

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

MEMORIA EXPLICATIVA DE LA
HOJA N° 878 (13-35)
AZUAGA

INDICE

| | | |
|-----------|---|-----------|
| 1. | <u>INTRODUCCIÓN</u> | 1 |
| 1.1. | SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS | 1 |
| 1.2. | MARCO GEOLÓGICO REGIONAL | 2 |
| 1.3. | ANTECEDENTES | 3 |
| 2. | <u>ESTRATIGRAFÍA</u> | 5 |
| 2.1. | ZONA CENTRO-IBÉRICA (DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO) | 5 |
| 2.1.1. | <u>Serie Negra (20)</u> | 5 |
| 2.1.2. | <u>Grupo Malcocinado (21)</u> | 6 |
| 2.2. | CORREDOR BLASTOMILONÍTICO | 7 |
| 2.2.1. | <u>Ortogneis de Higuera de Llerena (14)</u> | 8 |
| 2.2.2. | <u>Serie Negra (15)</u> | 9 |
| 2.2.3. | <u>Gneises de Azuaga (16, 17)</u> | 10 |
| 2.2.4. | <u>Anfibolitas de Las Mesas (18)</u> | 11 |
| 2.2.5. | <u>Formación de la Atalaya (19)</u> | 12 |
| 2.3. | ZONA DE OSSA-MORENA | 13 |
| 2.3.1. | <u>Grupo Malcocinado (6, 7, 8)</u> | 14 |
| 2.3.1.1. | Metavulcanitas (6) | 14 |
| 2.3.1.2. | Tonalita de Ahillones (7) | 15 |
| 2.3.1.3. | Conglomerado de Sotillo (8) | 15 |
| 2.3.2. | <u>Formación Torreárboles (9)</u> | 16 |
| 2.3.3. | <u>Secuencia Carbonatada (10)</u> | 17 |
| 2.3.4. | <u>Capas de El Encinalejo (11)</u> | 17 |
| 2.3.5. | <u>Formación de Azuaga (12, 13)</u> | 18 |
| 2.4. | CARBONÍFERO | 21 |
| 2.4.1. | <u>Cuenca de Berlanga (22, 23)</u> | 21 |
| 2.4.2. | <u>Cuenca del Guadiato (24, 25)</u> | 22 |
| 2.5. | TERCIARIO (26) | 23 |
| 2.6. | CUATERNARIO | 24 |
| 2.6.1. | <u>Depósitos de charca (27)</u> | 24 |
| 2.6.2. | <u>Depósitos aluviales y coluviales (28)</u> | 24 |
| 2.6.3. | <u>Escombreras (29)</u> | 24 |
| 3. | <u>ROCAS ÍGNEAS</u> | 25 |
| 3.1. | ORTOGNEIS DE LAS MINILLAS (1) | 25 |
| 3.2. | SERPENTINITAS (2) | 26 |
| 3.3. | GRANITO DE CAÑADA DEL GAMO (3) | 27 |
| 3.4. | DIQUES ÁCIDOS (4) | 27 |
| 3.5. | DIQUES DE DOLERITAS (5) | 28 |

| | | |
|------|---|----|
| 4. | <u>GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</u> | 29 |
| 4.1. | RASGOS GENERALES DE LA ESTRUCTURA | 29 |
| 4.2. | ZONA CENTRO-IBÉRICA (DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO) | 30 |
| 4.3. | CORREDOR BLASTOMILONÍTICO | 31 |
| 4.4. | ZONA DE OSSA-MORENA | 36 |
| 4.5. | DEFORMACIÓN FRÁGIL | 38 |
| 5. | <u>METAMORFISMO</u> | 45 |
| 6. | <u>HISTORIA GEOLÓGICA</u> | 49 |
| 7. | <u>BIBLIOGRAFÍA</u> | 52 |

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

La Hoja de Azuaga, nº 878 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se localiza en la parte suroriental de la provincia de Badajoz. Próximo al borde occidental de la Hoja se sitúa el límite con la provincia de Córdoba, y en el cuadrante suroccidental aparece también un sector perteneciente a la de Sevilla.

La región en la que se enmarca esta hoja corresponde a la zona de tránsito entre la comarca de Tierra de Barros y la parte occidental de Sierra Morena. La población más importante es Azuaga, ubicada aproximadamente en el centro de la hoja. Otros núcleos de población destacables son Berlanga, Granja de Torrehermosa y Valverde de Llerena.

La mitad norte de la Hoja posee escaso relieve, presentando zonas de planicie o suavemente alomadas, con cotas situadas en torno a los 600 m, y con poco arbolado, constituido casi exclusivamente por algunos olivares no muy extensos. Hacia el oeste se encuentran las cotas más elevadas (640 m).

En la mitad sur el relieve se hace más acentuado, descendiendo progresivamente la altitud hasta el valle del río Sotillo, que discurre en dirección O-E, próximo al borde meridional de la Hoja, y cuya cota inferior es de 340 m. Al S de dicho valle vuelven a alcanzarse cotas superiores a los 600 m. El arbolado en este sector meridional está constituido en su mayor parte por encinas, existiendo localmente algunas zonas de eucalipto y olivo. La morfología de este sector está definida por una densa red de drenaje, relativamente encajada, con una dirección predominante NO-SE y otra subordinada SO-NE, condicionadas por la orientación de las estructuras variscas del sustrato.

Como puede apreciarse en el esquema hidrogeológico de la Hoja, en ella se encuentra el límite entre las cuencas hidrográficas del Guadiana y del Guadalquivir. A la primera pertenecen las cabeceras de los ríos Machel y Zújar, mientras que a la segunda corresponden los dos cursos fluviales más importantes, ambos de trazado muy sinuoso: el río Bembézar y el río Sotillo, que confluye con el anterior en el ángulo suroriental.

La zona en la que se enmarca esta Hoja es eminentemente agrícola, con amplias extensiones dedicadas al cultivo de secano, principalmente en la mitad septentrional. Hay también numerosas explotaciones ganaderas, y algunas fincas utilizadas con fines cinegéticos.

Durante la segunda mitad del siglo XIX y el primer tercio del XX tuvo lugar en esta región un gran desarrollo de la actividad minera, centrada principalmente en diversos yacimientos de plomo, zinc y plata; posteriormente fue decayendo hasta desaparecer. Repartidos por casi toda la superficie de la hoja, se conservan aún vestigios de dichas explotaciones, consistentes fundamentalmente en antiguos pozos y galerías, muchas veces con edificaciones derruidas en sus proximidades, y escombreras de diversa entidad.

La principal vía de comunicación es la carretera N-432 (Badajoz-Granada), que atraviesa la zona de oeste a este, enlazando las localidades de Berlanga, Azuaga y Granja de Torrehermosa. Existen asimismo otras carreteras que permiten la comunicación con las demás poblaciones del entorno y que se distribuyen radialmente respecto a Azuaga. El acceso a los diversos puntos de la zona se facilita también por las numerosas pistas existentes, aunque en muchos casos éstas se encuentran dentro de fincas privadas.

1.2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Hoja de Azuaga se localiza en la parte suroccidental del Macizo Ibérico, enmarcándose dentro de una estructura de gran importancia a escala regional denominada Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (BURG *et al.* 1981, ÁBALOS 1990, ÁBALOS y EGUÍLUZ 1991, QUESADA y DALLMEYER 1994).

La división en zonas del Macizo Ibérico establecida por JULIVERT *et al.* (1974), basada esencialmente en la de LOTZE (1945), situaba el límite entre la Zona Centro-Ibérica y la de Ossa-Morena en el Batolito de Los Pedroches, al NO de la región en que nos encontramos. Sin embargo, más recientemente, otros autores (ROBARDET 1976, CHACÓN y PASCUAL 1979, BURG *et al. op. cit.*, QUESADA 1992) han propuesto como límite entre ambas zonas el denominado Corredor Blastomilonítico (BLADIER y LAURENT 1974, BURG *et al. op. cit.*, ÁBALOS *op. cit.*, ÁBALOS y EGUÍLUZ *op. cit.*), que constituye el eje o banda central de

la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba. En la presente memoria se seguirá este último criterio en cuanto a la división de zonas.

En la mayor parte de la superficie de la Hoja afloran rocas proterozoicas y paleozoicas, que han sido sometidas a diversos procesos de deformación y metamorfismo durante la Orogenia Varisca. De acuerdo con lo que se ha dicho, estos afloramientos corresponden a tres zonas o dominios geológicos distintos, cada uno de los cuales ha tenido una evolución tectonometamórfica diferente: el borde sur de la Zona Centro-Ibérica, que aparece en el ángulo nororiental; el borde septentrional de la Zona de Ossa-Morena, al que pertenece la mitad suroccidental de la Hoja; y el Corredor Blastomilonítico, situado entre los dos anteriores.

En la Hoja existen también algunos afloramientos de rocas del Carbonífero, correspondientes a depósitos de carácter sinorogénico que pertenecen a dos cuencas denominadas Cuenca de Berlanga y Cuenca del Guadiato.

Recubriendo en parte los afloramientos del zócalo, aparecen depósitos continentales cenozoicos (principalmente del Terciario) que, aunque son de poco espesor, se extienden a lo largo de un amplio sector situado en la parte septentrional de la Hoja y al oeste de Azuaga.

1.3. ANTECEDENTES

Entre los primeros trabajos referidos a la geología de esta región pueden destacarse los de McPHERSON (1879) y FRICKE (1941). Algo posteriores son los trabajos, también de índole regional, de BARD (1965 y 1967).

Tiene especial interés el esquema geológico de esta Hoja realizado por DELGADO-QUESADA (1971). En dicho trabajo se sintetizan los escasos datos previos sobre la zona, se establece una división litoestratigráfica, y se describen los rasgos básicos de la estructura.

Posteriormente, BLADIER (1974) y LAURENT (1974) fueron los primeros en efectuar un estudio petrológico-estructural del Corredor Blastomilonítico.

En 1983 se llevaron a cabo los trabajos de cartografía de esta Hoja del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, elaborándose un mapa y una memoria que recogen abundante información acerca de la estratigrafía, tectónica, metamorfismo y yacimientos minerales de la zona (APALATEGUI *et al.* 1985a). Evidentemente éstos han sido los documentos básicos que han servido como punto de partida para realizar la presente actualización de la cartografía geológica de la Hoja de Azuaga.

También es preciso hacer mención de varios proyectos de investigación minera efectuados por el I.G.M.E. (1949, 1969, 1970, 1971, 1972a, 1972b, 1974), algunos dentro de la Reserva "Azuaga-Fuenteobejuna"; así como de otro algo más reciente, en la zona situada al S del río Sotillo (BORRERO *et al.* 1984). Aunque los datos que aportan estos estudios son principalmente relativos a los diversos tipos de mineralizaciones, también han contribuido al mejor conocimiento de la geología de dichas áreas, en ocasiones documentada con cartografías de detalle.

Por último, y en la línea de los trabajos de investigación más recientes que hacen referencia a este sector de la Cadena Varisca, hay que destacar las tesis doctorales de ÁBALOS (1990), AZOR (1994) y MARTÍNEZ POYATOS (1997), en las que se aborda el estudio de la evolución tectonometamórfica de las principales unidades a escala regional, con interpretaciones bastante dispares en algunos aspectos que actualmente siguen siendo objeto de discusión.

2. ESTRATIGRAFÍA

Para la descripción de las distintas unidades litoestratigráficas representadas en la cartografía se agruparán éstas en los siguientes apartados: Zona Centro-Ibérica, Corredor Blastomilonítico, Zona de Ossa-Morena, Carbonífero, Terciario y Cuaternario.

2.1. ZONA CENTRO-IBÉRICA (DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO)

La parte meridional de la Zona Centro-Ibérica, inmediatamente al N del Corredor Blastomilonítico, posee algunas características diferenciales respecto al resto de dicha Zona que han motivado su individualización con el nombre de Dominio de Obejo-Valsequillo (DELGADO-QUESADA *et al.* 1977, PÉREZ-LORENTE 1979, APALATEGUI y PÉREZ-LORENTE 1983, APALATEGUI *et al.* 1985a). Una de estas características es la presencia de unidades litológicas proterozoicas semejantes a las que aparecen en la Zona de Ossa-Morena, sobre las que se apoyan discordantemente sucesiones de edad Ordovícico-Silúrico y Devónico que también presentan variaciones en relación a los sectores más septentrionales.

En el ámbito de la Hoja, los afloramientos que corresponden al Dominio de Obejo-Valsequillo se circunscriben a un reducido sector dentro del cuadrante nororiental, que se extiende desde Granja de Torrehermosa hasta el borde este. Se trata exclusivamente de formaciones del Proterozoico (la Serie Negra y el Grupo Malcocinado), que aparecen limitadas al SO por la Falla del Matachel, la cual constituye el límite septentrional del Corredor Blastomilonítico. Hacia el norte se encuentran limitadas por depósitos del Terciario, apreciándose también la existencia de otra falla que las pone en contacto con rocas carboníferas de la Cuenca del Guadiato.

2.1.1. Serie Negra (20)

Esta formación, definida por CARVALHOSA (1965) en la región portuguesa del Alentejo, presenta los afloramientos más representativos y mejor conocidos en la parte central del

Antiforme de Olivenza-Monesterio (Zona de Ossa-Morena), donde posee un espesor de 3.000-5.000 m. En dicha área, EGUÍLUZ (1987) ha llegado a diferenciar dos subunidades: la sucesión Montemolín, a muro, constituida por filitas y esquistos grafitosos, y metagrauvas, en los que se intercalan niveles de cuarcitas negras (lilitas), algunos mármoles, y, hacia la parte superior, frecuentes niveles de anfibolitas; y la sucesión Tentudía, a techo de la anterior, con litologías semejantes pero con escasas anfibolitas.

En el sector de la Hoja al que ahora nos referimos, los afloramientos de esta formación consisten esencialmente en esquistos y micaesquistos grises, con algunos tramos de cuarzoesquistos gris-claros e intercalaciones de cuarcitas negras de espesor centimétrico a decimétrico. El muro de la formación no llega a aparecer, y la potencia total que puede observarse es, como máximo, de 800 m.

La edad que se ha atribuido a la Serie Negra en las zonas donde se encuentra mejor representada, basada en algunos hallazgos de acritarcos (CHACÓN 1979, CHACÓN *et al.* 1984), es Rifeense Medio-Superior.

2.1.2. Grupo Malcocinado (21)

En la Zona de Ossa-Morena, sobre la Serie Negra aparece en contacto discordante una unidad vulcanosedimentaria que ha recibido diversas denominaciones locales, entre las cuales la de Fm. Malcocinado ha sido la que se ha utilizado preferentemente en los trabajos más recientes (SÁNCHEZ-CARRETERO *et al.* 1989). Por tratarse de un conjunto que incluye distintos tipos litológicos (rocas de origen volcánico y volcanoclástico, interestratificadas con sedimentos, e intruidas por cuerpos de rocas graníticas de diverso tamaño) que pueden ser diferenciados en cartografía, parece más adecuado dar a esta unidad litoestratigráfica la categoría de grupo.

