muy continuo, mientras que los niveles cuarcíticos responden con una transposición que se inicia con un engrosamiento de charnelas y adelgazamiento de los flancos. Los ejemplos más elocuentes están situados entre Salvaleón y Salvatierra de Los Barros.

En el Precámbrico metamórfico, debido a las mayores presiones y temperaturas a que han estado sometidos, las rocas han perdido rigidez y, por consiguiente, se ven afectadas por pliegues de simetría triclínica, acompañados de una esquistosidad de flujo nítida.

Las formaciones detríticas inferior y carbonatada, están plegadas similarmente, estando solamente afectados por esquistosidad de fractura los tramos pizarrosos. Lo mismo le sucede a la formación volcánica. Por último, la formación detrítica superior y el Carbonífero están dispuestas según pliegues de tipo similar con esquistosidad de fractura («pencil cleavage»), raramente muestran una pizarrosidad clara («Slaty cleavage»).

Las direcciones de esquistosidad S_1 son generalmente constantes, si bien los cuerpos intrusivos postectónicos pueden introducir cambios en las mismas. La dirección general fluctúa entre 120° y 160°, con buzamientos subverticales.

La amplitud de los pliegues varía desde escalas centimétricas a hectométricas.

2.3.2 SEGUNDA FASE DE PLEGAMIENTO

Viene definida por la presencia de pliegues con geometría ortorrómbica

y monoclínica, deformando a los ejes *b* de los pliegues de la primera fase. Por otra parte, esta segunda deformación es responsable de las grandes estructuras cartografiadas.

Sincrónicamente a los pliegues de segunda fase, se desarrolla una esquistosidad de fractura de plano axial (S_2) con espaciamientos irregulares y originando en los materiales pelíticos crenulaciones y «strain-slip». Es en el dominio metamórfico donde más claramente queda marcada, mientras que en el resto de la Hoja sólo aparece de forma esporádica.

Como dijimos anteriormente, esta fase de plegamiento es la causante de grandes estructuras, entre las que se encuentran los anticlinorios Badajoz-Córdoba y Olivenza-Monesterio.

Respecto al desarrollo de las fallas inversas, no hay unanimidad entre los autores. Para unos, se originan en los últimos estadios de la primera fase tangencial de plegamiento y, tras la segunda etapa de deformación se reactivaron (GUTIERREZ ELORZA; HERNANDEZ-ENRILE; VEGAS, 1971). No obstante, estos autores admiten generaciones de una y otra fase. Para otros autores (BARROS, E.; CARVALHOSA; GALOPIM; CARBALHO, 1971); BARD (1971), se producen únicamente tras la segunda fase.

Las observaciones realizadas en nuestra zona ponen de manifiesto un importante desarrollo en las distintas fallas cartografiadas, tanto en salto como en amplitud. Ello implicaría la actuación de esfuerzos tangenciales de gran magnitud en zonas sometidas a relativamente escasa presión litostática.

Dado que, además, estas fallas cortan las estructuras producidas durante la primera fase, debe admitirse un origen post-F_1 e incluso post-F_2.

La cataclasis del batolito de Barcarrota es debida a la segunda fase.

2.3.3 FASES DE DEFORMACION TARDIHERCINICAS

Se señala por otros autores la existencia de una tercera fase de plegamiento que nortea estructuras anteriores. En esta Hoja no encontramos manifestación alguna de la misma. Su desarrollo tiene lugar por encima del frente de esquistosidad.

2.3.4 TECTONICA DE FRACTURACION

Dentro de la Hoja se señalan numerosos accidentes mecánicos del tipo falla inversa o cabalgamiento, siendo el más importante de ellos el que separa la faja metamórfica del eje Badajoz-Córdoba de la no metamórfica. Su trazado es supuesto, dado que nos apoyamos en la separación por muestreo de rocas a uno y otro lado. Es problemático determinar qué tipo de movimiento ha determinado el contacto entre las facies metamórficas y no metamórficas, aunque basándonos en la cartografía realizada por otros auto-

res hacia el Este (hasta el SE. de Azuaga), nuestra opinión es que se ha producido un cabalgamiento hacia el Sur de los materiales de facies metamórficas. Por otro lado, la banda cámbrica va estrechándose progresivamente hacia el Oeste, lo cual puede explicarse por medio de un cabalgamiento sobre términos distintos (superiores?). Así pues, considerando la hipótesis de un cabalgamiento, éste debió producirse durante o inmediatamente después de la segunda fase de deformación.

Siguiendo hacia el Sur, destaca otro importante cabalgamiento del Precámbrico sobre el Carbonífero. En muchos lugares viene jalonado por una potente brecha tectónica.

Entre Santa Marta y La Morera apuntamos otro accidente mecánico, que contacta la formación carbonatada CA_1c con la volcánica CA_2v.

Por último, en la esquina SO., el Precámbrico cabalga sobre las calizas cámbricas.

Al margen de las ya mencionadas, se observa un juego de fracturas muy repetido con componente de salto en dirección. La dirección dominante oscila entre N-50, 70-E, juego levógiro. Estas fallas, en su mayoría, se originan durante etapas posteriores, desplazando las estructuras generadas durante la primera y segunda fases hercínicas.