En el Dominio de Obejo-Valsequillo (Zona Centro-Ibérica) también aparecen litologías asignadas al Grupo Malcocinado en la misma posición respecto a la Serie Negra. En el sector de la Hoja que corresponde a dicho dominio, las rocas que componen esta unidad son principalmente esquistos gris-verdosos en los que se intercalan frecuentes niveles de espesor métrico a decamétrico de metavulcanitas intermedias (dacitas y andesitas) y, en

menor proporción, ácidas (riolitas); también aparece algún tramo de pizarras gris-oscuras de espesor decamétrico.

Aunque cartográficamente no existe una oblicuidad apreciable en relación con la unidad infrayacente (la Serie Negra), se ha supuesto, de acuerdo con los datos regionales, que el contacto con ella es discordante. El espesor aparente que se observa del Grupo Malcocinado es de unos 1.500 m, sin que llegue a aparecer el techo, al quedar sus afloramientos cortados hacia el SO por la Falla del Matachel.

Se supone que la edad del Grupo Malcocinado puede ser desde Rifeense Superior hasta Vendense Superior, de acuerdo con su posición estratigráfica y con los escasos datos paleontológicos de que se dispone (LIÑÁN y SCHMIDTT 1980, LIÑÁN y PALACIOS 1983, LIÑÁN *et al.* 1984., QUESADA *et al.* 1990).

2.2. CORREDOR BLASTOMILONÍTICO

Como ya se ha indicado, el Corredor Blastomilonítico ocupa la parte central de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba y está constituido por una estrecha banda de rocas intensamente deformadas. Esta banda tiene unos 7 km de anchura en la Hoja de Azuaga, atravesándola desde el ángulo NO hasta el borde oriental, y quedando en gran parte del cuadrante noroccidental oculta bajo los recubrimientos del Terciario.

El Corredor Blastomilonítico se encuentra limitado por dos fallas: la Falla del Matachel, al N, y la Falla de Azuaga, al S, ambas con orientación aproximadamente ONO-ESE.

En el Corredor aparece un conjunto litológico compuesto principalmente por gneises, anfíbolitas, esquistos y cuarcitas, que presentan, en general, una intensa deformación por cizalla con texturas miloníticas, y metamorfismo que va desde grado bajo a grado alto.

Los afloramientos más representativos de estas litologías pueden observarse a lo largo del río Bembézar (al NE de Azuaga), en el arroyo de los Pilonos, en la carretera de Azuaga a La Cardenchoa, y en la sección del arroyo Argallón (al S de Los Rubios).

Las unidades litológicas que se han diferenciado en la cartografía adoptan una disposición aproximadamente paralela respecto a los límites del Corredor (las fallas del Matachel y de Azuaga); estas fallas limitan también un sistema conjugado de fracturas Riedel que producen desplazamiento en los contactos de las unidades que forman el Corredor.

Puesto que la intensa deformación que han sufrido estas rocas impide en muchos casos reconocer la naturaleza original de los contactos, los cuales, por otra parte, pueden encontrarse con frecuencia mecanizados, se ha optado por indicarlos a veces en el mapa como contactos litológicos indeterminados.

El Corredor Blastomilonítico muestra en este sector una estructura en general bastante verticalizada (ver cortes geológicos), y no existen criterios claros en cuanto a la polaridad estratigráfica. Sin embargo sí se observa un gradiente metamórfico creciente desde el NE hacia el SO, el cual puede ser utilizado como criterio de superposición estructural en las unidades que lo componen. Este criterio es el que se ha seguido en la construcción de la leyenda litológica del mapa, y el que se usará a continuación para la descripción de las unidades litoestratigráficas, siguiendo un orden ascendente desde el borde suroccidental hasta el nororiental.

2.2.1. Ortogneis de Higuera de Llerena (14)

En el extremo SE del Corredor Blastomilonítico aflora un pequeño cuerpo ortogneísico con geometría lenticular, que tiene unos 2 km de longitud y 400 m de anchura máxima. Aparece en contacto al SO con la Falla de Azuaga, y al NE con una estrecha banda de esquistos y paragneises de la Serie Negra.

Se trata de un ortogneis biotítico glandular con abundantes porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa con tamaños de 1-5 cm. Posee una fábrica milonítica bien desarrollada, con *ribbons* de cuarzo recristalizados; la matriz de la roca es cuarzofeldespática, con blastos de biotita (parcial o totalmente cloritizada), y algún "pez" de moscovita. Presenta también un cierto grado de cataclasis sobreimpuesta, producida por el juego de la Falla de Azuaga, que puede variar desde una incipiente fisuración hasta la brechificación total de la roca.

En la sección correspondiente al arroyo Argallón, que es donde se encuentran los mejores afloramientos, pueden observarse localmente pequeños enclaves y xenolitos metamórficos laminares, subparalelos a la fábrica planar del ortogneis.

Las características litológicas y la posición estructural que ocupan estas rocas dentro del Corredor son semejantes a las de otros afloramientos situados más al NO, dentro de la Hoja de Usagre (APALATEGUI *et al.* 1983b), donde se les ha dado el nombre de Ortogneis de Higuera de Llerena (CHACÓN 1974, ÁBALOS 1990, ÁBALOS *et al.* 1990). En dicho sector, AZOR (1994) efectuó dos dataciones de este ortogneis sobre muestras de roca total por el método Rb-Sr, obteniendo edades de 489 ± 10 Ma y 496 ± 14 Ma (Ordovícico Inferior).

2.2.2. Serie Negra (15)

En diversas posiciones dentro del Corredor aparecen bandas de metasedimentos de diversa entidad, constituidos principalmente por esquistos y paragneises, con intercalaciones desde centimétricas hasta decamétricas de cuarcitas grises muy laminadas y, a veces, cuarcitas negras. Habitualmente presentan una fábrica milonítica plano-linear muy desarrollada, y en ocasiones tienen texturas ultramiloníticas.

Los característicos niveles cuarcíticos, y, en particular, las cuarcitas negras, permiten identificar estos tramos como pertenecientes a la Serie Negra (ver apartado 2.1.1).

Los esquistos y paragneises están compuestos esencialmente por cuarzo, feldespatos, moscovita y biotita, apareciendo en ocasiones también granate. Como minerales accesorios presentan turmalina, circón, esfena y opacos.

Los principales afloramientos cartografiados se localizan en torno a la población de Azuaga y al N de ella, en una franja que bordea por el N al Ortogneis de Higuera de Llerena, y en otras bandas de extensión kilométrica y anchura hectométrica que aparecen intercalados en las Anfibolitas de Las Mesas. Como se verá más adelante, existen otras muchas intercalaciones de litologías pertenecientes a la Serie Negra, a menor escala, dentro de las dos siguientes unidades diferenciadas en el Corredor: los Gneises de Azuaga y las Anfibolitas de Las Mesas.

2.2.3. Gneises de Azuaga (16, 17)

Esta unidad, constituida esencialmente por diversos tipos de rocas gneísicas, es una de las más características del Corredor Blastomilonítico. Es equivalente al Tramo de paragneis del Arroyo Argallón de DELGADO-QUESADA (1971).

Aflora principalmente en una banda de 2 a 3 km de anchura que se sitúa a lo largo de la mitad meridional del Corredor. También se han diferenciado otras dos bandas de gneises de menor entidad que aparecen en la parte oriental de la Hoja, y que se encuentran intercaladas en las Anfibolitas de Las Mesas y en la Serie Negra.

Las rocas que componen los Gneises de Azuaga son principalmente paragneises, existiendo también tramos de ortogneises, e intercalaciones de anfibolitas de espesor centimétrico a métrico. Son también relativamente frecuentes las intercalaciones de esquistos y cuarcitas semejantes a los de la Serie Negra, y ocasionalmente pueden observarse niveles calcosilicatados de espesor decimétrico a métrico.

Al igual que ocurre con las otras litologías del Corredor, estas rocas se encuentran intensamente milonitizadas, y presentan habitualmente una fábrica plano-linear muy penetrativa, con la aparición local de bandas ultramiloníticas de diversa entidad (desde centimétricas hasta hectométricas).

Son frecuentes los gneises biotíticos y biotítico-moscovíticos, de grano fino a medio y color grisáceo, habitualmente con porfiroclastos feldespáticos de pequeño tamaño (2-5 mm), aunque también hay niveles con porfiroclastos de tamaño centimétrico, y en ocasiones aparecen porfiroclastos aislados de varios centímetros de diámetro. A veces también presentan granate.

En la cartografía se ha diferenciado un tramo de unos 200 a 300 m de espesor constituido por ortogneises leucocráticos de grano fino (17), que se sitúa aproximadamente en la parte central de los afloramientos de la banda meridional. Este nivel tiene una notable continuidad, y, aunque se encuentra a veces desplazado por fallas, sus afloramientos se extienden a lo largo de todo el Corredor en el ámbito de esta Hoja. Estos ortogneises tienen

como componentes mayoritarios plagioclasa (formando microporfiroclastos) y cuarzo, con algo de moscovita y, en ocasiones, también biotita. Como accesorios presentan circón, esfena, apatito, rutilo y opacos.

AZOR (1994) ha realizado dataciones por el método Rb-Sr sobre roca total a partir de una serie de muestras de ortogneises de esta unidad, tomadas en la sección del arroyo Argallón, obteniendo para ellas una edad de 632 ± 103 Ma (Proterozoico superior).

De acuerdo con las características descritas, puede suponerse que esta unidad se habría originado mediante un proceso de metamorfismo de grado medio a alto en rocas pertenecientes a la Serie Negra, acompañado de la intrusión de numerosos cuerpos graníticos y pegmatíticos, y diques básicos de diverso tamaño. La intensa deformación producida posteriormente por el cizallamiento dúctil habría dado lugar a una homogeneización parcial de los contrastes litológicos existentes.

2.2.4. Anfibolitas de Las Mesas (18)

Inmediatamente al N de la banda meridional de gneises aflora un tramo en el que la litología dominante son las anfibolitas (Tramo de Las Mesas de DELGADO-QUESADA 1971). Se trata por lo general de ortoanfibolitas bandeadas, de grano fino o medio, y a veces granatíferas, siempre con fábrica milonítica plano-linear más o menos desarrollada.

Están compuestas esencialmente por hornblenda (verde o marrón), plagioclasa, y, en ocasiones, también granate. Como componentes accesorios pueden aparecer biotita, esfena, epidota, circón, turmalina y opacos.

Intercalados o alternando con las anfibolitas aparecen gneises moscovítico-biotíticos y anfibólicos, y esquistos. También son características las intercalaciones en algunos tramos de niveles de espesor centimétrico a métrico de gneises leucocráticos feldespáticos de color blanco-rosado, y de grano muy fino, compuestos esencialmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

En la cartografía se aprecia la existencia de varias bandas de anfibolitas aproximadamente paralelas, con espesores de 500 a 1.000 m, separadas por otras más delgadas de gneises (Gneises de Azuaga) y esquistos y cuarcitas (Serie Negra). Los afloramientos se distribuyen desde el N de Azuaga hasta el borde oriental de la Hoja, encontrándose los más representativos en el sector situado entre La Cardenchoza y el Cerro de Las Mesas.

Al N de La Cardenchoza, aflora a lo largo de 1,5 km una estrecha lámina de ortogneises anfibólicos, de espesor métrico, intercalada en la parte central de una de las bandas de anfibolitas. Estos ortogneises, no representados en la cartografía, están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y anfíbol verde-azulado, y presentan como accesorios zoisita, allanita y esfena. Presentan facies glandulares y no glandulares. AZOR (1994) ha realizado análisis de estas rocas, caracterizándolas como intermedias y metalumínicas, con tendencia alcalina; también las ha datado, por el método Rb-Sr sobre roca total, obteniendo una edad de 690 ± 134 Ma.

SCHÄFER (1990) ha datado circones de ortoanfibolitas pertenecientes a esta unidad, por el método U-Pb, obteniendo una edad de $611 + 17/-12$ Ma (Proterozoico superior).

Esta unidad se originó posiblemente a raíz de un proceso de magmatismo básico, que dio lugar a grandes cuerpos intrusivos de gabros, a diques básicos de menor tamaño y, probablemente, también a rocas volcánicas extrusivas, teniendo como encajante principal a las rocas de la Serie Negra.

2.2.5. Formación de la Atalaya (19)

En el borde septentrional del Corredor Blastomilonítico aparece una banda con características algo diferentes a las de las unidades precedentes. Esta unidad, que ha recibido el nombre de Fm. de la Atalaya (CHACÓN 1974, 1979; APALATEGUI *et al.* 1983b), está integrada por esquistos, metareniscas y cuarcitas, con colores grises y marrones, pudiendo presentar intercalados niveles centimétricos a métricos de paragneises moscovítico-biotíticos de grano fino.

También en estas rocas se observan fábricas miloníticas plano-lineares, aunque las orientaciones de las lineaciones no parecen ser coincidentes con las de las otras unidades del Corredor (ver capítulo 4). Además, en algunos afloramientos próximos, situados al NO, dentro de la Hoja de Maguilla, se han podido reconocer varias fases de deformación superpuestas (VILLAR y TOYOS 1997).

En esta unidad se encuentra intruido un cuerpo ortogneísico alargado denominado Ortogneis de las Minillas, que será descrito más adelante, en el capítulo dedicado a las rocas ígneas.

Por el sur, la Fm. de la Atalaya se sitúa en contacto con las Anfibolitas de las Mesas. Aunque no se ha localizado ningún afloramiento en el que se puedan reconocer con claridad las características de dicho límite, en la cartografía se ha marcado como contacto mecánico, por el hecho de que a escala cartográfica se observa una oblicuidad entre las unidades que aparecen a ambos lados y en sus proximidades suelen existir fábricas miloníticas más intensamente desarrolladas; por otra parte, hay que hacer notar que dicho contacto marca también un cambio en los buzamientos de la foliación milonítica (ver corte II-II'-II''), y un salto metamórfico (ver capítulo 5).

La edad de la Fm. de la Atalaya y su posición estratigráfica respecto a las otras unidades del Corredor no se conocen con precisión. La edad radiométrica calculada para el Ortogneis de las Minillas es de 474 Ma (OCHSNER 1993), lo cual implica una edad preordovícica de su encajante.

Algunos autores (DELGADO-QUESADA 1971, CHACÓN 1974, 1979) han correlacionado esta formación con las Capas de El Encinaje y la Fm. de Azuaga, las cuales aparecen al sur del Corredor Blastomilonítico, en la Zona de Ossa-Morena, y presumiblemente corresponden al Cámbrico; sin embargo, a lo largo del presente trabajo no se han encontrado criterios que puedan justificar esta comparación.