2.3.5 EDAD DE LAS FASES DE PLEGAMIENTO

En líneas generales, la Orogenia Hercínica tuvo lugar durante el Devónico Superior-Carbonífero. Los datos recogidos en nuestra Hoja pueden ser elocuentes en tanto en cuanto tenemos una amplia representación estratigráfica, que llega hasta el Carbonífero.

La mayoría de los autores (FABRIES, 1963; BARD, 1969 y 1971; BARD y FABRIES, 1970; CADAVID ctal., 1971; SCHERMERHORN, 1971; HERNANDEZ ENRILE, 1972; VEGAS ctal., 1973; MUELAS, 1974; Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, 1972, etc.), sitúan la primera fase de plegamiento después del Devónico Medio y antes del Westfaliense Superior, con un solapamiento de criterios en el Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Viseense Superior). Para la segunda fase, asignan edades comprendidas entre el Viseense y Estefaniense, aunque existe una mayor coincidencia en situarla después del Westfaliense Medio y antes del Estefaniense.

La datación faunística del Carbonífero aflorante en la Hoja permite asignar una edad post-Namuriense a la segunda fase de deformación.

Algunos autores señalan que tanto la primera fase como la segunda, comenzaron antes en la zona Ossa-Morena que en la Sudportuguesa (BARD y FABRIES, 1970; Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, 1972). En este sentido, es importante no correlacionar dichas fases compresivas de la Orogenia Varíscica con las fases de STILLE, como bien apunta SCHERMERHORN (1971).

3 HISTORIA GEOLOGICA

En un ambiente marino muy estable y profundo, se depositó durante el Precámbrico Superior una potente serie de materiales de facies detrítica.

La potente y monótona secuencia de materiales precámbricos implican una continuidad de los diversos factores, que condicionaron la deposición de la serie precámbrica, así como una estabilidad en el transcurso de la sedimentación; algunos autores han reconocido un umbral de sedimentación en la región de Aracena (denominado Frente de Aracena; ALIA MEDINA, 1963) durante el Precámbrico (HERNANDEZ ENRILE. Tesis doctoral. Inédita).

Al final del Precámbrico, se manifiesta una etapa regresiva por efecto de los movimientos asínticos en forma de grandes abombamientos, que motivaron una etapa erosiva puesta de manifiesto por la serie basal del Cámbrico Inferior.

A partir del Cámbrico Inferior, la sedimentación adquiere las características del geosinclinal típico, con relaciones subsidencia-depósito variables. La secuencia de los distintos horizontes litoestratigráficos cámbricos, demuestran una etapa transgresiva en el transcurso del mismo. Se inicia ésta con una serie detrítica con intercalaciones pelíticas, así como conglomerados y rocas porfiroides asociadas hacia la base (HERNANDEZ ENRILE, 1970).

A la sedimentación de estos materiales le sigue una deposición carbonatada de facies marinas poco profundas. Posteriormente se da un cambio importante en las condiciones de sedimentación, lo que ocasiona una superposición de sedimentos detríticos con facies heterogéneas y potencias variables.

A finales del Cámbrico Medio, se produce una importante actividad efusiva (submarina) con emisión de rocas lávicas y piroclásticas de quimismo ácido esencialmente (riolítico).

Durante el Carbonífero Inferior se produce la orogenia hercínica, que origina un intenso plegamiento sinesquistoso durante una primera fase de deformación tangencial. En la Hoja de Barcarrota, el Carbonífero es Inferior-Medio y de ahí que no esté afectado por la F_1 y sí por la F_2. Tras esta primera fase tiene lugar el emplazamiento de intrusiones graníticas manifestadas en el área de estudio a lo largo de ejes anticlinoriales (Batolito de Barcarrota). Una segunda fase compresiva produce un nuevo plegamiento, generando la esquistosidad S_2 (intermedia entre fractura y «strain-slip cleavage»). Tras esta segunda fase de plegamiento se producen varias etapas de descompresión y reajuste, emplazándose entonces los macizos graníticos de Almendral y Santa Marta, así como los diques básicos aflorantes.

La existencia de fases posteriores, citadas por otros autores, no se pone

de manifiesto dentro de nuestra zona, excepto a través de una tectónica de fracturación de dirección dominante NE.-SO.

A finales del Paleozoico, la región es sometida a un largo período de erosión y peniplanización que se prolonga hasta hoy, sufriendo durante los tiempos alpídicos una posible reactivación de fracturas.

4 PETROLOGIA

El estudio de secciones delgadas ha incluido tanto a metasedimentos como a rocas ígneas intrusivas y volcánicas. El estudio de las muestras tuvo como objetivo el poder establecer la naturaleza de los materiales que constituyen la estratigrafía de la región. Las diferentes intrusiones ígneas aflorantes poseen distintas características petrográficas y tectogenéticas.

4.1 ROCAS DEL EJE BADAJOZ-CORDOBA

4.1.1 ORTOGNEISES DE ACEUCHAL

La presencia de los mismos apenas si tiene representatividad; tan sólo en la esquina NE, aflora un retazo perteneciente a la intrusión, cuyo máximo desarrollo tiene lugar en Aceuchal. Como minerales fundamentales encontramos cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, hornblenda y biotita.