2.3. ZONA DE OSSA-MORENA

La mitad suroccidental de la Hoja de Azuaga corresponde a la Zona de Ossa-Morena, y en ella afloran rocas de edad Proterozoico superior-Paleozoico Inferior que han sido deformadas

y metamorizadas en condiciones de grado bajo durante la Orogenia Varisca. La sucesión observada, semejante a la de otros sectores de la Zona de Ossa-Morena (QUESADA *et al.* 1990, LIÑÁN y QUESADA 1990), presenta en la base un complejo vulcano-sedimentario (Grupo Malcocinado) sobre el que se apoya en discordancia un conjunto metasedimentario de edad Cámbrico, compuesto por una Secuencia Detrítica Inferior (Fm. Torreárboles), una Secuencia Carbonatada y una Secuencia Detrítica Superior (Capas de El Encinaje y Fm. de Azuaga).

2.3.1. Grupo Malcocinado (6, 7, 8)

Las rocas que integran esta unidad, a la que ya se ha hecho referencia en el apartado 2.1.2, afloran en el ángulo suroccidental de la Hoja, entre la localidad de Valverde de Llerena y el río Sotillo, dando lugar a una estructura anticlinal relativamente abierta (ver corte II-II'-II'').

El Grupo Malcocinado presenta en este sector, como se verá, una mayor variabilidad litológica que en el correspondiente al Dominio de Obejo-Valsequillo, al NE del Corredor Blastomilonítico. En la cartografía se han diferenciado tres unidades litológicas, que se describen a continuación.

2.3.1.1. Metavulcanitas (6)

La mayor parte de los afloramientos del Grupo Malcocinado consisten en metavulcanitas de tonos gris-verdosos, a veces con textura microporfídica. Deben corresponder principalmente a lavas dacíticas y andesíticas, y a rocas volcanoclásticas de composición similar. También hay intercalaciones menos frecuentes, de espesor métrico, de metariolitas y tobas ácidas, y de pizarras gris-oscuras (metacineritas ?).

No se observa el muro de este tramo, para el que se puede deducir un espesor mínimo de 1.500 m.

2.3.1.2. Tonalita de Ahillones (7)

Intruidos en las metavulcanitas del Grupo Malcocinado aparecen varios cuerpos de granitoides, algunos de ellos de reducido tamaño. En la cartografía se han representado los tres más importantes, que se sitúan al NO y al SE de Valverde de Llerena. El más occidental constituye una prolongación de otros afloramientos más extensos situados en la Hoja colindante de Llerena, al oeste y al sur de la población de Ahillones (ROSSO DE LUNA y HERNÁNDEZ PACHECO 1956, APALATEGUI *et al.* 1983a).

La facies habitual en estos granitoides es una tonalita de grano fino a medio, con escasa biotita y anfíbol.

Suelen presentar una foliación planar, que es subparalela a la que se observa en el encajante.

SCHÄFER (1990) ha datado circones del Macizo de Ahillones por el método U-Pb, obteniendo una edad de 585 ± 5 Ma (Vendiense), la cual es coherente con el rango de edades estimado para el Grupo Malcocinado (ver apartado 2.1.2).

2.3.1.3. Conglomerado de Sotillo (8)

Hacia el techo de las metavulcanitas, e interdigitados con ellas, presentando generalmente contactos graduales, aparecen unos niveles conglomeráticos, que fueron descritos primero por McPHERSON (1879), y posteriormente por FRICKE (1941), quien estableció la denominación de Conglomerado de Sotillo. Al SE de Valverde de Llerena, estos conglomerados se encuentran en contacto con uno de los afloramientos de la Tonalita de Ahillones; aunque el contacto en sí no llega a aflorar con claridad, se supone que es discordante, por el hecho de que en el conglomerado existen cantos de dicha facies granítica.

Se trata de conglomerados con cantos elipsoidales redondeados y, en algunos casos, angulosos, con textura generalmente flotante y, localmente, clastosoportada. El tamaño de los cantos es desde centimétrico hasta decimétrico, y su naturaleza es variable, tratándose

en su mayor parte de litologías semejantes a las de las otras unidades litológicas del Grupo Malcocinado: metavulcanitas y granitoides del tipo de la Tonalita de Ahillones; también pueden aparecer fragmentos de pizarras y cuarcitas.

La geometría elipsoidal de estos cantos se debe, en parte, a la deformación que han sufrido, presentando también con frecuencia fracturas.

La matriz en la que se encuentran inmersos los cantos es grauváquica, y suele contener una importante componente volcánica.

Aunque el espesor de estos conglomerados presenta notables variaciones laterales, se estima que pueden llegar a alcanzar los 500 m de potencia.

2.3.2. Formación Torreárboles (9)

Esta formación, que constituye la unidad basal del Cámbrico (Secuencia Detrítica Inferior de VEGAS 1971 y EGUÍLUZ *et al.* 1997), fue definida por LIÑÁN (1978) en la Sierra de Córdoba.

Aunque en otros sectores de la Zona de Ossa-Morena se encuentra más desarrollada y con dos miembros bien diferenciados, en el ámbito de esta Hoja posee escaso espesor (25 m como máximo) y se adelgaza lateralmente hacia el N hasta desaparecer. Sus afloramientos aparecen junto al borde meridional de la Hoja, a lo largo de casi 1,5 km, en contacto ligeramente discordante sobre los conglomerados y metavulcanitas del Grupo Malcocinado.

Está compuesta por metarcosas y metagrauvas arcósicas de grano muy fino a fino, de colores grises y gris-claros, y con aspecto masivo. Como minerales principales presentan cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y fengita, y como accesorios, circón, turmalina, esfena y opacos.

Su edad, establecida a partir de las asociaciones de icnofósiles que contiene (FEDONKIN *et al.* 1983, LIÑÁN 1984) y de su posición estratigráfica bajo la Secuencia Carbonatada,

corresponde al Cámbrico Inferior más bajo, y se supone que la discordancia sobre el Grupo Malcocinado marca el límite Proterozoico-Paleozoico.

2.3.3. Secuencia Carbonatada (10)

En contacto concordante sobre la Fm. Torreárboles, o, cuando ésta falta, en discordancia sobre el Grupo Malcocinado, se encuentra una unidad integrada por pizarras gris-verdosas y marrones, con intercalaciones de espesor métrico de calizas grises y blancas, y, localmente, de algunas capas de areniscas.

La potencia de esta unidad parece ser de unos 300 m en el sector situado al E de Valverde de Llerena. Más hacia el SE, aparece una falla (Falla de Malcocinado) limitándola por el E, de modo que no se llega a observar su techo, pero sí puede calcularse un espesor mínimo de 1.000 m en el borde meridional de la Hoja.

Al N de Valverde de Llerena afloran también calizas pertenecientes a esta unidad formando una estrecha banda, limitada por contactos mecánicos, que aparece a lo largo de casi 2 km del trazado de la ya mencionada Falla de Malcocinado.

En la Sierra de Córdoba, esta Secuencia Carbonatada ha recibido la denominación de Fm. Pedroche (LIÑÁN 1978), y su contenido en trilobites, arqueociátidos y braquiópodos permite datarla como Cámbrico Inferior (LIÑÁN *op. cit.*, LIÑÁN y PEREJÓN 1981, LIÑÁN *et al.* 1981, PEREJÓN 1984, LIÑÁN y QUESADA 1990).

2.3.4. Capas de El Encinalejo (11)

Al E de los afloramientos de la Secuencia Carbonatada se encuentran los tramos basales de la Secuencia Detrítica Superior (VEGAS 1971, EGUÍLUZ *et al.* 1997), que han recibido el nombre de Capas de El Encinalejo (Tramo de El Encinalejo de DELGADO-QUESADA 1971).

Esta unidad está constituida por pizarras grises y gris-oscuros en las que se intercalan tramos de potencia decamétrica de cuarcitas y metarcosas gris-claras y marrones.

Las pizarras son muy semejantes a las que aparecen en la Fm. de Azuaga, y APALATEGUI *et al.* (1985a) citan la presencia en ellas de intercalaciones de carácter volcanoclástico (tobas ácidas a intermedias) y de algún nivel calcosilicatado.

Las cuarcitas y metarcosas se presentan en capas centimétricas a decimétricas, y en ellas se pueden observar en ocasiones granoselección positiva, y laminación y estratificación cruzadas. Poseen escasa matriz y se componen principalmente de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, fengita y moscovita detrítica, con opacos, apatito y turmalina como accesorios.

En el sector situado al E de Valverde de Llerena, el contacto con la Secuencia Carbonatada parece ser gradual, mientras que, más hacia el SE, es claramente mecánico (Falla de Malcocinado).

El techo de esta formación no llega a aparecer en la Hoja, al quedar sus afloramientos cortados hacia el NE por una falla (Falla de Ahillones), de modo que la potencia máxima que se observa es de unos 1.000 m.

No existen por el momento datos sobre la edad de esta unidad, aunque, si se admite su posición estratigráfica a techo de la Secuencia Carbonatada y en tránsito gradual con ella, puede suponerse que correspondería también al Cámbrico Inferior.

2.3.5. Formación de Azuaga (12, 13)

Los afloramientos de las unidades de la Zona de Ossa-Morena descritas hasta el momento quedan limitadas hacia el NE por la Falla de Ahillones, de dirección NO-SE, que tiene una componente principal de desplazamiento en la horizontal, con sentido sinistral. Entre dicha falla y la Falla de Azuaga se encuentra una amplia banda en la que aflora una sucesión relativamente monótona de pizarras y filitas a la que se ha denominado Fm. de Azuaga (DELGADO-QUESADA 1971).

La estructura interna de esta banda está definida por grandes pliegues de plano axial subvertical y ejes subhorizontales con dirección NNO-SSE, siendo semejante en cuanto a sus rasgos principales, a la que se observa al SO de la falla anteriormente citada (ver corte geológico II-II'-II''). En líneas generales, se aprecia la existencia de un gran sinclinal cuya traza se sitúa al SO de Azuaga, y de otros pliegues de orden inferior que aparecen hacia el E (corte I-I') y el O (corte III-III').

De acuerdo con la estructura reflejada en los cortes, el espesor mínimo de la Fm. de Azuaga se puede estimar en unos 6.000 m. Su techo no estaría expuesto, a causa de la erosión, y su muro, aunque no es observable dentro de la Hoja, sí puede ser reconocido algo más al sur, en la Hoja de Guadalcanal (APALATEGUI *et al.* 1985b), donde se encuentra en contacto gradual sobre las Capas de El Encinalejo.

Las litologías que componen esta potente sucesión son predominantemente lutíticas (pizarras y filitas grisáceas), aunque existen también algunos tramos en los que éstas alternan con metareniscas en capas de espesor centimétrico, y tramos en los que dominan las areniscas (menos frecuentes). Las pizarras y filitas presentan tramos masivos, en los que no es posible reconocer la estratificación, y otros con abundantes laminaciones arenosas.

Las pizarras y filitas están compuestas habitualmente por cuarzo, moscovita, biotita y, en ocasiones, clorita, con circón, turmalina, esfena y opacos como minerales accesorios. Suelen presentar textura lepidoblástica o granolepidoblástica.

Las metareniscas son con frecuencia metarcosas de grano muy fino, con cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita como componentes principales, y con circón, turmalina, esfena, apatito y opacos como accesorios. La textura suele ser granolepidoblástica.

También aparecen una serie de intercalaciones de metavulcanitas básicas (13), algunas de las cuales se han representado en la cartografía. Tienen espesores desde centimétricos hasta decamétricos, y continuidad lateral generalmente hectométrica. Se encuentran principalmente en la parte centro-meridional de la Hoja.

Hay otras variaciones en los tipos de roca que componen esta formación que no son debidas a distintas litologías originales sino al distinto grado metamórfico. De este modo, en algunos sectores se observa en las pizarras y filitas un característico moteado producido por la presencia de pequeños blastos de biotita. En sectores más restringidos, que se sitúan fundamentalmente en el ángulo suroriental de la Hoja, inmediatamente al S de la Falla de Azuaga, aparecen también blastos de granate, y se produce a la vez un crecimiento progresivo de los minerales micáceos, de modo que las filitas pasan gradualmente a ser micaesquistos. Estos micaesquistos han llegado incluso a ser identificados en trabajos previos como pertenecientes a otra unidad distinta (Micaesquistos de La Albariza de DELGADO-QUESADA 1971, APALATEGUI *et al.* 1985a).

BORRERO *et al.* (1984) realizaron un estudio bastante detallado de las facies presentes en esta sucesión metasedimentaria, que, con ligeras modificaciones, ha sido sintetizada por APALATEGUI *et al.* (1985a). Estos autores llegan a diferenciar cinco miembros dentro de la Formación, reconociendo en ellos (principalmente en las capas arenosas) distintos tipos de estructuras sedimentarias, como granoselección positiva, laminación paralela, laminación *flaser*, laminación cruzada producida por *ripples* de corriente y de oscilación, estratificación cruzada de tipo *hummocky*, bioturbación y huellas orgánicas.

El medio sedimentario en el que se han producido estos depósitos sería, probablemente, una plataforma abierta dominada por tormentas, y el importante espesor que presentan denota una notable subsidencia de la cuenca.

Aunque se han citado algunos tipos de huellas fósiles en la Fm. de Azuaga, como *Planolites* sp. y *Cochlichnus* sp. (QUESADA *et al.* 1990), no existen aún datos suficientes para poder delimitar su edad con precisión, y, en particular, para determinar con seguridad si corresponde al Proterozoico superior, como han supuesto diversos autores, o al Paleozoico. Si la interpretación que aquí se ha hecho de su posición estratigráfica es correcta, podría correlacionarse, conjuntamente con las Capas de El Encinaje, con otras formaciones siliciclásticas de la Zona de Ossa-Morena, como la Fm. de Los Villares (LIÑÁN 1978), cuya edad es Cámbrico Inferior-Medio. Esta correlación ha sido ya propuesta anteriormente por AZOR (1994).

2.4. CARBONÍFERO

Los depósitos de esta edad se encuentran discordantes sobre rocas del Proterozoico o Paleozoico, son anquimetamórficos y poseen menor deformación que su sustrato.

Se distribuyen en dos sectores situados al N y al S del Corredor Blastomilonítico, que corresponden respectivamente al extremo occidental de la Cuenca del Guadiato y a la Cuenca de Berlanga.