Las facies representadas son de dos tipos, diferenciados esencialmente por el tamaño del grano: amigdaloide y grano fino. En la primera, los fenoblastos son de feldespato alcalino pertitizado; las formas de los mismos son redondeadas, alcanzando a veces diámetros de 4 cm. Suelen estar aislados y presentar bordes de cristalización albítica con texturas mirmequíticas. La plagioclasa está relegada a la matriz, en la cual los cristales de mayor tamaño presentan distorsión de los planos de macla, lo cual pone de manifiesto su carácter antecinemático y por tanto residual (M. MUÑOZ y R. VEGAS, 1974). La plagioclasa es una oligoclasa (An20-An25). La foliación de la roca queda perfectamente determinada por la disposición de biotitas y anfíboles dentro de la matriz.

Las facies de tamaño fino están constituídas por un agregado cuarzo-feldespático inequigranular, en donde destacan cristales biotíticos no deformados.

MUÑOZ y VEGAS (op. cit.) señalan unas conclusiones generales para los materiales ortoderivados del eje Badajoz-Córdoba:

1) No hay variación glandular transicional y se encuentran residuos de texturas ígneas residuales.
2) Las glándulas, claramente antecinemáticas, no están totalmente individualizadas de la matriz.

3) El carácter de la matriz es fundamentalmente cuarzofeldespático y la foliación nunca aparece microplegada.
4) Los minerales alumínicos no están nunca presentes, mientras aparecen representados anfíbol, circón y alanita idiomorfos.

4.1.2 GNEISES DE PRECAMBRICO

Afloran al sur de los anteriores y de modo esporádico debido a la cobertera arcillosa que los oculta.

Su textura es lepidoblástica y granoblástica tectonizada. Los componentes esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y/o moscovita, hornblenda, cordierita y, a veces, granate. Como accesorios, figuran circón, apatito y opacos. Dado el carácter esporádico de los afloramientos, no se puede establecer un juicio ponderado sobre el posible origen de los mismos, aunque por diferenciación con los anteriores, podría atribuírseles un carácter paraderivado. La granulometría oscila entre 5 mm. y 2 cm.

Los fenocristales se hallan incluídos en una mesostasis melanocrata, en la que destacan finos lechos de cuarzo budinados. Estos son de naturaleza ortósica.

En algún caso se ha podido comprobar una fracturación en sentido ortogonal posterior a la foliación de que están provistos, adquiriendo la roca un carácter milonítico. El estudio llevado a cabo por M. MUÑOZ y R. VEGAS (1974) de un amplio conjunto de afloramientos paraneísicos, puso de manifiesto una serie de caracteres petrográficos y químicos de metasedimentos correspondientes a una secuencia detrítica original con predominio de arcosas y grauwackas groseras.

Además de las rocas ya descritas, coexisten otras, tales como anfibolitas, esquistos, milonitas cuarzo-plagioclasa, micaesquistos, etc. De entre todos merece especial mención un afloramiento de eclogitas (coordenadas Lambert: X = 453.910, Y = 343.899). Damos importancia a esta roca debido a que en cierto modo contradice el grado de metamorfismo que se le asigna a la zona. Efectivamente, la roca está compuesta por hornblenda, granate, onfacita, cuarzo y plagioclasa, lo cual caracteriza suficientemente a la roca. Se considera que corresponde a una facies de muy alta presión y temperatura. Su origen es tema de controversia entre los petrólogos; para unos es ígnea, mientras que para otros es metamórfica. El afloramiento tiene forma alargada, disyunción bolar, muy dura, cristales orientados a escala mesoscópica y potencia métrica. La opinión más generalizada, compartida por nosotros, dadas las peculiaridades del afloramiento, es que representan materiales que teniendo una composición aproximada al basalto o gabro, han cristalizado a gran profundidad y fueron posteriormente trans-

portadas a los diversos lugares en que después encontramos. Así pues, encajan mejor en roca ígnea que metamórfica.

4.1.3 ROCAS PORFIROIDES (CA_2^v)

Designamos con este término a una estrecha banda de rocas con megacristales de cuarzo y feldespato, manifestando un aumento de tamaño de grano hacia el Este, al mismo tiempo que un enriquecimiento en feldespatos en detrimento del cuarzo. El aspecto «in situ» es de una roca piroclástica con orientación de sus componentes; poseen textura porfiroblástica, con un bandeado típico y presencia de fluidaridad.

La génesis y posición de los mismos es muy discutida por diversos autores conocedores de la región. Nuestra opinión es que se trata de rocas piroclásticas situadas en el contacto cámbrico-precámbrico, al menos en lo que se refiere a la estrecha porción estudiada por nosotros.

Además de las mencionadas rocas ígneas prehercínicas, existe un stock en la esquina SE de la Hoja ($p_4\gamma A'E$) con amplio desarrollo en la de Burguillos del Cerro. Se trata de los denominados «Pórfidos de Sierra Vieja». Composicionalmente se trata de un microgranito alcalino con egirina y riebequita, con una fábrica porfídica y fuerte fluidaridad planar manifestada por todos sus elementos.

El aspecto sano de la roca, así como su alcalinidad, nos hizo suponer en principio que estaban relacionadas con los granitoides de Feria. No obstante, las diferencias de composición (presencia de egirina y riebequita) y textura, principalmente la fuerte fluidaridad primaria y la neisificación secundaria, nos hace mantener como muy probable una estrecha relación de estos pórfidos hiperalcalinos con la banda volcánica del Cámbrico Medio, es decir, se admite como posible, con ciertas reservas, una edad cámbrica para esta apófisis subintrusiva.

4.2 ROCAS IGNEAS SIN Y POST-HERCINICAS

Dentro de este apartado cabría hacer dos subdivisiones:

Rocas intrusivas y rocas volcánicas de la formación volcano-sedimentaria.

4.2.1 ROCAS INTRUSIVAS

4.2.1.1 **Batolito de Barcarrota**

Dentro del mismo se han diferenciado dos variedades litológicas dominantes, una de composición granítica y la otra gabro-diorítica.

Las rocas graníticas (s.l.) han sido clasificadas de modo casi general como granitos alcalinos y algún término granodiorítico. La textura es holo-

cristalina, inequigranular de grano grueso. En muchos casos, el tamaño de los feldespatos ortósicos puede superar los 2 cm., estando incluídos en una matriz cuarzo-feldespática. Indudablemente esta textura puede considerarse porfídica, pero los cristales del feldespato potásico están muy pertitizados y alguna disposición del cuarzo puede indicar un origen metasomático o una recristalización postectónica.

Como minerales esenciales citamos: cuarzo, feldespato potásico (pertita), plagioclasa (albita), hanstingita y, alguna vez, biotita. Los accesorios son también muy constantes en el muestreo realizado, destacando: circón, esfena, apatito y opacos.

Las rocas básicas ocupan aproximadamente el 50 por 100 del afloramiento y también su composición es muy uniforme en líneas generales, aunque existen algunas diferenciaciones en forma de apófisis y diques de composición netamente ácida y alcalina (cuarzosienitas de feldespato alcalino).

La serie más frecuente se halla entre los términos diorita y gabro, siendo sus componentes esenciales plagioclasas (An 40-65), augita, hornblenda y piroxeno. La hornblenda, al menos en parte, procede de la alteración del piroxeno. Como accesorios figuran: opacos, biotita, cuarzo, apatito, calcita, leucoxeno. Las facies gabroídicas suelen ser equigranulares, de grano medio a grueso y con escasa proporción de fémicos. Las dioritas poseen grano más fino, con textura diabásica.

El batolito, en su conjunto, se puede considerar como prácticamente carente de aureola de contacto, aunque la proximidad de la intrusión es detectada por una intensa cataclasis y dislocación de la esquistosidad en la roca de caja y, además, por la frecuencia de diques y apófisis de composición diabásica en las proximidades del contacto.

En cuanto a la edad de emplazamiento, BARD y FABRIES (1970), VEGAS (1973) y MUELAS (1974), coinciden en situarla antes de la segunda fase de plegamiento, en base a la fuerte cataclasis manifestada, y de modo local, por una neisificación incipiente en las rocas graníticas dominantes.

4.2.1.2 **Stock de Almendral** ($^{b}\chi^{23}$)

Se corresponde esta intrusión a la denominada «Granito de Valverde» en la Hoja de Alconchel. En este caso le llamamos de Almedral por sentarse sobre él esta localidad.

La separación, dentro del mismo, de las diferentes litologías constituyentes, no supone aportar mucha mayor información, dado que su extensión suele ser muy pequeña.

Fundamentalmente se diferencia del de Barcarrota en que no manifiesta orientación tectónica a ninguna escala, y que su composición es eminentemente sienítica, incluyendo alguna de tipo monzonita.

Texturalmente es holocristalino, alotriomorfo, granular de grano fino a medio. Entre sus componentes esenciales citamos feldespato potásico, plagioclasa, hornblenda (en la variedad anfibólica), cuarzo y actinolita (cuarzosienita alcalina). Como accesorios, citamos: apatito, cuarzo, esfena, biotita (cloritizada), epidota, zoisita y hornblenda. El cuarzo presenta, a veces, crecimientos gráficos con los feldespatos.

El borde este (sur de Nogales) manifiesta efectos térmicos a través de una franja de corneanas de potencia decamétrica y corrida hectométrica.

4.2.1.3 **Stock de Santa Marta** ($^{b}\gamma_{b}$-23)

La amplitud de afloramiento se halla muy reducida debido al recubrimiento existente. Litológicamente está compuesto por rocas graníticas y granodioríticas. Del mismo modo que en el caso anterior, tampoco aquí se observan evidencias de una actuación orogénica posterior a la intrusión. Incluso podemos afirmar que por sus caracteres macro y microscópicos, su emplazamiento fue el más tardío de cuantos jalonan la Hoja.

Texturalmente, son holocristalinos, hipidiomórficos, inequigranulares. Como elementos mineralógicos esenciales encontramos cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (An $<$ 30) y biotita. El feldespato ortósico suele estar pertitizado y/o sericitizado; la biotita, que es escasa, se encuentra formando pequeños agregados cristalinos con alguna inclusión de circón. Las plagioclasas suelen estar zonadas.