2.4.1. Cuenca de Berlanga (22, 23)

Los afloramientos que forman la Cuenca Carbonífera de Berlanga (PÉREZ GARCÍA y TALENS 1971) se encuentran en dos bandas de dirección ONO-ESE que aparecen inmediatamente al S de la Falla de Azuaga, en las inmediaciones de Berlanga, limitadas por fracturas y con un estrecho afloramiento perteneciente a la Fm. de Azuaga entre ambas. Estas dos bandas se prolongan hacia el NO, apareciendo también en las Hojas de Llerena y Usagre (APALATEGUI *et al.* 1983a, 1983b), y la más meridional se extiende también hasta el SO de Azuaga, quedando en parte de su trazado recubierta por depósitos del Terciario.

Las litologías que constituyen estos afloramientos son principalmente lutitas (22) de color gris-oscuro a gris-verdoso, en capas centimétricas, en las que a veces se intercalan capas centimétricas a métricas de areniscas y conglomerados. También hay tramos potentes de conglomerados (23), que se han diferenciado en la cartografía, los cuales se acuñan o interdigitan con las lutitas hacia el NO.

En las lutitas pueden observarse en ocasiones restos de vegetales flotados.

Los conglomerados tienen textura clastosoportada, con cantos heterométricos (desde gravas a bloques), angulosos a subredondeados, y principalmente de naturaleza silíceo (cuarzitas) o pizarrosa (fragmentos de la Fm. de Azuaga). La matriz es arenoso-limosa.

Al N del cementerio de Berlanga, en la parte más próxima a la Falla de Azuaga, que se supone que corresponde a la parte más alta de la sucesión observable, afloran algunas

intercalaciones lenticulares de calizas bioclásticas (*grainstones*) con fragmentos de crinoideos, cuyo espesor es de orden decimétrico a métrico.

No es posible determinar con exactitud el espesor de estos depósitos, ya que no es visible su contacto inferior, discordante sobre la Fm. de Azuaga, y tampoco está claro si los afloramientos de las dos bandas corresponden a distintos tramos o son en parte equivalentes. La potencia mínima que puede estimarse es de 800 m.

En estas litologías se han localizado abundantes vegetales fósiles (*Adiantites* sp. y *Lepidodendron losseni*) que indican una edad Viseense (WAGNER y BROUTIN 1983, APALATEGUI *et al.* 1985a). En los niveles superiores, de carácter marino, aparecen crinoideos, braquiópodos, bivalvos y gasterópodos, que corresponderían al Viseense superior (QUESADA 1983).

2.4.2. Cuenca del Guadiato (24, 25)

En el ángulo nororiental de la Hoja, entre las poblaciones de Granja de Torrehermosa y Cuenca, existen algunos reducidos afloramientos dispersos de rocas carboníferas que aparecen rodeados en su mayor parte por depósitos del Terciario y Cuaternario. Se trata de litologías pertenecientes a la Cuenca del Guadiato, cuyos principales afloramientos se encuentran más hacia el E, en las Hojas de Peñarroya-Pueblonuevo y Espiel. Concretamente, se correlacionarían con la Banda Intermedia o Central de dicha Cuenca (PÉREZ-LORENTE 1979, QUESADA 1983, APALATEGUI *et al.* 1985c, TOYOS y VILLAR 1997).

Los tres afloramientos que se han representado en la cartografía presentan distintas litologías: areniscas, lutitas, conglomerados (24), y calizas (25).

En las inmediaciones de Cuenca aparecen conglomerados de matriz arenosa, con cantos procedentes de rocas cuarcíticas y pizarrosas.

Al NE de Granja de Torrehermosa, en una serie de excavaciones actualmente anegadas de agua, afloran areniscas (grauvacas y subgrauvacas) blancas y rosadas, de grano medio, alternando con lutitas bandeadas de tonos grises y rojos.

Al este de granja de Torrehermosa, y en contacto mecánico al S con la Serie Negra y el Grupo Malcocinado, aparecen calizas grises bioclásticas, con nódulos de chert, e intensa fisuración con relleno de calcita. En ellas se reconocen fragmentos de crinoideos, equinodermos, bivalvos y braquiópodos.

La edad que se atribuye a estos tramos en zonas más orientales de la Cuenca del Guadiato, a partir de su contenido faunístico, es Viseense superior (QUESADA 1983).

2.5. Terciario (26)

Ocupando una buena parte del borde septentrional de la Hoja, y extendiéndose por el cuadrante noroccidental, aparece un extenso depósito recubriendo al resto de litologías hasta ahora descritas. Está constituido fundamentalmente por arcillas, frecuentemente rojizas, que localmente pueden englobar gravas y cantos redondeados de naturaleza cuarcítica. En el sector noroccidental de la Hoja también presenta costras calcáreas hacia la parte superior, originadas por procesos edáficos.

La base de estos depósitos se sitúa habitualmente en torno a los 590 m de altitud, y constituye una superficie de erosión con un paleorrelieve muy suave (penillanura). El espesor que tienen es relativamente reducido (entre 1 y 10 m), de modo que en algunos puntos aparecen en medio de ellos asomos de las rocas del sustrato.

Aunque se desconoce su edad, criterios geomorfológicos y paleoclimáticos inducen a pensar que pueden corresponder al intervalo Mioceno-Plioceno.

2.6. CUATERNARIO

Los depósitos más recientes que aparecen en la Hoja, relacionados con procesos sedimentarios actuales, se han agrupado en tres tipos principales que se describen a continuación.

2.6.1. Depósitos de charca (27)

Sobre los sedimentos del Terciario se originan localmente depresiones de forma aproximadamente elíptica que dan lugar a la aparición de charcas o lagunas de carácter estacional. En ellas se producen depósitos de limos y arcillas de muy poco espesor, pero que por su extensión y su expresión geomorfológica, han sido diferenciados en la cartografía. Se sitúan al N de Azuaga, próximos al borde septentrional de la Hoja.

2.6.2. Depósitos aluviales y coluviales (28)

Con esta denominación se han agrupado los depósitos acumulados en fondos de valle y llanuras aluviales, que, en general, tienen escaso desarrollo. Están formados habitualmente por cantos, gravas, arenas y limos.

2.6.3. Escombreras (29)

Aunque son frecuentes, estos depósitos antrópicos originados en relación con las antiguas actividades mineras tienen generalmente poca entidad, de modo que en la cartografía sólo se ha representado uno de ellos, de mayores dimensiones, situado al oeste de Azuaga.

3. ROCAS ÍGNEAS

En este capítulo se describirán los distintos tipos de rocas ígneas que aparecen en la Hoja, exceptuando aquellos a los que ya se ha hecho referencia expresa en el capítulo anterior por aparecer directamente vinculados a otras unidades litoestratigráficas.

Los afloramientos de rocas graníticas corresponden a dos macizos distintos, uno de edad prevarisca, muy deformado (Ortogneis de Las Minillas), y otro varisco (Granito de Cañada del Gamo).

Hay también algunas serpentinitas, que aparecen fundamentalmente en relación con la Falla de Azuaga, y un conjunto de diques de carácter ácido (pórfidos graníticos) y básico (doleritas).

3.1. ORTOGNEIS DE LAS MINILLAS (1)

El Ortogneis de Las Minillas (DELGADO-QUESADA 1971) constituye un granitoide gneisificado de geometría alargada que aparece intruido en las rocas metasedimentarias de la parte N del Corredor Blastomilonítico (Fm. de la Atalaya). Sus afloramientos se extienden desde el SO de Granja de Torrehermosa hasta el límite oriental de la Hoja, prolongándose algo más hacia el E en la Hoja de Peñarroya-Pueblonuevo.

Presenta una facies bastante homogénea que consiste en un ortogneis biotítico glandular, con abundantes porfiroclastos de feldespato potásico blancos o rosados cuyo tamaño suele ser de 0,5 a 1 cm. En los bordes se observa a veces una disminución del tamaño de los porfiroclastos, desapareciendo la textura glandular.

Muestra siempre una fábrica milonítica plano-linear muy marcada. La foliación aparece definida por láminas cuarzofeldespáticas y micáceas de espesor milimétrico, con morfología ondulada, desarrollándose con frecuencia bandas de cizalla de tipo C' (BERTHÉ *et al.* 1979) sinistralas.

Los contactos con el encajante son siempre netos y concordantes respecto a la fábrica principal de éste. La foliación en el ortogneis es habitualmente subparalela a los contactos, en general con fuerte buzamiento hacia el SO; sin embargo, en las partes internas del extremo occidental del macizo adquiere una orientación anómala, con dirección SO-NE, lo cual podría deberse a una rotación producida durante el cizallamiento sinistral.

Próximos al contacto aparecen en ocasiones enclaves laminares del encajante, y en el sector situado al S de Granja de Torrehermosa aflora un megaenclave de 20 a 30 m de espesor y unos 2 km de longitud.

Este ortogneis ha sido datado por SHÄFER a partir de monocristales de circón, por el método SHRIMP, siendo la edad calculada para él de 474 Ma (OCHSNER 1993).

Las características del Ortogneis de Las Minillas son muy semejantes a las de otro macizo situado más a NO, en las Hojas de Hornachos y Usagre, denominado Ortogneis de Ribera del Fresno (CHACÓN 1979, CHACÓN *et al.* 1980), que también se encuentra intruido en rocas de la Fm. de la Atalaya, y para el que igualmente se ha calculado una edad del Ordovícico Inferior (OCHSNER *op. cit.*).

3.2. SERPENTINITAS (2)

Se han cartografiado dos afloramientos de este tipo de litologías, situados uno al norte de Berlanga, y otro al oeste de Azuaga. Se trata de cuerpos lenticulares, de hasta varias decenas de metros de espesor y longitud hectométrica a kilométrica, que aparecen en relación con la Falla de Azuaga.

Las rocas que los forman son de colores verde-oscuros y están constituidas esencialmente por minerales del grupo de la serpentina y opacos. Con frecuencia se encuentran muy brechificadas. A veces pueden reconocerse al microscopio relictos de olivino serpentinizados.

Se supone que originalmente serían rocas ultrabásicas, aunque no está claro si fueron intruidas en su posición actual o han sido transportadas tectónicamente.

3.3. GRANITO DE CAÑADA DEL GAMO (3)

Junto al borde oriental de la Hoja, próximo a la cabecera del río Zújar, aflora un granitoide limitado al N por un contacto mecánico y presentando al SO un contacto intrusivo con el Ortogneis de Las Minillas.

Es un granito de grano medio, equigranular, compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita-oligoclasa) y algo de biotita. Como minerales accesorios presenta circón, apatito, esfena y opacos. Son frecuentes los intercrecimientos cuarzo-feldespato (textura granofírica). No presenta deformación apreciable a escala microscópica.

Este reducido afloramiento constituye el extremo occidental de otros más extensos que aparecen hacia el SE, en la Hoja de Peñarroya-Pueblonuevo, todos ellos con una facies más o menos semejante (Granito de Cañada del Gamo, APALATEGUI *et al.* 1985c, DELGADO-QUESADA *et al.* 1985, TOYOS y VILLAR 1997). Dichos granitoides forman parte de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada (DELGADO-QUESADA *et al. op. cit.*, PASCUAL y PÉREZ-LORENTE 1975, 1987).

3.4. DIQUES ÁCIDOS (4)

En el ámbito de la Hoja, e intruidos en las distintas unidades del Proterozoico y Paleozoico, aparecen diversos diques (ácidos y básicos) que se encuentran también relacionados con la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, en cuyo extremo noroccidental nos encontramos. Son más abundantes en la mitad oriental de la Hoja, y sus orientaciones coinciden con las principales direcciones de fracturación variscas. Tienen, en general, espesores de orden métrico a decamétrico y desarrollo longitudinal hectométrico, y en ocasiones aparecen intruidos en zonas de falla. En la cartografía sólo se han representado los más importantes.

Los diques ácidos están constituidos habitualmente por granitos y microgranitos con textura porfídica. Tienen pequeños fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico, y,

a veces, también de cuarzo y biotita; y una matriz de grano muy fino compuesta por cuarzo, feldespatos y biotita.

En la falla que limita por el sur la banda más septentrional de la Cuenca Carbonífera de Berlanga aparece también un dique granítico muy brechificado, con una potencia de varias decenas de metros y unos 4,5 km de longitud. Está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, moscovita, biotita (muy cloritizada) y sombras de plagioclasa totalmente sericitizadas.

3.5. DIQUES DE DOLERITAS (5)

Este segundo grupo de diques está integrado por rocas de composición gabroidea, con textura intergranular u ofítica, cuyos minerales principales son plagioclasa (parcialmente sericitizada), clinopiroxeno (parcialmente cloritizado) y biotita. Como accesorios presentan apatito, esfena, cuarzo y opacos.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1. RASGOS GENERALES DE LA ESTRUCTURA

Como ya se ha explicado en el apartado 1.2, en el ámbito de la Hoja de Azuaga aparecen tres dominios geológicos (el borde S de la Zona Centro-Ibérica, el borde N de la Zona de Ossa-Morena y el Corredor Blastomilonítico) cuyas características denotan distintas evoluciones en cuanto a los procesos de deformación y metamorfismo acaecidos durante la Orogenia Varisca, que son los que han configurado los principales rasgos estructurales de esta región.

El límite entre las zonas Centro-Ibérica y de Ossa-Morena es considerado como una zona de debilidad cortical que durante la Orogenia Varisca actuó como una zona de cizalla transcurrente sinistral (Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba), actualmente reconocible a lo largo de 400 km, entre las poblaciones de Tomar (Portugal) y Córdoba (BURG *et al.* 1981, ÁBALOS 1990, ÁBALOS y EGUÍLUZ 1991). Para esta zona de cizalla se ha estimado un desplazamiento relativo mínimo de 200-300 km (ÁBALOS 1990, ÁBALOS y EGUÍLUZ 1990).

En la parte central de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba se encuentra el Corredor Blastomilonítico (BLADIER y LAURENT 1974, BURG *et al. op. cit.*, ÁBALOS *op. cit.*, ÁBALOS y EGUÍLUZ *op. cit.*), formado por una estrecha banda de rocas intensamente deformadas (milonitas y ultramilonitas), que ha acomodado la mayor parte de la deformación dúctil y los desplazamientos producidos durante el cizallamiento transcurrente.

El Corredor Blastomilonítico ha sido interpretado por algunos autores como una zona de sutura de la Cadena Varisca (BURG *et al. op. cit.*, MATTE 1986, 1991), mientras que para otros constituiría una sutura producida en la Orogenia Cadomiense y reactivada posteriormente durante la Orogenia Varisca (ÁBALOS 1990, 1992, ÁBALOS y EGUÍLUZ 1991, ÁBALOS *et al.* 1991, QUESADA 1991). Es precisamente en torno a la importancia y la atribución de eventos tectonometamórficos a la Orogenia Cadomiense donde se centran actualmente las principales discusiones relativas a este sector del Macizo Ibérico.

En cualquier caso, es preciso resaltar que el Corredor Blastomilonítico marca el límite entre dos dominios en los que las estructuras variscas presentan vergencias opuestas (hacia el NE en la parte meridional de la Zona Centro-Ibérica y hacia el SO en la Zona de Ossa-Morena).

Por otra parte, la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba se extiende más allá de los límites del Corredor, afectando en las proximidades de éste tanto a la Zona Centro-Ibérica como a la de Ossa-Morena, principalmente con el desarrollo de un sistema de fallas producidas durante los últimos episodios de cizallamiento sinistral en condiciones frágiles.

Al igual que se hizo en la descripción de la estratigrafía, se hará referencia ahora por separado a la estructura de cada dominio, tratando a la vez de establecer las relaciones existentes entre ellos.

4.2. ZONA CENTRO-IBÉRICA (DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO)

Son escasos los datos estructurales que pueden extraerse del sector de la Hoja correspondiente a este dominio.

Las rocas de la Serie Negra y del Grupo Malcocinado presentan una deformación bastante intensa, con una foliación principal penetrativa, generalmente de tipo milonítico, que suele ser subparalela a la S_0 , y aparece en posición subvertical o con fuerte buzamiento hacia el SO.

Localmente se puede observar la presencia de una foliación espaciada, subordinada a la principal y formando un ángulo bajo con ella, constituida por superficies de cizalla sinistral (planos C).

Al microscopio puede verse en algunas muestras que la foliación principal está sobrepuesta a otra anterior, que localmente aparece crenulada.

No se observan estructuras a escala cartográfica, y únicamente se han visto algunos pliegues menores en una trinchera del antiguo trazado del ferrocarril al NE de la estación

de La Coronada (ya en la Hoja de Peñarroya-Pueblonuevo). Se trata de pliegues muy apretados, con asimetría variable, y con charnelas onduladas que buzcan entre 25° y 60° al SE, presentando la foliación principal en posición de plano axial.

Más hacia el este, dentro de la citada Hoja de Peñarroya-Pueblonuevo, hay afloramientos en los que se puede ver también una lineación mineral sobre las superficies de la foliación principal, con buzamientos hacia el S y el SE (TOYOS y VILLAR 1997).

A partir de estas observaciones, puede deducirse la existencia de al menos dos fases de deformación en las rocas de este dominio, estando la segunda de ellas probablemente en relación con un cizallamiento dúctil para el que se supone un sentido de desplazamiento de techo hacia el SE (sinistral-directo).

4.3. CORREDOR BLASTOMILONÍTICO

La estructura interna de esta unidad se caracteriza por la presencia generalizada de fábricas miloníticas producidas por un cizallamiento dúctil transcurrente con sentido sinistral. Esta deformación por cizalla tuvo lugar durante la Orogenia Varisca, y se desarrolló en condiciones desde mesozonales hasta epizonales, produciéndose una retrogradación progresiva en las rocas afectadas por ella.

Algunos autores han propuesto una evolución poliorogénica para esta unidad (ÁBALOS 1990, ÁBALOS y EGUÍLUZ 1991, ÁBALOS *et al.* 1991), que básicamente supondría la existencia de una estructura previa a la deformación varisca, generada en el Proterozoico terminal (Orogenia Cadomiense), y consistente en un apilamiento de láminas cabalgantes hacia el S, cada una de ellas con una historia tectonometamórfica diferente.

En el área estudiada, la intensidad de la deformación por cizalla varisca dificulta el reconocimiento de estructuras anteriores, que, de existir, habrían quedado casi totalmente obliteradas por la milonitización. Por lo tanto, como más adelante se verá, sólo pueden apuntarse algunas conjeturas acerca de la evolución de estas rocas durante la Orogenia Cadomiense.

Como ya se ha indicado, la estructura más patente en todo el Corredor es una fábrica milonítica, plano-linear, desarrollada en todo tipo de litologías. Ocasionalmente pueden observarse también fábricas puramente lineares.

Puesto que existen algunas diferencias en cuanto a las estructuras presentes en las rocas de la mitad meridional del Corredor (Ortogneis de Higuera de Llerena, Serie Negra, Gneises de Azuaga y Anfibolitas de Las Mesas) y las que ocupan la parte N (Fm. de La Atalaya y Ortogneis de Las Minillas), se describirán ambos sectores por separado.

En el sector o subunidad meridional del Corredor, la foliación milonítica aparece a escala macroscópica como una anisotropía planar muy penetrativa, que en muchos casos va acompañada de un bandeo composicional. Sobre ella puede observarse una lineación mineral, más o menos marcada, que define la dirección de máximo estiramiento. Localmente se pueden apreciar también bandas de cizalla de tipo C' (BERTHÉ *et al.* 1979) con sentido de desplazamiento sinistral.

Al microscopio, se pueden observar texturas desde protomiloníticas hasta ultramiloníticas. Generalmente la foliación presenta una geometría más o menos anastomosada, definida por cintas o *ribbons* de cuarzo, micas orientadas, o alternancias de bandas cuarzofeldespáticas y micáceas. A veces se encuentra afectada por las mencionadas bandas de cizalla C' . Suelen aparecer también, en proporción variable, porfiroclastos feldespáticos redondeados y "peces" de mica (LISTER y SNOKE 1984).

En este sector meridional, la foliación presenta normalmente buzamientos entre 60° y 80° hacia el NE, y la lineación mineral tiende a disponerse en posición subhorizontal, con ligera inmersión hacia el NO (ver fig. 4.1).

No aparecen pliegues a escala cartográfica relacionados con el episodio de cizalla dúctil transcurrente, pero sí se observan con cierta frecuencia pliegues a pequeña escala, que suelen ser especialmente abundantes en la banda de ortogneises leucocráticos de grano fino. Se trata de pliegues apretados a isoclinales, con una orientación de los ejes variable desde casi horizontal hasta próxima a la vertical (ver fig. 4.2). Suelen ser pliegues asimétricos, que cuando tienen ejes de tendencia vertical presentan asimetría de tipo S. En ocasiones doblan a la foliación y desarrollan una nueva foliación de plano axial; otras veces

son pliegues intrafoliares. Ambos tipos de pliegues pueden ser generados durante un mismo proceso de deformación por cizalla.

Entre los elementos estructurales que habitualmente son utilizados como criterios cinemáticos para determinar el sentido de cizalla (HANMER y PASSCHIER 1991), pueden verse en este sector fábricas S-C', estructuras de rotación inversa, porfiroclastos alados de tipo σ , y pliegues con asimetría de tipo S. Todos ellos suelen indicar de modo coherente un sentido de desplazamiento sinistral, que, de acuerdo con la posición espacial de la foliación milonítica y la lineación de estiramiento, supondría un movimiento esencialmente transcurrente, con ligera tendencia al hundimiento del bloque NE.

En la parte N del Corredor, las dos litologías presentes (la Fm. de La Atalaya y el Ortogneis de Las Minillas) poseen también foliaciones de tipo milonítico. En contraposición al anterior, en este sector la foliación se encuentra verticalizada o con fuerte buzamiento al SO. El Ortogneis de Las Minillas presenta una fábrica plano-linear semejante, en parte, a la de otros ortogneises de la mitad S del Corredor, con lineaciones subhorizontales. Sin embargo, en su encajante (la Fm. de La Atalaya) las lineaciones poseen orientaciones y buzamientos variables.

Además, en las rocas de la Fm. de La Atalaya se puede reconocer al microscopio la existencia de una foliación anterior a la foliación milonítica, que en gran parte se encuentra obliterada por ésta.

En afloramientos de la Fm. de La Atalaya situados en la prolongación noroccidental del Corredor, dentro de la Hoja de Maguilla y al SO de dicha población, se pueden reconocer también con claridad al menos dos generaciones de pliegues a pequeña escala (VILLAR y TOYOS 1997). Los más antiguos (más difícilmente observables) son de tendencia isoclinal, mientras que los segundos son apretados, con charnelas onduladas que buzan ligeramente al NO, y con la foliación principal milonítica en posición de plano axial. En algunos puntos se pueden ver también dos lineaciones superpuestas, una buzando al NO y otra al SE.

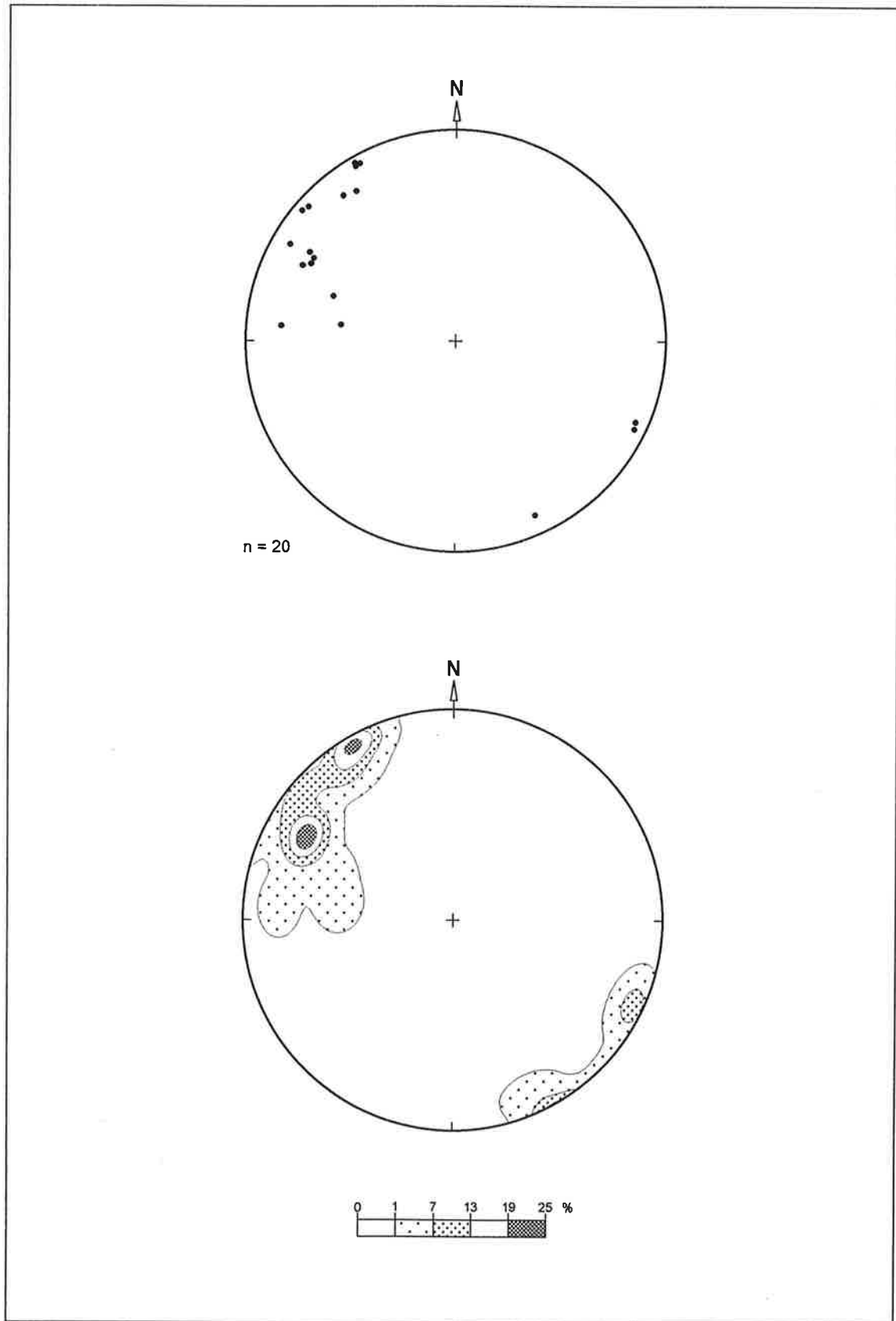


Fig 4.1.- Disposición de la lineación mineral en la subunidad meridional del Corredor Blastomilonítico. Proyección de polos y diagrama de densidad (proyecc. equiareal, hemisf. inf.).

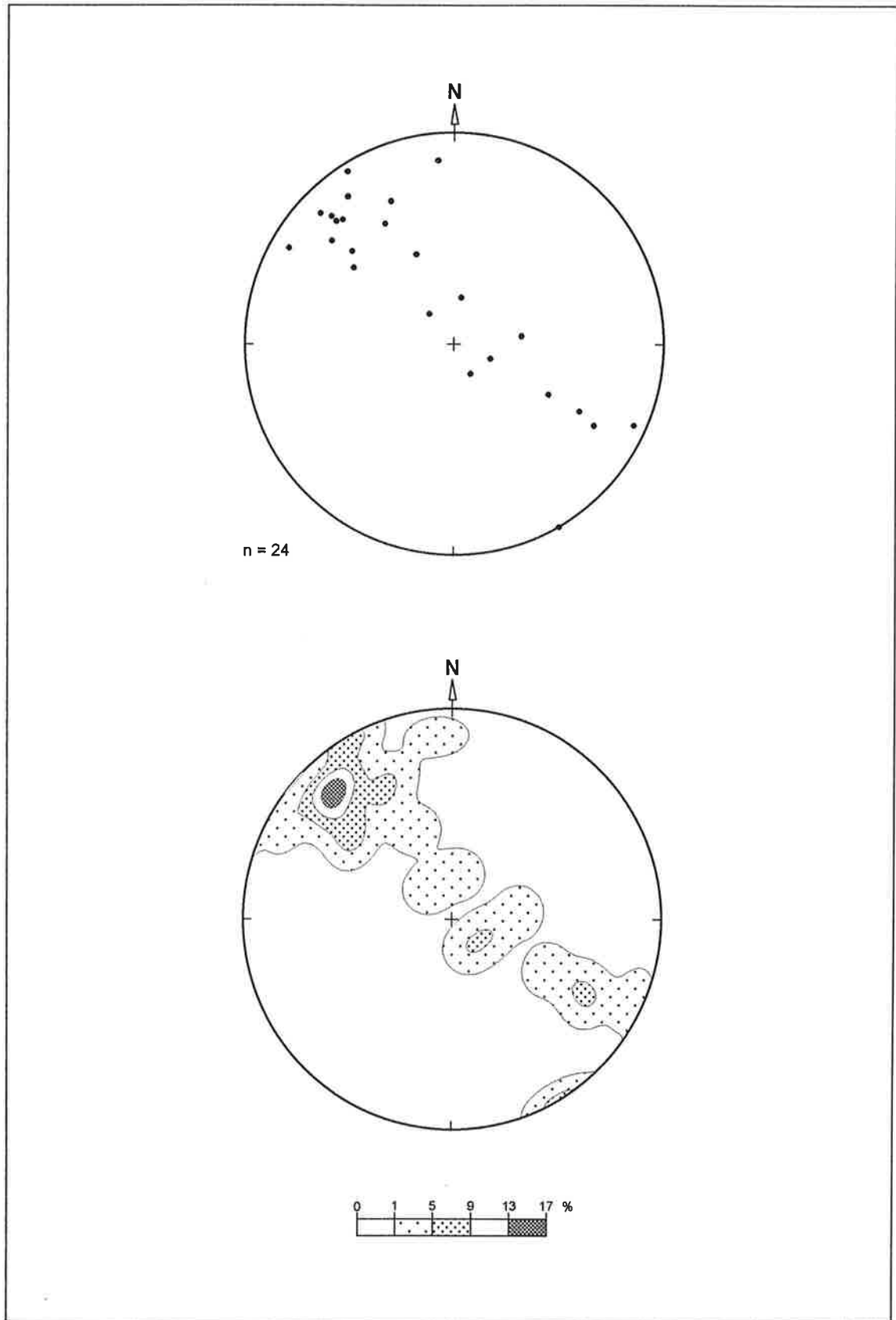


Fig 4.2.- Disposición de los ejes de pliegues menores en la subunidad meridional del Corredor Blastomilonítico. Proyección de polos y diagrama de densidad (proyecc. equiareal, hemisf. inf.).

Se supone que la deformación registrada en el Ortogneis de Las Minillas se debe exclusivamente al cizallamiento transcurrente sinistral, como así lo evidencia la posición subhorizontal de la lineación y el sentido de cizalla indicado por las bandas de cizalla (C'). Si se admite la edad ordovícica calculada para este ortogneis (ver apartado 3.1), hay que concluir que la deformación que posee debe ser exclusivamente varisca.

Las diferencias estructurales entre el Ortogneis de Las Minillas y su encajante, y, en particular, la fase de deformación registrada en éste con anterioridad a la fábrica principal milonítica, podría ser explicada atribuyendo dicha fase previa a la Orogenia Cadomiense (anterior a la intrusión del ortogneis), aunque en el estudio aquí realizado no se han obtenido datos que permitan corroborar esta suposición.

Otro tipo de estructuras, más tardías, que se pueden observar en el Corredor Blastomilonítico son ligeras inflexiones o pliegues asimétricos que afectan a la fábrica principal, produciendo variaciones en su orientación o buzamiento, y dando lugar a la aparición local de clivajes de crenulación. En algunos casos llegan a ser estructuras de escala cartográfica, como ocurre con el pliegue abierto que se observa en la banda de ortogneises leucocráticos al NE de Berlanga. AZOR (1994) ha indicado la presencia de dos generaciones de pliegues tardíos, unos con plano axial buzando al SO y otros con plano axial subvertical.

La evolución final de la deformación varisca en el Corredor Blastomilonítico está ligada al desarrollo de un episodio de cizallamiento transcurrente en condiciones frágiles, también con sentido de desplazamiento sinistral, que será descrito en un apartado posterior.

4.4. ZONA DE OSSA-MORENA

La estructura del sector de la Hoja que pertenece a la Zona de Ossa-Morena es, en general, bastante sencilla, y las únicas complicaciones o discontinuidades que aparecen en ella se deben a la compartimentación producida por una serie de fallas de desgarre.

Las estructuras mayores que pueden observarse son pliegues cerrados, con plano axial subvertical y ejes subhorizontales de dirección NO-SE. Sus trazas aparecen señaladas en la cartografía y su geometría se encuentra reflejada en los cortes geológicos.

Hacia el centro de la mitad meridional de la Hoja aparece un sinclinal de primer orden, desarrollado en litologías de la Fm. de Azuaga (ver corte II-II'-II''). También en afloramientos de esta misma formación, y hacia los extremos occidental y oriental de la Hoja, pueden verse varios anticlinales y sinclinales de menor envergadura (ver cortes I-I' y III-III').

En el ángulo SO de la Hoja, y afectando a las formaciones del Grupo Malcocinado y del Cámbrico Inferior, hay también un gran anticlinal bastante abierto (corte II-II'-II'') y, hacia el este, un sinclinal y un anticlinal consecutivos. Estas estructuras quedan interrumpidas hacia el N por una falla de desgarre, de modo que no pueden correlacionarse lateralmente con las descritas anteriormente en los afloramientos de la Fm. de Azuaga.

Son escasos los pliegues a pequeña escala que se observan en relación con los pliegues mayores, y suelen aparecer casi siempre en zonas de charnela de estos últimos. En general, parecen ser más frecuentes los pliegues a escala decamétrica.

Aparece también de modo generalizado una foliación en posición de plano axial o en abanico convergente respecto a los pliegues descritos. En las filitas y pizarras se trata habitualmente de una foliación de tipo clivaje pizarroso, mientras que en las metareniscas suele ser un clivaje pizarroso grosero o un clivaje grosero. En sectores restringidos, con mayor metamorfismo, donde llegan a aparecer micaesquistos (en el ángulo SE, inmediatamente al S de la Falla de Azuaga), la foliación es de tipo esquistosidad, a veces con desarrollo de dominios M y Q.

La orientación de estas estructuras, oblicuas en relación al trazado del Corredor Blastomilonítico, es coherente con un origen bajo un régimen de esfuerzos semejante al que produjo el cizallamiento dúctil sinistral en el Corredor.

El estudio microscópico permite identificar en las rocas de la Fm. de Azuaga la existencia de dos fases o episodios de deformación, que deben ser aproximadamente homoaxiales. La primera fase habría dado lugar a una foliación primaria con crecimiento sincinemático

de clorita, moscovita y biotita. Con posterioridad a este episodio han crecido microporfiroblastos de biotita en condiciones estáticas, los cuales, a su vez, presentan diversos signos de deformación (extinción ondulante, *kinks*, sombras de presión y foliación interna ligeramente rotada) que evidencian un reaplastamiento de la fábrica primaria durante la segunda fase.

Localmente, en las zonas más próximas a la Falla de Azuaga, se pueden desarrollar fábricas compuestas, apareciendo, además de la foliación habitual, planos discretos de cizalla ligeramente oblicuos respecto a ella. En la parte con mayor metamorfismo (ángulo SE), la foliación principal aparece en ocasiones como una foliación de crenulación muy evolucionada, lo cual indica que se ha producido un microplegamiento de la fábrica primaria.

4.5. DEFORMACIÓN FRÁGIL

La configuración definitiva de la estructura varisca en esta región se debe fundamentalmente a las etapas más tardías de deformación frágil, en su mayor parte relacionadas con un cizallamiento transcurrente sinistral producido a lo largo de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba.

ÁBALOS y EGUÍLUZ (1991) han descrito para la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba una estructura general en flor positiva (*flower structure*, HARDING y LOWELL 1979, RICHARD y COBBOLD 1989), con fallas de desgarre con componente inversa, vergentes al NE en la mitad nororiental y al SO en la mitad suroccidental. Durante el desarrollo de la zona de cizalla se habrían generado cuencas de tipo *pull-apart*, como la Cuenca carbonífera de Berlanga, que posteriormente habrían sufrido una deformación en régimen transpresivo.

Se estima que el desplazamiento total producido a lo largo de la zona de cizalla en esta etapa de deformación frágil pudo ser de 100 a 150 km (ÁBALOS y EGUÍLUZ *op. cit.*).

En la fig. 4.3 puede verse un diagrama en rosa en el que se muestra la distribución de las orientaciones de las fallas en el ámbito de la Hoja. Estas orientaciones coinciden en su mayor parte con las correspondientes a un sistema de fracturas Riedel en relación con una

zona de cizalla transcurrente sinistral, y pueden agruparse del siguiente modo, usando la terminología de BARTLET *et al.* (1981), indicada en la fig. 4.4:

- Fallas de dirección ONO-ESE: Corresponden a fracturas de tipo Y, y su desplazamiento tiene una componente principal de desgarre sinistral. Entre ellas están las fallas longitudinales más importantes, paralelas al trazado de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Fallas del Matachel, Azuaga, Ahillones y Malcocinado).
- Fallas de dirección ENE-OSO: Son fracturas de tipo R₁, sintéticas respecto al grupo anterior, y son especialmente frecuentes en el Corredor Blastomilonítico.
- Fallas de dirección NE-SO: Este grupo corresponde a fracturas de tipo R₂, y su desplazamiento es antitético respecto a las anteriores (desgarre dextral).
- Fallas de dirección NNO-SSE: Son también fallas con desplazamiento de desgarre dextral (antitéticas), de tipo X, algo más frecuentes que las del grupo anterior.

A continuación, se describirán brevemente las características más destacables de las fallas de dirección ONO-ESE con mayor desarrollo, las cuales tienen importancia a escala regional. Es preciso hacer notar previamente que estas grandes fracturas, cuyo juego se ha producido durante los últimos episodios de deformación frágil en relación con la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, se sitúan muy probablemente sobre accidentes previos de diverso tipo que constituyen zonas de debilidad favorables para el desarrollo de fallas. La naturaleza de dichos accidentes más antiguos queda, de este modo, en parte enmascarada por el juego de estas fallas más tardías.

4.5.1. Falla del Matachel

Limitando al norte el Corredor Blastomilonítico y separándolo del Dominio de Obejo-Valsequillo (Zona Centro-Ibérica), aparece una falla denominada Falla del Matachel (AZOR 1994), cuyo trazado se extiende a lo largo de unos 150 km, desde el SE de Almendralejo hasta el norte de Córdoba.

Se trata de una falla con componente principal de desplazamiento en la horizontal, y con sentido sinistral. No existen datos acerca de la magnitud de dicho desplazamiento, pero hay que suponer que éste es, al menos, de orden kilométrico.

En el ámbito de la Hoja de Azuaga son escasos los afloramientos en los que puede observarse la zona de falla. Parece tratarse de una fractura bastante neta, en relación con la cual se produce una brechificación que puede alcanzar espesores de varios metros. En general muestra un notable paralelismo con las estructuras del Corredor y del Dominio de Obejo-Valsequillo, tendiendo a ser bastante vertical o con fuerte buzamiento hacia el SO.

Teniendo en cuenta el salto metamórfico que se observa en relación con esta falla, AZOR (1994) ha estimado una elevación relativa del bloque correspondiente al Corredor de aproximadamente 30 km, interpretando este accidente como una falla normal con buzamiento moderado hacia el NE. De acuerdo con lo explicado anteriormente, esta interpretación sería más bien aplicable a un accidente desarrollado previamente a los últimos episodios de deformación frágil, los cuales tienen lugar bajo un régimen transpresivo.

4.5.2. Falla de Azuaga

La Falla de Azuaga constituye el límite meridional del Corredor Blastomilonítico en la mayor parte de su trazado cartográfico, separándolo del borde norte de la Zona de Ossa-Morena. Se extiende a lo largo de unos 450 km, y se estiman para ella desplazamientos de desgarre sinistral de al menos 40 km, según AZOR (1994), y de 80-90 km, según ÁBALOS y EGUÍLUZ (1991).

Dentro de la Hoja presenta, en general, fuerte buzamiento al NE, y aparece como una zona de falla bastante amplia, afectando principalmente a las rocas del Corredor, respecto a cuya estructura posee una ligera oblicuidad. En estas rocas se observa habitualmente una intensa cataclasis en las zonas más próximas a la falla, en una banda que puede tener desde 300 m hasta 1.000 m de anchura, y que, aunque no se ha representado en la cartografía, sí aparece indicada en los cortes geológicos. En dicha banda suelen aparecer cataclasitas y brechas en la zona de falla, y en el resto, una densa red de fisuración que en ocasiones

tiende a ser regular, coincidiendo con un sistema de fracturas Riedel. En general, los gneises del Corredor situados en esta banda tienen un aspecto masivo, al quedar en gran parte borrada por la trituración su fábrica milonítica planar original.

En las pizarras y filitas de la Fm. de Azuaga, las zonas brechificadas son mucho más reducidas, apareciendo más frecuentemente en relación con los episodios de deformación frágil otras estructuras, como *kink-bands* inversos conjugados subverticales, más bien suaves, y una microfisuración con relleno de feldespatos potásicos, observada en muchas de las láminas delgadas estudiadas.

En el capítulo dedicado a las rocas ígneas se ha mencionado también la aparición local en la zona de falla de cuerpos lenticulares de serpentinitas.

En el cuadrante noroccidental de la Hoja, la Falla de Azuaga aparece limitando por el norte los afloramientos carboníferos de la Cuenca de Berlanga, de lo que se deduce que aquélla debe poseer también una cierta componente de desplazamiento en la vertical, que produce la elevación relativa del bloque correspondiente al Corredor. En las lutitas de la Cuenca de Berlanga se llega a desarrollar localmente un clivaje pizarroso grosero, en posición oblicua respecto a la falla, coherente con el cizallamiento transcurrente sinistral.

4.5.3. Fallas de Ahillones y Malcocinado

Dentro ya de la Zona de Ossa-Morena aparecen otras dos fallas de desgarre, muy próximas entre sí y con buzamientos fuertes hacia el NE, que también forman parte del grupo de fallas longitudinales de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba.

La que se sitúa más al norte ha sido denominada Falla de Ahillones, y separa los afloramientos de la Fm. de Azuaga de los del Grupo Malcocinado, la Secuencia Carbonatada y las Capas de El Encinalejo, cortando oblicuamente a los pliegues que afectan a dichas unidades. De acuerdo con la disposición de los afloramientos de la Tonalita de Ahillones a ambos lados de la falla (ver Hoja de Llerena, APALATEGUI *et al.* 1983a), puede estimarse un desplazamiento en la horizontal de unos 20 km.

Inmediatamente al sur de ella se encuentra la Falla de Malcocinado, que hacia el SE, y ya en la Hoja de Guadalcanal, adquiere un trazado subparalelo a las estructuras, coincidiendo en parte con el contacto entre la Secuencia Carbonatada y las Capas de El Encinaje. El desplazamiento producido por esta falla, al menos en este sector, no parece ser tan importante como el de la anterior.

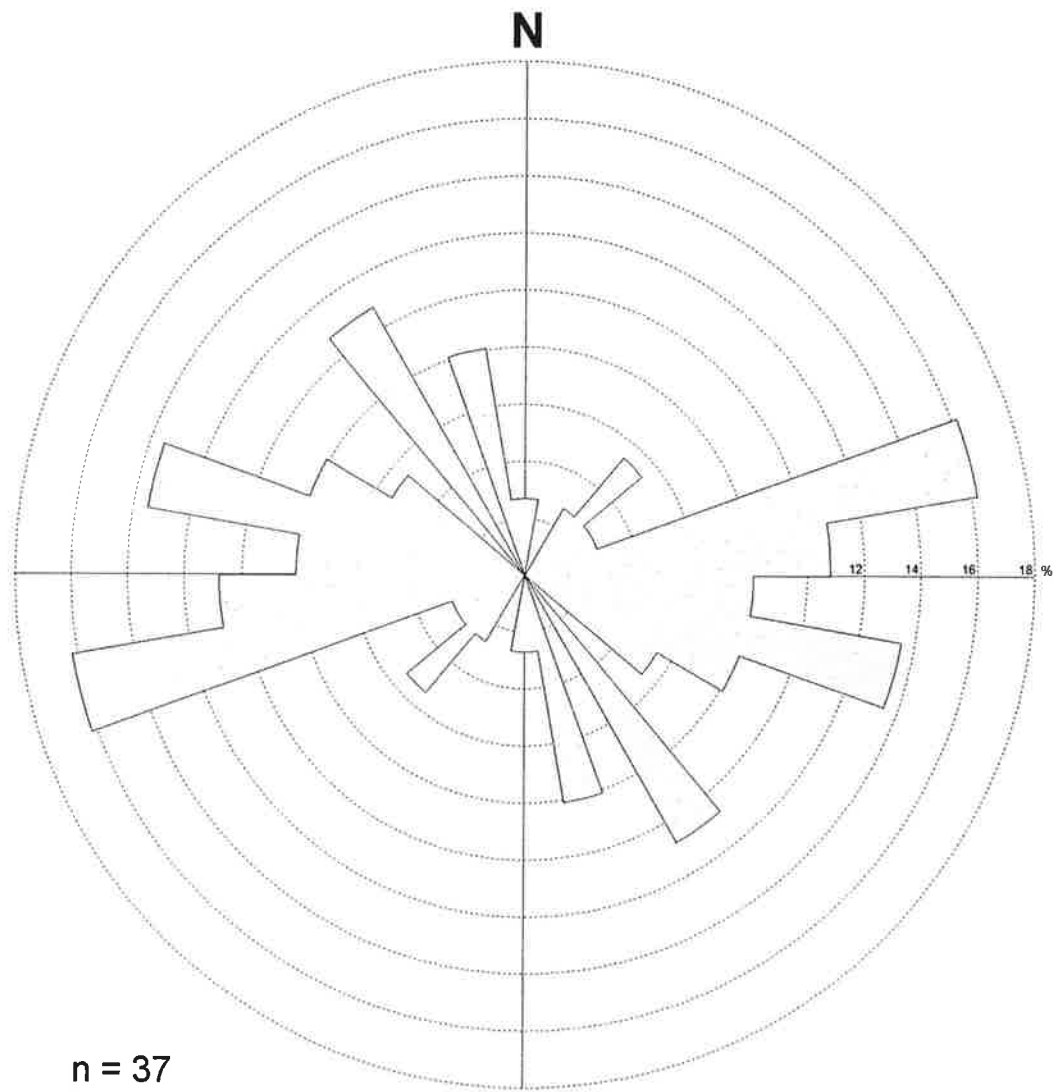


Fig 4.3.- Distribución de las orientaciones de fallas en la Hoja de Azuaga.

Fig. 4.3.- Distribución de las orientaciones de fallas en la Hoja de Azuaga.

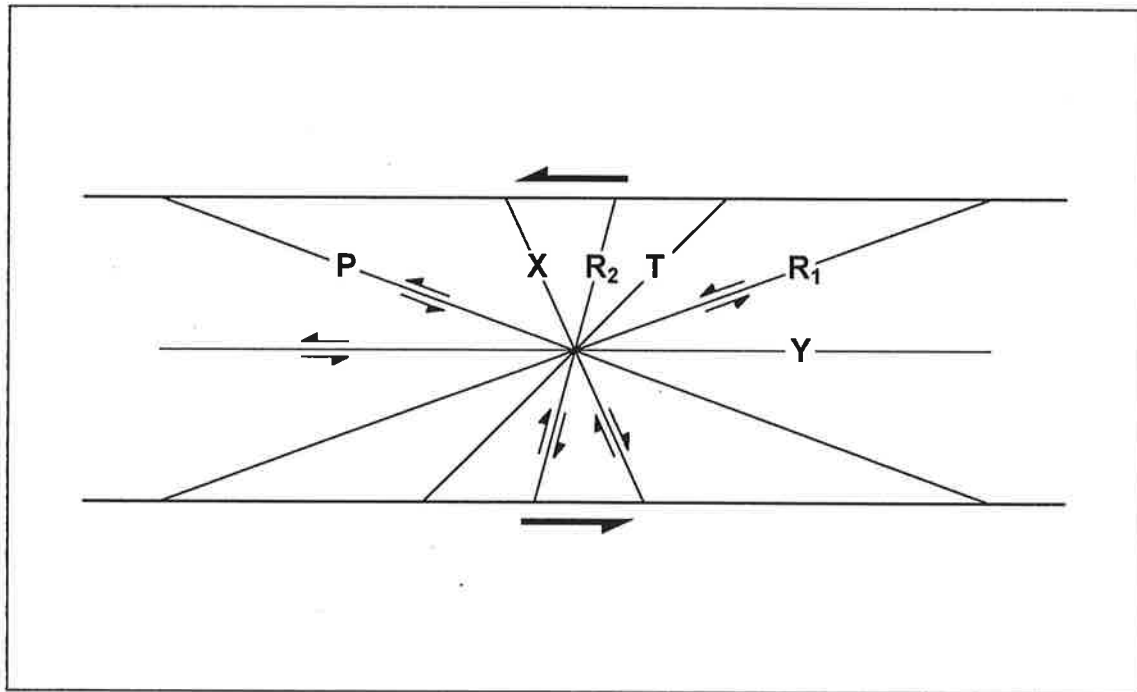


Fig 4.4.- Sistema de fracturas Riedel producidas en una zona de cizalla, y notaciones correspondientes (según BARTLET *et al.* 1981).

5. METAMORFISMO

Todas las rocas precarboníferas que aparecen en la Hoja han sido sometidas a procesos metamórficos, al menos durante la Orogenia Varisca. Tal como se hizo en capítulos anteriores, se hará ahora por separado la descripción del metamorfismo en cada uno de los dominios geológicos diferenciados.

5.1. ZONA CENTRO-IBÉRICA (DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO)

Las asociaciones minerales presentes en las rocas esquistosas de la Serie Negra y del Grupo Malcocinado en este sector indican un metamorfismo en las condiciones de menor temperatura dentro del grado bajo. Estas asociaciones son las siguientes:

cuarzo-albita-fengita

cuarzo-albita-fengita-clorita

cuarzo-albita-moscovita

Las dos primeras son sincinemáticas respecto a la foliación principal, mientras que la tercera correspondería al desarrollo de la foliación previa que aparece en algunas de las láminas estudiadas.

Dentro del Dominio de Obejo-Valsequillo, se han efectuado dataciones del metamorfismo en rocas de la Serie Negra, por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (DALLMEYER y QUESADA 1992), a partir de concentrados de hornblenda y moscovita. Los resultados obtenidos indican edades de 550-560 Ma para el enfriamiento producido tras la Orogenia Cadomiense, y de 375-400 Ma (Devónico) para el ligero rejuvenecimiento producido en la Orogenia Varisca.

5.2. CORREDOR BLASTOMILONÍTICO

La evolución metamórfica de esta unidad es bastante compleja, y, además, parece mostrar notables diferencias en las dos subunidades a las que se ha hecho referencia en el capítulo

anterior: la que corresponde al sector meridional del Corredor (Ortogneis de Higuera de Llerena, Serie Negra, Gneises de Azuaga y Anfibolitas de Las Mesas) y la que ocupa el borde septentrional (Fm. de la Atalaya y Ortogneis de Las Minillas).

En la subunidad meridional, las asociaciones minerales más frecuentes en los esquistos y gneises son:

cuarzo-albita-moscovita-biotita

cuarzo-albita-moscovita-biotita-granate

cuarzo-albita-biotita-granate-sillimanita

cuarzo-albita-moscovita-biotita-feldespatos potásico

cuarzo-albita-biotita-feldespatos potásico-sillimanita

cuarzo-albita-biotita-granate-feldespatos potásico-sillimanita

Por su parte, en las anfibolitas aparecen las siguientes asociaciones:

cuarzo-plagioclasa-hornblenda

cuarzo-plagioclasa-hornblenda-granate

cuarzo-plagioclasa-hornblenda-granate-clinopiroxeno

Tiene particular interés la presencia ocasional en algunas de las anfibolitas granatíferas de una asociación con granate-clinopiroxeno onfacítico que se conserva generalmente relicta en el interior de algunos granates. Se trata de una asociación típica de rocas eclogíticas, originada en condiciones de alta presión y alta temperatura. Esta paragénesis es anterior al episodio de deformación por cizalla dúctil que afecta al Corredor, y para algunos autores sería vestigio de un metamorfismo Cadomiense (CHACÓN 1981, ÁBALOS 1990, EGUÍLUZ *et al.* 1990, ÁBALOS *et al.* 1991), mientras que otros la asocian a un proceso de subducción acaecido en las primeras etapas de la Orogenia Varisca (AZOR 1994).

En cuanto al resto de asociaciones minerales, las que indican condiciones de mayor temperatura (grado alto) son claramente precinemáticas respecto al cizallamiento principal, mientras que las propias de los grados medio y bajo son sincinemáticas, pudiendo deducirse una retrogradación progresiva durante el desarrollo de dicho episodio de cizalla.

Las dataciones del metamorfismo en esta subunidad por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, realizadas por QUESADA y DALLMEYER (1994), permiten deducir edades de 355-365 Ma (Devónico Superior) para el enfriamiento por debajo de 500°C (hornblenda) y de 330-340 Ma (Viseense) para el enfriamiento por debajo de 400 °C (moscovita).

En la subunidad septentrional, las asociaciones minerales que presentan los esquistos de la Fm. de La Atalaya son:

cuarzo-albita-moscovita-biotita

cuarzo-albita-moscovita-biotita-granate

cuarzo-albita-moscovita-biotita-granate-distena

Estas asociaciones, características del grado bajo, parecen ser precinemáticas respecto a la foliación principal, mientras que sincrónicamente con ésta sólo recrystalizan cuarzo, albita, moscovita y biotita. En cuanto a la foliación anterior observada en alguna de estas rocas, sólo se ha determinado la existencia de moscovita sincinemática.

5.3. ZONA DE OSSA-MORENA

El metamorfismo que han experimentado las rocas situadas en el sector que corresponde a la Zona de Ossa-Morena no ha llegado a sobrepasar el grado bajo.

En la mayor parte del área, las rocas metapelíticas muestran asociaciones minerales del tipo:

cuarzo-albita-moscovita-clorita

cuarzo-albita-moscovita-clorita-biotita

cuarzo-albita-moscovita-biotita

En áreas más restringidas, que se limitan casi exclusivamente a la parte más próxima a la Falla de Azuaga, en el ángulo suroriental de la Hoja, las filitas y micaesquistos de la Fm. de Azuaga presentan asociaciones que indican presiones y temperaturas algo más elevadas:

cuarzo-albita-moscovita-biotita-granate

cuarzo-albita-moscovita-biotita-granate-andalucita

Las asociaciones con granate también aparecen en un pequeño sector situado al SO de Azuaga, que se extiende al NO y al SE del vértice Zurrón.

Como ya se mencionó en el capítulo anterior, dentro de este dominio, y principalmente en las rocas que componen la Fm. de Azuaga, pueden reconocerse dos fases de deformación que son aproximadamente homoaxiales. Son sincinemáticas con la primera fase las asociaciones con moscovita + clorita \pm biotita \pm granate. En la interfase 1-2 crecen estáticamente microporfiroblastos de biotita y granate, y, en algún caso aislado, también de cloritoide. Durante la segunda fase se alcanzan las condiciones más extremas, apareciendo asociaciones sincinemáticas con moscovita + biotita \pm granate \pm andalucita.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El conjunto de datos expuestos sobre la geología de la región comprendida dentro de los límites geográficos de la Hoja de Azuaga permite establecer, de modo sintético y con bastantes limitaciones respecto a algunos aspectos, la sucesión de los principales eventos que han tenido lugar a lo largo del tiempo y que han configurado su historia geológica.

Las rocas más antiguas que aquí afloran son las de la Serie Negra, las cuales se habrían originado a partir de un depósito marino en una cuenca de escasa profundidad (EGUÍLUZ 1987) durante el Rifeense.

Hacia el final del Proterozoico debió producirse una actividad orogénica (Orogenia Cadomiense) que condujo a la deformación y metamorfismo de la Serie Negra, produciéndose conjuntamente la intrusión de cuerpos graníticos y gabroicos, y de diques básicos, dando lugar a algunas de las unidades litológicas que forman actualmente el Corredor Blastomilonítico (Gneises de Azuaga y Anfibolitas de las Mesas). Sobre este sustrato deformado aparece en discordancia una unidad vulcano-sedimentaria (el Grupo Malcocinado), en parte de carácter sinorogénico, cuyo origen se enmarcaría en un arco insular o un margen continental activo (SÁNCHEZ CARRETERO *et al.* 1989).

Durante el Cámbrico Inferior se producen, primero, depósitos detríticos de poco espesor que aparecen discordantes sobre las rocas más antiguas (Fm. Torreárboles), y, luego, un depósito de lutitas y calizas (Secuencia Carbonatada) en una cuenca marina que comienza a hundirse progresivamente. Posteriormente, el medio sedimentario evoluciona hacia una plataforma abierta dominada por la acción de las tormentas, a la vez que se acentúa la subsidencia de la cuenca, produciéndose el depósito de una sucesión siliciclástica de considerable espesor (Capas de El Encinaje y Fm. de Azuaga), hasta alcanzar posiblemente el Cámbrico Medio.

Durante ese mismo periodo (Cámbrico) tiene lugar el inicio de un proceso de *rifting*, que probablemente dio origen a la separación y diferenciación entre las zonas Centro-Ibérica y de Ossa-Morena. En el marco de dicho proceso, y posiblemente ya en el Ordovícico, se

produciría la intrusión del granitoide alcalino que constituye el protolito del Ortogneis de Las Minillas.

Según la interpretación de AZOR (1994), entre el Silúrico y el Devónico se supone que pudo producirse la interrupción del episodio extensivo y, a continuación, la subducción de una parte de la corteza, adelgazada como consecuencia del proceso anterior. Esta subducción habría originado un evento metamórfico de alta presión y alta temperatura (facies eclogíticas), y probablemente habría dado lugar a la estructuración sobre la que posteriormente se desarrollaría la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba. Otros autores (CHACÓN 1981, ÁBALOS 1990, EGUÍLUZ *et al.* 1990, ÁBALOS *et al.* 1991) han situado este evento en el marco de la Orogenia Cadomiense.

En el Devónico Medio o Superior tiene lugar el inicio de la Orogenia Varisca, que produciría la aproximación final de los bloques correspondientes a las zonas Centro-Ibérica y de Ossa-Morena, cabalgando la primera de ellas sobre la segunda. Dicho cabalgamiento pudo tener una importante componente lateral.

El límite entre las zonas Centro-Ibérica y de Ossa-Morena evolucionó después a una zona de cizalla dúctil, esencialmente transcurrente, con sentido de desplazamiento sinistral, cuyos efectos han quedado registrados principalmente en la banda de rocas que componen el Corredor Blastomilonítico.

Simultáneamente, en el sector correspondiente a la Zona de Ossa-Morena se produjeron pliegues orientados oblicuamente respecto al Corredor, los cuales habrían sido reapretados en un segundo episodio de deformación.

En el Carbonífero tienen lugar los últimos episodios de la actividad orogénica, con el desarrollo de una zona de cizalla dúctil-frágil en régimen transpresivo, también con sentido de movimiento sinistral, a lo largo del eje Badajoz-Córdoba. En relación con algunas de las fallas de desgarre se originan depósitos sedimentarios en cuencas de tipo *pull apart*, que posteriormente se ven a su vez involucradas en el proceso de cizallamiento.

También en el Carbonífero se produce el magmatismo que da origen a granitoides (Granito de Cañada del Gamo) y diques ácidos y básicos, todos ellos muy controlados por el sistema de fracturas que se generan durante el desarrollo final de la Zona de Cizalla.

Con posterioridad a la Orogenia Varisca, no se registra ningún suceso durante el resto del Paleozoico ni en el Mesozoico, por lo que toda la zona debió constituir un área emergida sometida a los procesos de erosión, hasta llegar a formar un relieve maduro peneplanizado.

Durante el Terciario (Mioceno y Plioceno), se produjeron una serie de depósitos extensos que llegaron a cubrir gran parte de la penillanura, evolucionando el clima hacia condiciones áridas, evidenciadas por los procesos edáficos que dieron lugar a la aparición de costras calcáreas.

Gradualmente, a lo largo del Cuaternario, se fue estableciendo por erosión remontante la red de drenaje actual, encajada tanto en los depósitos del Terciario como en su sustrato. En relación con los cursos fluviales, se fueron depositando los sedimentos más recientes que aparecen en la zona, proceso que, unido al de erosión, aún continúa en la actualidad.

7. BIBLIOGRAFÍA

ÁBALOS, B. (1990): *Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba*. Tesis Doct., Univ. País Vasco: 430 pp.

ÁBALOS, B. (1992): Variscan shear-zone deformation of late Precambrian basement in SW Iberia: implications for circum-Atlantic pre-Mesozoic tectonics. *Jour. Struct. Geol.*, 14 (7): 807-823.

ÁBALOS, B.; y EGUÍLUZ, L. (1990): Aplicación del estudio petroestructural del cuarzo al establecimiento de las relaciones esfuerzo-deformación en tectonitas y sus implicaciones en la dinámica de las zonas de cizalla. Ejemplo del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico, SW España). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 181-197.

ÁBALOS, B.; y EGUÍLUZ, L. (1991): Deformación transpresiva carbonífera en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico meridional). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 229-249.

ÁBALOS, B.; EGUÍLUZ, L.; y APALATEGUI, O. (1990): Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión. *Geogaceta*, 7: 71-73.

ÁBALOS, B.; GIL IBARGUCHI, I.; y EGUÍLUZ, L. (1991): Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain. *Tectonophysics*, 199: 51-72.

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, *Stud. Geol. Salmant., Univ. Salamanca*, 18: 193-200.

- APALATEGUI, O.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P.; ODRIOZOLA, J.M.; PEÓN, A.; CONTRERAS, M.C.; LIÑÁN, E.; y PEREJÓN, A. (1983a): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 877/12-35 (Llerena)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- APALATEGUI, O.; HIGUERAS, P.; GARROTE, A.; LIÑÁN, E.; PEREJÓN, A.; y PALACIOS, T. (1983b): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 855/12-34 (Usagre)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; EGUÍLUZ, L.; ROLDÁN, F.J.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P.; LIÑÁN, E.; y PALACIOS, T. (1985a): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 878/13-35 (Azuaga)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; ROLDÁN, F.J.; GARROTE, A.; EGUÍLUZ, L.; HIGUERAS, P.; LIÑÁN, E.; y PALACIOS, T. (1985b): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 899/13-36 (Guadalcanal)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- APALATEGUI, O.; GARROTE, A.; ROLDÁN, F.J.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; HIGUERAS, P.; y PALACIOS, T. (1985c): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 879/14-35 (Peñarroya-Pueblonuevo)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- AZOR, A. (1994): *Evolución Tectonometamórfica del Límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España)*. Tesis Doct., Univ. Granada: 295 pp.
- BARD, J.P. (1965): Introduction à la géologie de la chaîne hercinienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'évolution geotectonique de cette chaîne. *Rev. Géogr. Phys.*, 7 (4): 323-337.
- BARD, J.P. (1967): Granites écrasés orthogneiss "Ollo de Sapo" à disthène dans la bande métamorphique de Badajoz-Azuaga et le problème d'un socle briovérien dans le Sud de l'Espagne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 265: 1875-1878.

- BARLETT, W.L.; FRIEDMAN, M.; y LOGAN, J.M. (1981): Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure, Part IX, Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, 79: 255-277.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; y GAPAIS, D. (1979): Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Mineral.*, 102: 265-272.
- BLADIER, V. (1974): *Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaine Hercynienne sud-Ibérique à l'ouest d'Azuaga, Espagne). Les roches cataclastiques - classification - interprétation*. Thèse 3ème cycle, U.S.T.L. Montpellier: 97 pp.
- BLADIER, V.; y LAURENT, P. (1974): Étude d'un décrochement profond symétrique. Le couloir blastomylonitique de Badajoz-Cordoue. *2ème Reun. Ann. Sci. Terre*, Nancy: p. 52.
- BORRERO, J.; CONTRERAS, F.; DELGADO-QUESADA, M.; HIGUERAS, P.; y ROLDÁN, F.J. (1984): *Exploración geológico-minera entre los ríos Sotillo y Onza (Badajoz-Sevilla)*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.960.
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, P.; MATTE, Ph.; y RIBEIRO, A. (1981): Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- CARVALHOSA, A. (1965): Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 2:1-130.
- CHACÓN, J. (1974): Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba: Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (provincia de Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 85(6): 700-712.
- CHACÓN, J. (1979): *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Doct., Univ. Granada: 728 pp.

- CHACÓN, J.; y PASCUAL, E. (1979): El anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba divisoria entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena (sector SW del Macizo Ibérico). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 7: 69-122.
- CHACÓN, J.; MARTÍN RUBÍ, J.A.; y PESQUERA, A. (1980): El Ortogneis de Ribera del Fresno: Un cuerpo granítico prehercínico aflorante en el sector central del anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba. *Bol. Geol. Min.*, 91(5): 661-674.
- CHACÓN, J.; FERNÁNDEZ, J.; MITROFANOV, F.; y TIMOFEEV, B.V. (1984): Primeras dataciones microfiteopaleontológicas en el sector Valverde de Burguillos-Jerez de los Caballeros (Anticlinorio de Olivenza-Monesterio). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 211-220.
- DALLMEYER, R.D.; y QUESADA, C. (1994): Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216: 339-364.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971): Esquema geológico de la hoja nº 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82 (3-4): 277-286.
- DELGADO-QUESADA, M.; GARROTE, A.; y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1985): *El magmatismo de la Alineación La Coronada-Villaviciosa de Córdoba en su mitad oriental, Zona de Ossa-Morena*. V Reunión del G.O.M. Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España, 7: 41-64.
- DELGADO-QUESADA, M.; LIÑÁN, E.; PASCUAL, E.; y PÉREZ-LORENTE, F. (1977): Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena central. *Stud. Geol. Salmant., Univ. Salamanca*, 12: 75-90.
- EGUÍLUZ, L. (1987): *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Doct., Univ. País Vasco: 694 pp.

- EGUÍLUZ, L.; APRAIZ, A.; MARTÍNEZ-TORRES, L.M.; y PALACIOS, T. (1997): Estructura del sector de Zafra: implicaciones en la subdivisión de unidades Cámbricas de la ZOM. *Geogaceta*, 22: 65-68.
- FEDONKIN, M.; LIÑÁN, E.; y PEREJÓN, A. (1983): Icnofósiles de las rocas precámbrico-cámbricas de la Sierra de Córdoba. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 81: 125-138.
- FRICKE, W. (1941): *Die geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura*. Diss. Univ. Berlín: 91 pp.
- HANMER, S.; y PASSCHIER, C. (1991): *Shear sense indicators: a review*. Geol. Surv. Canada, pap. 90-17.
- HARDING, T.P.; y LOWELL, J.D. (1979): Structural styles, their plate tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Geol. Bull.*, 63: 1016-1058.
- I.G.M.E. (1949): *Minas de vanadio y plomo de la zona de Azuaga*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.352.
- I.G.M.E. (1969): *Proyecto de Investigación Minera en Azuaga-Fuenteobejuna. Primer año*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.346.
- I.G.M.E. (1970): *Proyecto de Investigación Minera en Azuaga-Fuenteobejuna. Segundo año*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.347.
- I.G.M.E. (1971): *Informe sobre investigación y explotación minera de plomo-zinc en Pozo Esperanza (Azuaga)*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.351.
- I.G.M.E. (1972a): *Proyecto de Investigación Minera en la Reserva de Azuaga-Fuenteobejuna. Informe final*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.348.

- I.G.M.E. (1972b): *Proyecto Azuaga-Pozo Esperanza. Investigación de minerales de plomo y zinc*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.349.
- I.G.M.E. (1974): *Programa sectorial de investigación de minerales de plomo y zinc. Proyecto Azuaga-Pozo Esperanza*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.415.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A.; y NABAIS CONDE, L.E. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E.1:1.000.000*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- LAURENT, P. (1974): *Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne hercynienne sud-Ibérique à l'est d'Azuaga, Espagne). Description et interpretation de la déformation dans les blastomylonites*. Thèse 3ème cycle, U.S.T.L. Montpellier: 105 pp.
- LIÑÁN, E. (1978): *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doct., Univ. Granada: 212 pp.
- LIÑÁN, E. (1984): Los icnofósiles de la Formación Torreárboles (Precámbrico?-Cámbrico inferior) en los alrededores de Fuente de Cantos, Badajoz. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 283-314.
- LIÑÁN, E.; y SCHMIDTT, M. (1980): Microfósiles de las calizas precámbricas de Córdoba (España). *Temas Geol. Min.*, 4: 171-194.
- LIÑÁN, E.; y PALACIOS, T. (1983): Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba, España. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 227-234.
- LIÑÁN, E.; y PEREJÓN, A. (1981): El Cámbrico inferior de la "Unidad de Alconera", Badajoz (SW de España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 79: 125-148.

- LIÑÁN, E.; y QUESADA, C. (1990): Ossa Morena Zone. Stratigraphy. Rift Phase (Cambrian). In: R.D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 259-266.
- LIÑÁN, E.; MORENO EIRIS, E.; PEREJÓN, A.; y SCHMITT, M (1981): Fossils from the basal level of the Pedroche Formation, Lower Cambrian (Sierra Morena, Córdoba, Spain). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 79: 277-286.
- LIÑÁN, E.; PALACIOS, T.; y PEREJÓN, A. (1984): Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central parts of Spain. *Geol. Mag.*, 121 (3): 221-228.
- LISTER, G.S.; y SNOKE, A.W. (1984): S-C Mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 617-638.
- LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt Forsch.*, 6: 78-92. (Trad. en: *Publ. Extr. Geol. España*, 5: 149-166).
- MARTÍNEZ POYATOS, D.J. (1997): *Estructura del Borde Meridional de la Zona Centroibérica y su Relación con el Contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena*. Tesis Doct., Univ. Granada, 222 pp.
- MATTE, Ph. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- MATTE, Ph. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- McPHERSON, J. (1879): Estudio geológico y petrográfico del N de la provincia de Sevilla. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 10: 97-269.
- OCHSNER, A. (1993): *U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic Geodynamic Evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny*. Diss. ETH N° 10.392, Zürich, 249 pp.

- PASCUAL, E. Y PÉREZ-LORENTE, F. (1975): El magmatismo ácido superficial al sur de Villanueva del Rey-Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena, Córdoba). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 6: 15-30.
- PASCUAL, E. Y PÉREZ-LORENTE, F. (1987): La alineación o eje magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. In: F. BEA, A. CARNICERO, J.C. GONZALO, M. LÓPEZ PLAZA, y M.D. RODRÍGUEZ ALONSO (eds.): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. Edit. Rueda, Madrid: 365-376.
- PEREJÓN, A. (1984): Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 213-265.
- PÉREZ GARCÍA, L.C.; y TALENS, J. (1971): Estudio de la Cuenca Carbonífera de Berlanga (Badajoz). *I Cent. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Madrid.
- PÉREZ-LORENTE, F. (1979): *Geología de la Zona de Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doct., Univ. Granada: 375 pp.
- QUESADA, C. (1983): El Carbonífero de Sierra Morena. In: C. MARTÍNEZ DÍAZ (coord.): *Carbonífero y Pérmico de España*. X Congr. Int. Estr. Geol. Carb., Inst. Geol. Min. España, Madrid: 245-278.
- QUESADA, C. (1991): Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic Terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- QUESADA, C. (1992): Evolución Tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). In: J.C. GUTIÉRREZ MARCO, J. SAAVEDRA, e I. RABANO (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, Mérida: 173-190.
- QUESADA, C.; y DALLMEYER, R.D. (1994): Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, 231: 195-213.

- QUESADA, C.; APALATEGUI, O.; EGUÍLUZ, L.; LIÑÁN, E.; y PALACIOS, T. (1990): Ossa Morena Zone. Stratigraphy. Precambrian. In: R.D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 252-258.
- RICHARD, P. y COBBOLD, P. (1989): Structures en fleur positives et décrochements crustaux: modélisation analogique et interprétation mécanique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308: 553-560.
- ROSSO DE LUNA, I. y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1956): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 877 (Llerena)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- SÁNCHEZ-CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; EGUÍLUZ, L.; GARROTE, A.; y APALATEGUI, O. (1979): El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 7-21.
- SCHÄFER, H.J. (1990): *Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain*. Diss. ETH N° 9.246, Zürich, 153 pp.
- TOYOS, J.M.; y VILLAR, P. (1997): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 879/14-35 (Peñarroya-Pueblonuevo)*. Inst. Tecn. Geom. España, Madrid. En prensa.
- VEGAS, R. (1971): Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española). *Bol. Geol. Min.*, 82: 351-358.
- VILLAR, P.; y TOYOS, J.M. (1997): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 856/13-34 (Maguilla)*. Inst. Tecn. Geom. España, Madrid. En prensa.
- WAGNER, R.H.; y BROUTIN, J. (1983): The Mississippian megafloras of the Sierra Morena, SW Spain. *X Congr. Int. Estr. Geol. Carb.*, Madrid.