La constitución de minerales accesorios la completan el apatito, rutilo, epidota, circón (radioactivo) y opacos.

En conjunto, se trata de un stock de características muy uniformes, leucocrático, muy poco fracturado, disyunción bolar de gran tamaño y sin aureola de metamorfismo de contacto.

4.2.1.4 **Rocas plutónicas e hipoabisales de Feria** ($h_4\gamma^{A2}$)

Están formadas por rocas ácidas de tendencia granofídica: leucomicrogranito de feldespato alcalino. El componente principal es una secuencia continua de feldespatos sodopotásicos con escasa representación de términos cálcicos: también es constante la presencia de cuarzo. La textura consiste en intercrecimientos mirmequíticos cuarzofeldespáticos con abundantes pertitas y feldespatos de desmezcla.

En cuanto al origen, apuntamos como muy posible una procedencia a partir de un magma que se formó en una zona cortical somera.

4.2.2 FORMACION VOLCANO-SEDIMENTARIA (CA_2^v)

Como indicamos en el capítulo de Estratigrafía, a techo de la serie pelítica del Cámbrico Medio tiene lugar una importante actividad volcánica con

efusiones de rocas ácidas y básicas, así como emisión de rocas piroclásticas del tipo brecha, tufita y cinerita. Alternando con ellas, encontramos tramos pizarrosos y cuarcíticos, así como otras rocas intrusivas o subintrusivas no afectadas por la orogenia hercínica.

La opinión generalizada por muchos autores es que el quimismo de esta formación volcánica es esencialmente básico.

Tanto la actual Hoja, como la de Alconchel (1974), nos indican precisamente lo contrario, siendo dominantes las lavas y piroclásticas ácidas.

4.2.2.1 **Lavas riolíticas**

Representan el 60 por 100 del conjunto volcánico. Están provistas de una coloración ocre, son muy compactas, y a veces es visible un flujo marcado por finas láminas de moscovita. Su textura es holocristalina porfídica y sus minerales esenciales son: cuarzo, feldespato potásico (y/o plagioclasa) clorita (moscovita) y vidrio. El feldespato potásico suele estar totalmente pertitizado.

4.2.2.2 **Rocas piroclásticas**

Siguen en importancia a las riolitas. Estratigráficamente se sitúan de modo uniforme a muro de la formación y en contacto con las cuarcitas de CA_{1-2}. La granulometría varía desde > 64 mm. a < 2 mm. pasando por una amplia gama de tamaños intermedios y litología tufítica.

4.2.2.3 **Brechas volcánicas**

Su textura es clástica, granular, heterométrica. Se componen de cuarzo, vidrio, opacos y feldespato. La esquistosidad es muy penetrativa en ellas, siendo tanto mayor, cuanto menor es el tamaño de los fragmentos. La naturaleza de los mismos suele ser riolítica, aunque existen algunos otros tobáceos, englobados todos ellos en una matriz morada posiblemente de origen cinerítico.

4.2.2.4 **Tufitas**

Textura piroclástica de grano medio a fino. Sus componentes esenciales son: feldespato potásico, plagioclasa ácida $>$ cuarzo $>$ opacos; entre los accesorios figuran el vidrio, calcedonia y moscovita (o biotita). Los clastos son frecuentemente de uno o dos feldespatos, hay otros de material vítreo con microlitos muy pequeños o con pajuelas opacas. La característica macroscópica de las mismas es su intenso color morado.

4.2.2.5 Cineritas

Textura piroclástica, heterogranular. Se componen de vidrio, cuarzo, feldespatos y plagioclasa. Los óxidos de hierro que tiñen la roca aparecen de forma dendrítica, lo que indica reabsorción de un fémico.

4.2.2.6 Traquitas

Textura traquítica holocristalina. Esencialmente se componen de sanidina, cuarzo y plagioclasa sódica. En general se trata de traquitas alcalinas con albita como plagioclasa. Se han observado intercrecimientos de sanidina y plagioclasa sódica.

Junto a estas rocas traquíticas, encontramos rocas keratofídicas que, según WLLIAMS-TURNER-GILBERT (1953), pueden derivarse directamente de magmas sódicos, aunque a veces puedan hacerlo a partir de rocas cálcicas albitizadas metasomáticamente durante o después de la solidificación.

4.2.2.7 Rocas básicas

Se incluyen dentro de este grupo a rocas dioríticas, diabásicas y espilíticas. Las manifestaciones son muy escasas, limitándose a afloramientos puntuales con disyunción bolar y sin apreciarse en ninguno de ellos evidencias de tectonización. El origen lávico no puede apreciarse en los afloramientos, aunque tampoco se observa una disposición en diques.

4.2.3 DIQUES Y SILLS DE DIABASAS (ε^{23})

Están ligados preferentemente a la Sierra Negra; aparecen con disyunción bolar y/o planar, y sus espesores están comprendidos entre 5 y 20 metros.

La paragénesis inicial es plagioclasa (An 50-60)-augita. Los piroxenos aparecen desestabilizados y sustituidos parcial o totalmente por hornblenda verde y/o actinolita. Los cristales de plagioclasa presentan bordes albitizados; la fábrica de la roca es diabásica y, a veces porfídica.

Su emplazamiento parece ser posterior a la intrusión de los diferentes macizos graníticos aflorantes.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

5.1.1 MINERIA

A lo largo del trabajo realizado se ha prestado máxima atención a todos los indicios mineros que, bien por haber sido explotados en otro tiempo,

o porque sólo sean simples diseminaciones superficiales, no están actualmente en fase de extracción.

Los únicos centros mineros existentes en toda la Hoja se hallan situados uno al NE. de Santa Marta, y el otro entre La Parra y Feria (Sierra del Pico). Tanto uno como otro en la actualidad están abandonados.

Zona de Santa Marta

La mineralización se halla encajada en la formación metamórfica precámbrica, por otra parte existe un pozo abierto en los materiales del Cámbrico Inferior, a unos 10 metros del contacto con cuarcitas negras.

En las primeras (formación metamórfica), no encontramos el menor indicio de la mineralización extraída aunque por información oral supimos que recientemente se han lavado escombreras para beneficio de plomo.

Dado que el acceso a cualquier labor no era posible y que tampoco contamos con muestras de mineral, la información sobre el lugar en cuestión es únicamente bibliográfica. La obra de Sos Baynat (Mineralogía de Extremadura), cita la existencia de Piromorfita (de color amarillo, verde u amorfa sobre filón de galena), Vanadinita (en microcristales verdes y amarillos de drusas y geodas sobre rocas cavernosas vítreas negras) y Cerusita.

Los tres minerales son supergénicos, situándose en las zonas superiores oxidadas de los filones de plomo.

En foto aérea se observa claramente una dirección preferencial en la situación de los registros mineros (N. 140°-150° E.), y aunque existan algunos que estén más separados de esta línea, lo cierto es que guardan un cierto paralelismo con ella. De aquí deducimos que la galena se sitúa según una familia de filones conjugados a las fracturas tardihercínicas de descompresión.

En cuanto al pozo situado en el Cámbrico Inferior, la mineralización encontrada sobre la escombrera era de blenda acaramelada acompañada de pirita. Dada la íntima asociación paragenética con la galena, es de suponer que, en principio, se trate de otro yacimiento filoniano en donde extraían mena de plomo y desechaban la blenda, de ahí la relativa abundancia en escombreras. La roca encajante es pizarra negra; el pozo tiene unos 25 metros y en él se sitúa el contacto Precámbrico-Cámbrico Inferior.

En otro tiempo la actividad minera debió ser importante, según ponen de manifiesto las instalaciones de hornos, machacadoras, silos, caserío, etc., hoy en estado ruinoso.

Zona de La Parra

Al igual que las del grupo anterior, también aquí los trabajos de explotación se hallan suspendidos. Estratigráficamente se sitúan en la «formación detrítica superior» (CA_1p) y «formación carbonatada» (CA_1c).

El sistema de extracción se realizaba a partir de un pozo revestido provisto de castillete elevador. La profundidad del mismo puede superar los 50 metros. A unos 20 metros al SE. del pozo, se excavó una gran trinchera de aproximadamente 60 metros de longitud por 15 de ancho, en cuyo hastial sur (calizo-dolomítico) se sitúa la mineralización. Es aquí donde se observa el tipo de mineralización: Hierro. La mena metálica está constituida esencialmente por magnetita y hematites, aunque también hay frecuente mineralización de siderita secundaria, rellenando fisuras o tapizando superficies rocosas.

A unos 500 metros hasta el Este, se encuentra otro grupo de labores, generalmente a cielo abierto y/o socavones. La roca de caja es carbonatada, aunque es muy posible que haya sido afectada de algún modo por cuerpos ígneos intrusivos vecinos, de ahí que litológicamente encontremos diferencias en un entorno muy pequeño.

La mineralogía expuesta consta de: magnetita, diseminación de calcopirita, pirita, ankerita, allanita y siderita.

Genéticamente consideramos un origen hidrotermal para la mineralización de la zona estudiada.

Lejos de las dos zonas mencionadas, citamos la presencia de una fuerte diseminación de óxidos de hierro a todo lo largo de la formación volcánica. En algún caso es tan alto el contenido en hierro, que la roca pierde completamente su composición primitiva convirtiéndose en hematites, limonita y magnetita.

5.1.2 CANTERAS

Este apartado tampoco alcanza especial importancia en nuestra zona de estudio; sin embargo, sería quizá la riqueza potencial digna a tener en cuenta. Nos referimos principalmente a la explotación de mármoles en algunas zonas de la formación carbonatada. Hemos contabilizado tres canteras dentro de esta formación, dos de ellas para extracción de áridos (sobre la carretera Nogales-Barcarrota), y la tercera para mármol. Es de aquí, extremo occidental de la ladera Norte de la Sierra de María Andrés (coordenadas Lambert: X = 450.722, Y = 331.682) de donde se extrae un mármol blanco extraordinariamente puro. Dada la continuidad, potencia y características de esta Sierra, consideramos que una prospección cuidadosa podría llevar a resultados satisfactorios conducentes a una posible explotación industrial tipo Sierra Alconera.

En cuanto a canteras de granito, sólo hay explotaciones en la Villa de Santa Marta. Se realizan en régimen familiar con la actuación de uno o dos

canteros que modelan bloques de gran volumen para uso generalmente local. El granito es muy puro y su escasa fracturación permite recortar bloques de tamaño considerable.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Las características hidrológicas de la Hoja no son las idóneas para encontrar en ella acuíferos de importancia. En la mitad septentrional los sedimentos terciarios no tienen potencia suficiente como para proporcionar acuíferos. No obstante, sería quizá esta zona la que en conjunto reuniese mejores condiciones, siempre que la recarga fuese suficiente. El dominio de arcillas rojas sobre arenas y conglomerados, provoca el estancamiento del agua de lluvia y su posterior escorrentía por los numerosos cauces que corren en dirección Norte-Sur. El zócalo paleozoico actúa como pantalla impermeable ante cualquier intento de infiltración, de ahí la surgencia de pequeños manantiales temporales en el contacto zócalo-cobertera.

Por su propia naturalza, las rocas intrusivas no constituyen un buen acuífero, salvo cuando por condiciones especiales se ha producido una intensa fracturación que facilita el almacenaje del agua de lluvia. Esta circunstancia se ha dado en las zonas marginales del Batolito de Barcarrota y en el stock de Santa Marta. Puesto que las fracturas se amortiguan en profundidad y la cataclasis en el primero no es muy penetrativa, el coeficiente de almacenamiento siempre tendrá valores muy bajos. Los pozos excavados en este tipo de roca suelen ser poco profundos y su principal misión es la de almacenamiento.

Con respecto a las rocas calizo-dolomíticas, sólo cabe añadir que debido a la fracturación a que han sido sometidas, poseen una «porosidad» elevada. ~~No obstante, la existencia de manantiales caudalosos no es frecuente~~. Se sitúan éstos en la ladera Norte de las alineaciones montañosas, en el contacto con la formación detrítica superior. El valle de La Morera está jalonado por numerosas captaciones en donde la influencia de las calizas se hace patente.

Concluimos este apartado aconsejando el uso de captaciones superficiales para cuando se quieran obtener caudales importantes, máxime en zonas en que las calizas se hallen distantes. Para necesidades menores, se pueden hacer pequeños pozos en lugares próximos a vaguadas y arroyos de régimen temporal o permanente. En los granitos, debe procurarse no traspasar la zona superior o si se profundiza más confirmar que éste se encuentra fracturado.

6 BIBLIOGRAFIA

ALIA, M. (1963).—«Rasgos estructurales de la Baja Extremadura». *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, vol. 61, pp. 247-262.

BARD, J. P. (1964).—«Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (Provincia de Badajoz), España». *Not. y Com. del IGME*, vol. 76, pp. 175-180.

— (1965).—«Introduction à la géologie de la chaîne hercinienne dans la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'evolution geotectonique de cette chaîne». *Rev. Geog. Ph. et Geol. Dyn.*, vol. 7, pp. 323-337.

— (1969).—«Le métamorphisme regional progressif des Sierras d'Aracena en Andaloussie occidentale (Espagne), sa place dans le segment hercynien sud-Iberique». *Tesis Fac. de Ciencias de Montpellier*, 397 p.

— (1971).—«Sur l'alternance des zones métamorphiques dans le segment hercynien sud-Iberique; comparaisson de la variabilité des caractères geotectoniques de ces zones avec les orogènes, «Orthotectoniques». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 82, pp. 324-345.

— (1973).—«Granites écrasés et orthogneiss "Ollo de Sapo" a disthène dans la bande Badajoz-Azuaga (Badajoz) et le probleme d'un socle brioverien dans le sud de l'Espagne». *C. R. Acd. Sc. Paris*, pp. 1875-1879.

BARD, J. P., y FABRIES, J. (1970).—«Aperçu petrographique et structural sur les granitoides de la Sierra Morena Occidentale (Espagne)». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 81, pp. 226-241.

BARROS ECARVALHOSA, M. E., y GALOPIM, A. M. (1970).—«Breve apontamento sobre a geología da região de Moura». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 82-3 y 4, pp. 58-60.

BOUYX, E. (1969).—«Contribution à l'etude des formations anteordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real y Badajoz)». *Th. Doct. Fac. Sec.*

CADAVID, S., y GUTIERREZ ELORZA, M. (1971).—«El Precámbrico de Puebla del Maestre (Badajoz)». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 82, pp. 299-303.

CARVALHOSA, A. de B. (1965).—«Contribuiçao para conhencimento geológico de regiao entre Portel e Ficalho (Alentejo)». *Mem. Serv. Geol. de Portugal*, núm. 11, p. 132.

CHACON, J. (1974).—«Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba: Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (provincia de Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, vol. 85-6, pp. 700-712.

CHACON, J.; DELGADO-QUESADA, M., y GARROTE, A. (1974).—«Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 85, pp. 713-717.

DELGADO QUESADA, M. (1971).—«Esquema geológico de la Hoja núm. 878, Azuaga (Badajoz)». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 82, pp. 277-286.

FRICKE, W. (1951).—«Die Geologie des Grenzgebites zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Estremadura». *Z. Otsch. Geol. Ges.*, pp. 136-138.

GALLARDO DIAZ, J. (1975).—«Perspectiva agrícola, ganadera y forestal de la región central de Badajoz (Estudio geográfico). Tesis Doctoral». *Fac. Filosofía y Letras. Univ. Complutense*, Madrid.

GONÇALVES, F. (1965).—«Probable conglomerado de base no Precámbrico Superior de Portugal». *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, vol. 27, pp. 109-119.

GUTIERREZ ELORZA, M., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1965).—«Notas geológicas de la región septentrional de la provincia de Huelva». *Bol. R. Soc. Esp. H. Nat.*, vol. 63, pp. 289-297.

GUTIERREZ ELORZA, M. (1970).—«Estudio geológico-estructural de la región Aracena-Cumbres Mayores (provincias de Huelva y Badajoz)». *Tesis doctoral.*

GUTIERREZ ELORZA, M.; HERNANDEZ ENRILE, J. L., y VEGAS, R. (1971).—Los grandes rasgos geológicos del sur de la provincia de Badajoz y norte de la de Huelva». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 82, pp. 269-273.

HERNANDEZ ENRILE, J. L., y GUTIERREZ ELORZA, M. (1968).—«Movimientos caledónicos (fases salaírica, sárdica y érica) en Sierra Morena Occidental». *Bol. R. Soc. Esp. H. Nat.*, vol. 66, pp. 21-28.

HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1971).—«Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del anticlinorio Olivenza-Monesterio (Badajoz)». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 82-3 y 4, pp. 359-370.

I. G. M. E. (1968-a).—«Programa Sectorial de investigación de Minerales de Hierro. Geología Minera de la Hoja núm. 853, Burguillos del Cerro».

— (1968-b).—«Programa Sectorial de investigación de Minerales de Hierro. Geología Minera de la Hoja núm. 854, Zafra».

— (1974).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000».

LOTZE, F. (1945).—«Einige Probleme der Iberischen Meseta». Geotekt. Forsch. Vol. 6. pp. 1-12. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, vol. 6, pp. 78-92.

— (1956).—«Praekambrium Spaniens». *Not. y Com. IGME*, vol. 75.

— (1970).—«El Cámbrico en España». *Mem. del IGME*, vol. 75.

MATTAUER, M. (1973).—«Les déformations des matériaux de l'ecorce terrestre». *Edit. Herman*, París.

MELENDEZ, B. (1941).—«El yacimiento de Arqueociátidos de Alconera (Badajoz)». *Bol. R. Soc. Esp. H. Nat.*, vol. 39, pp. 231-239.

MUELAS, A. (1974).—«Hoja Geológica de Alconchel (Badajoz)». *Plan Magna*, I. G. M. E.

MUÑOZ, M., y VEGAS, R. (1974).—«Paraneises y Ortoneises de la banda metamórfica Badajoz-Córdoba». *Bol. Geol. Min.*, vol. 85-6, pp. 450-463.

PASTOR, V. (1974).—«Observaciones sobre la localización y correlación del Precámbrico de la Península Ibérica». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 85-6, pp. 653-663.

ROSSO DE LUNA, I., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1955).—«Hoja núm. 854, Zafra». Mapa Geol. de España, *Inst. Geol. y Min. de España,* Madrid.

SANCHEZ CELA, V., y APARICIO YAGÜE, A. (1972).—«Nuevas consideraciones petrognéticas sobre las rocas gneísicas y "porfiroides" localizadas en la alineación estructural "Almendralejo-Azuaga" (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, vol. 83-4, pp. 407-419.

— (1975).—«Sobre las rocas porfiroides de la Banda Almendralejo-Azuaga». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 86-2, pp. 65-67.

SCHERMERHORN, L. J. (1971).—«An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt.». *Bol. Geol. Min.*, vol. 82, pp. 239-268.

SOS BAYNAT, V. (1962).—«Mineralogía de Extremadura». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 73.

SOUBRIER, J. (1973).—«Estudio Geológico de una transversal situada entre Llerena y Pallares (Badajoz)». *Tesis de Licenciatura inédita. Universidad de Granada.*

SUHR, O. (1969).—«Beitray zur Stratigraphie des Kambriums im Bereich der Südlichen Extremadura (Sud-West-Spanien)». *Mümster Forch Geol. Paleont.*, vol. 14, pp. 207-232.

VEGAS, R. (1968).—«Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura». *Est. Geol.*, vol. 24, pp. 85-89.

— (1970).—«Formaciones precámbricas de la Sierra Morena Occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres». *Est. Geol.*, vol. 26, pp. 225-231.

— (1971).—«Geología de la región comprendida entre Sierra Morena Occidental y las sierras del Norte de la provincia de Cáceres». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 82, pp. 351-358.

— (1972).—«Precisiones sobre el Cámbrico del centro y sur de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y norte de Badajoz». *Est. Geol.*, vol. 27, pp. 412-425.

— (1974).—«Repartición de las series anteordovícicas del SO. de España». *Bol. Geol. y Min.*, vol. 85-2, pp. 153-170.

WILLIAMS, TURNER, GILBERT (1954).—«An introduction to the study of rocks in this sections». *Ed. Freeman and Company.* San Francisco.

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

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA