

**MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA**  
**Escala 1:50.000**

**MEMORIA EXPLICATIVA DE LA**  
**HOJA Nº 879 (14-35)**  
**PEÑARROYA-PUEBLO NUEVO**

## INDICE

<b>1.</b>	<b><u>INTRODUCCIÓN</u></b> .....	<b>1</b>
1.1.	<b>SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS</b> .....	<b>1</b>
1.2.	<b>MARCO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	<b>2</b>
1.3.	<b>ANTECEDENTES</b> .....	<b>3</b>
<b>2.</b>	<b><u>ESTRATIGRAFÍA</u></b> .....	<b>5</b>
2.1.	<b>ZONA CENTRO-IBÉRICA (DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO)</b> .....	<b>5</b>
2.1.1.	<u>Unidad Autóctona: Devónico (17, 18, 19, 20)</u> .....	<b>6</b>
2.1.2.	<u>Unidad Alóctona Inferior</u> .....	<b>8</b>
2.1.2.1.	Serie Negra (21) .....	<b>8</b>
2.1.2.2.	Gneises de Azuaga (22) .....	<b>9</b>
2.1.2.3.	Grupo Malcocinado (23) .....	<b>9</b>
2.1.2.4.	Arcosas y cuarcitas de El Hoyo (24) .....	<b>11</b>
2.1.2.5.	Esquistos de El Hoyo (25) .....	<b>12</b>
2.1.2.6.	Ordovícico (26) .....	<b>12</b>
2.1.2.7.	Devónico (27) .....	<b>13</b>
2.1.3.	<u>Unidad Alóctona Superior</u> .....	<b>14</b>
2.2.	<b><u>CORREDOR BLASTOMILONÍTICO</u></b> .....	<b>14</b>
2.2.1.	<u>Ortogneis de Higuera de Llerena (11)</u> .....	<b>15</b>
2.2.2.	<u>Gneises de Azuaga (12, 13)</u> .....	<b>16</b>
2.2.3.	<u>Anfibolitas de Las Mesas (14)</u> .....	<b>17</b>
2.2.4.	<u>Serie Negra (15)</u> .....	<b>18</b>
2.2.5.	<u>Formación de la Atalaya (16)</u> .....	<b>19</b>
2.3.	<b>ZONA DE OSSA-MORENA</b> .....	<b>20</b>
2.3.1.	<u>Grupo Malcocinado (9)</u> .....	<b>20</b>
2.3.2.	<u>Formación de Azuaga (10)</u> .....	<b>21</b>
2.4.	<b><u>CARBONÍFERO</u></b> .....	<b>22</b>
2.4.1.	<u>Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-El Paredón</u> .....	<b>22</b>
2.4.1.1.	Lutitas, areniscas y conglomerados (29) .....	<b>23</b>
2.4.1.2.	Pórfidos cuarzolatíticos (30) .....	<b>24</b>

2.4.1.3.	Brechas piroclásticas, tobas ácidas y riolitas (31)	24
2.4.1.4.	Tufitas (32)	25
2.4.1.5.	Espilitas (33)	25
2.4.1.6.	Lavas y tobas riolíticas (34)	26
2.4.2.	<u>Cuenca del Guadiato</u>	26
2.4.2.1.	Banda Meridional (35, 36)	27
2.4.2.2.	Banda Intermedia (37, 38, 39)	29
2.4.2.3.	Banda Septentrional (40, 41, 42, 43)	30
<b>2.5.</b>	<b>TERCIARIO (44)</b>	<b>31</b>
<b>2.6.</b>	<b>CUATERNARIO</b>	<b>32</b>
2.6.1.	<u>Depósitos de terraza (45)</u>	32
2.6.2.	<u>Depósitos aluviales (46)</u>	32
2.6.3.	<u>Coluviones y derrubios de ladera (47)</u>	32
2.6.4.	<u>Antrópico: escombreras (48)</u>	33
<b>3.</b>	<b><u>ROCAS ÍGNEAS</u></b>	<b>34</b>
3.1.	<b>PREVARISCAS: ORTOGNEIS DE LAS MINILLAS (4)</b>	<b>34</b>
3.2.	<b>VARISCAS</b>	<b>35</b>
3.2.1.	<u>Ortogneis de la Sierra de las Cabras (4)</u>	35
3.2.2.	<u>Otros granitos (5)</u>	36
3.2.3.	<u>Complejo de Los Ojuelos (6)</u>	36
3.2.4.	<u>Granito de Cañada del Gamo (7)</u>	38
3.2.5.	<u>Pórfidos riolíticos (8)</u>	39
<b>4.</b>	<b><u>ROCAS FILONIANAS</u></b>	<b>40</b>
4.1	<b>RIOLITAS (1)</b>	<b>40</b>
4.2.	<b>DOLERITAS (2)</b>	<b>40</b>
<b>5.</b>	<b><u>GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</u></b>	<b>41</b>
5.1.	<b>RASGOS GENERALES DE LA ESTRUCTURA</b>	<b>41</b>
5.2.	<b>ZONA CENTRO-IBÉRICA (DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO)</b>	<b>42</b>
5.2.1.	<u>Unidad Autóctona</u>	42
5.2.2.	<u>Unidad Alóctona Inferior</u>	43
5.2.2.1.	Sector septentrional	44

5.2.2.2. Sector meridional . . . . .	45
5.2.3. <u>Unidad Alóctona Superior</u> . . . . .	48
<b>5.3. CORREDOR BLASTOMILONÍTICO . . . . .</b>	<b>48</b>
<b>5.4. ZONA DE OSSA-MORENA . . . . .</b>	<b>50</b>
<b>5.5. CUENCAS CARBONÍFERAS . . . . .</b>	<b>51</b>
5.5.1. <u>Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-El Paredón</u> . . . . .	52
5.5.2. <u>Cuenca del Guadiato</u> . . . . .	52
<b>5.6. DEFORMACIÓN FRÁGIL . . . . .</b>	<b>54</b>
<b>6. <u>METAMORFISMO</u> . . . . .</b>	<b>58</b>
<b>6.1. ZONA CENTRO-IBÉRICA (DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO) . . . . .</b>	<b>58</b>
6.1.1. Unidad Autóctona . . . . .	58
6.1.2. Unidad Alóctona . . . . .	58
<b>6.2. CORREDOR BLASTOMILONÍTICO . . . . .</b>	<b>59</b>
<b>6.3. ZONA DE OSSA-MORENA . . . . .</b>	<b>61</b>
<b>7. <u>HISTORIA GEOLÓGICA</u> . . . . .</b>	<b>62</b>
<b>8. <u>BIBLIOGRAFÍA</u> . . . . .</b>	<b>66</b>

## **1. INTRODUCCIÓN**

### **1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS**

La Hoja de Peñarroya-Pueblonuevo, nº 879 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se localiza en la parte noroccidental de la provincia de Córdoba, al SSO de la comarca de Los Pedroches, comprendiendo parte del sector occidental de Sierra Morena.

La población más importante que aparece en la Hoja es Peñarroya-Pueblonuevo, situada en el ángulo nororiental. Próxima a ella, hacia el SE, se encuentra la localidad de Bélmez. Otro núcleo de población destacable es Fuente Obejuna, situado en la mitad occidental de la Hoja. Hay también otras poblaciones de menor entidad que se encuentran dispersas por su mitad meridional.

El relieve que presenta esta región es moderado, con altitudes que oscilan entre 440 y 878 m. La morfología se encuentra bastante controlada por la litología y las estructuras, y el arbolado está constituido principalmente por encinas.

La mayor parte de la Hoja corresponde a la cuenca hidrográfica del Guadalquivir, salvo un pequeño sector situado en la parte occidental del cuadrante NO que pertenece a la cuenca del Guadiana (ver esquema hidrogeológico). El curso fluvial más importante es el río Guadiato, que recorre la parte central de la Hoja de oeste a este, y se encuentra embalsado al S de Peñarroya-Pueblonuevo (embalse de Sierra Boyera). La mayor parte de los arroyos vierten sus aguas a este río, exceptuando los de la cuenca del Guadiana y los que drenan todo el borde meridional de la Hoja.

Las fuentes de riqueza más importantes de esta región son la agricultura, la ganadería y la minería del carbón. Esta última se circunscribe a las áreas más próximas a Peñarroya-Pueblonuevo y Bélmez, donde se tiene constancia de actividades mineras desde la segunda mitad del siglo XVIII.

La principal vía de comunicación es la carretera N-432 (Badajoz-Granada), que atraviesa la zona de oeste a este, enlazando las localidades de Fuente Obejuna, Peñarroya-Pueblonuevo

y Bélmez. El resto de las poblaciones se comunican entre sí mediante diversas carreteras locales.

## 1.2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Hoja de Peñarroya 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 ocupa la mitad nororiental de la Hoja; el Corredor Blastomilonítico, que aparece principalmente en el cuadrante SO; y el borde septentrional de la Zona de Ossa-Morena, que se encuentra inmediatamente al sur del anterior.

En la Hoja existen también amplios afloramientos de rocas del Carbonífero, consistentes en depósitos de carácter sinorogénico pertenecientes a la Cuenca del Guadiato y al Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-El Paredón. En la mitad meridional aparece a su

vez un conjunto de rocas ígneas carboníferas que forman parte de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.

Hay, finalmente, una serie de depósitos continentales cenozoicos que recubren en parte los afloramientos del zócalo. Se localizan principalmente en la mitad septentrional de la Hoja, y, en particular, en el amplio valle del Guadiato.

### **1.3. ANTECEDENTES**

Entre los primeros trabajos que hacen alguna referencia a la geología de esta región pueden destacarse los de MALLADA (1880) y GROTH (1914a y b).

MALLADA (1902), GROTH (1911), BOURBON (1927) y CARBONELL (1929) realizan descripciones de la cuenca carbonífera de Bélmez.

Otro trabajo que cabe resaltar, referido a la geología regional, es el de BARD (1965), centrado en la parte occidental de Sierra Morena.

DELGADO-QUESADA (1971), en su esquema geológico de la Hoja de Azuaga, situada inmediatamente al oeste de la de Peñarroya-Pueblonuevo, sintetiza los escasos datos previos sobre la zona, establece una división litoestratigráfica, y describe los rasgos básicos de la estructura.

De la misma época es el trabajo de PÉREZ-LORENTE (1971) sobre la Sierra de los Santos, y la tesis doctoral de este mismo autor sobre la geología de la región entre Pozoblanco y Villaviciosa de Córdoba (PÉREZ-LORENTE 1979).

LAURENT (1974) efectuó un estudio petrológico-estructural del Corredor Blastomilonítico en todo el sector situado al E de Azuaga, y GARCÍA PORTERO (1980) estudió la geología del área de Fuente Obejuna.

En 1982 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.* 1985c). 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 Peñarroya-Pueblonuevo.

También es preciso hacer mención de los diversos proyectos de investigación minera efectuados por el I.G.M.E. (1949, 1969, 1970, 1972, 1978a, 1978b, 1980a, 1980b, 1980c, 1981a, 1981b, 1982a, 1982b, 1982c, 1984). Dichos estudios han aportado abundante información sobre distintos tipos de mineralizaciones y han contribuido al conocimiento en detalle de la geología de dichas áreas. BAEZA-ROJANO *et al.* (1978, 1981) han sintetizado los datos más relevantes sobre las mineralizaciones de la zona de El Paredón.

Existe asimismo una gran cantidad de información de detalle sobre la Cuenca carbonífera del Guadiato, recopilada a partir de los numerosos trabajos de investigación minera realizados por las empresas explotadoras que han operado en la zona. La mayor parte de esta información es inédita y ha sido sintetizada por WAGNER *et al.* (1983).

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 han agrupado 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.

Los afloramientos correspondientes a este dominio ocupan una buena parte de la mitad nororiental de la Hoja, y se encuentran limitados al S por la Falla del Machel. La estructura de este sector se caracteriza por la existencia de una Unidad Autóctona sobre la que se encuentran apiladas dos láminas alóctonas (Unidad Alóctona Inferior y Unidad Alóctona Superior).

La Unidad Autóctona está integrada en esta hoja por rocas del Devónico, y aflora únicamente en una semiventana tectónica situada al NO de Peñarroya-Pueblonuevo, y en un reducido sector del ángulo nororiental de la Hoja.

La Unidad Alóctona Inferior se sitúa inmediatamente al sur de la anterior, extendiéndose hasta el límite con el Corredor Blastomilonítico, y está constituida por formaciones del Proterozoico (Serie Negra, Gneises de Azuaga y Grupo Malcocinado) y Paleozoico (Arcosas y cuarcitas de El Hoyo, Esquistos de El Hoyo, Ordovícico y Devónico). Superpuesta a ella,

y ocupando la parte más meridional, se encuentra junto al borde oriental de la Hoja otra lámina a la que se ha denominado Unidad Alóctona Superior, en la que únicamente aparece la Serie Negra.

### **2.1.1. Unidad Autóctona: Devónico (17, 18, 19, 20)**

Los materiales pertenecientes a esta Unidad que afloran en esta hoja corresponden al Devónico. Se encuentran al NO de Peñarroya-Pueblonuevo, aflorando a favor de una semiventana de la Unidad Alóctona formada por un antiforme tardío, y subyaciendo a las filitas y areniscas ordovícicas que se le superponen tectónicamente.

En las proximidades de Peñarroya-Pueblonuevo se encuentra una serie detrítica con potentes niveles de cuarcitas (18) que dan resalte morfológico (Peñón de Peñarroya), que ha sido atribuida al Devónico (APALATEGUI *et al.* 1985c). También aflora en el ángulo nororiental de la hoja, en las proximidades del Caserío de la Nava. Los afloramientos son muy malos en general y la mayor parte de la serie está recubierta por depósitos terciarios y coluviones. En todas las rocas que se encuentran directamente debajo del cabalgamiento se aprecia una fuerte deformación, con desarrollo de una o más esquistosidades y una cierta transposición de la estratificación produciendo rocas laminadas tectónicamente.

La sucesión está formada por pizarras arenosas, pizarras, areniscas rojizas y cuarcitas. En el Arroyo de la Parrilla, hacia techo, se encuentran unos niveles volcánicos o subvolcánicos básicos (19), con algún nivel intercalado de serpentinitas, que culminan en un pequeño nivel riolítico (20). En la parte baja de la serie aparecen varios niveles de ortocuarcitas blancas en capas métricas a decamétricas masivas.

Las pizarras son frecuentemente laminadas, y están compuestas por microclastos de cuarzo, plagioclasa y micas, en una matriz de grano muy fino y composición illítico-sericítica. Las areniscas son de grano fino a medio, con colores rojizos o asalmonados por la abundancia de óxidos de hierro, y están formadas por clastos redondeados de cuarzo y algún feldespato y mica accesorios; normalmente son ricas en matriz, pudiendo clasificarse como grauvacas, aunque se ha encontrado alguna con cemento carbonatado. Las cuarcitas

son de grano variable, incluso a escala de lámina delgada, y están compuestas mayoritariamente por granos redondeados de cuarzo con algún fragmento de roca arenosa.

Las rocas básicas se encuentran cerca del cabalgamiento y se encuentran heterogéneamente foliadas y retrogradadas. La mayor parte de ellas son rocas de grano fino, a veces microporfídicas, masivas o con una débil laminación definida por cambios en el tamaño de grano. Son de grano fino o medio y con texturas subofíticas, compuestas por plagioclasa y anfíbol con algún resto de clinopiroxeno. Los niveles ultrabásicos son escasos y están invariablemente serpentinizados, aunque se observan restos de olivino y ortopiroxeno. A techo se encuentra un nivel métrico de una roca ácida granuda formada por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa y biotita cloritizada que debe corresponder a una riolita.

Estas rocas básicas han recibido diversas interpretaciones. APALATEGUI *et al.* (1985c) suponen que se trata de una cuña emplazada tectónicamente que procedería del Corredor Blastomilonítico. MARTÍNEZ POYATOS (1997) asigna estas rocas al Grupo Malcocinado y supone que se hallan bajo la discordancia del Ordovícico Inferior y cabalgadas sobre las rocas devónicas. Nuestras observaciones indican que el contacto inferior, con las cuarcitas devónicas, es aparentemente normal, sin evidencias de una deformación significativa. En cambio, el contacto superior aflora bien en uno de los arroyos menores que bajan desde el oeste al arroyo de la Parrilla, y muestra claramente una banda milonítica de unos 3 m de espesor que las separa de las rocas ordovícicas suprayacentes. Con estos datos, atribuimos estos niveles ígneos al conjunto de rocas volcánicas básicas que se encuentran intercaladas en el Devónico en la prolongación de esta Unidad hacia el noroeste (VILLAR 1997, VILLAR y TOYOS 1997).

APALATEGUI *et al. op. cit.* encontraron un pequeño lentejón carbonatado con fauna del Devónico, posiblemente Siegeniense.

## **2.1.2. Unidad Alóctona Inferior**

### **2.1.2.1. Serie Negra (21)**

Esta formación fue definida por CARVALHOSA (1965) en la región portuguesa del Alentejo. Sus afloramientos más representativos y mejor conocidos se encuentran en la parte central del Antiforme de Olivenza-Monesterio (Zona de Ossa-Morena), donde presenta espesores de 3.000-5.000 m. En dicha área, EGUÍLUZ (1987) ha diferenciado dos subunidades: la sucesión Montemolín, a muro, constituida por filitas y esquistos grafitosos, y metagrauvascas, 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.

Los afloramientos de esta formación correspondientes a la Unidad Alóctona Inferior, situados en el sector de Fuente Obejuna, poseen tramos con diversas litologías. Hay esquistos y micaesquistos grises y gris-oscuros con frecuentes venillas y lentículas de cuarzo, y en ellos se intercalan algunos tramos de cuarzoesquistos grises y blancos bandeados. En otras ocasiones dominan los paragneises, de color grisáceo.

Tanto en los esquistos como en los paragneises suelen aparecer intercalaciones de cuarcitas negras de espesor centimétrico a decimétrico, y ortogneises leucocráticos de grano fino a medio, con espesores desde centimétricos hasta métricos. Estos últimos se han originado probablemente a partir de diques graníticos, aplíticos y pegmatíticos.

También pueden observarse, aunque menos frecuentemente, intercalaciones de espesor métrico de metavulcanitas ácidas (metariolitas) y básicas (anfibolitas), que en su origen podrían haber sido diques de carácter subvolcánico. Aparecen fundamentalmente hacia el techo de la unidad.

En la parte central de los afloramientos de esta formación aparece intercalada una amplia banda de gneises y anfibolitas que será descrita en el siguiente epígrafe.

El muro de la Serie Negra no llega a aparecer, y el espesor mínimo aparente que puede deducirse para ella es de unos 2.000 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.

#### **2.1.2.2. Gneises de Azuaga (22)**

Como ya se ha indicado, al oeste y al sur de Fuente Obejuna aflora una banda de 500 a 2.000 m de anchura, intercalada en la Serie Negra, que está constituida esencialmente por paragneises y ortogneises biotíticos, con intercalaciones de anfibolitas bandeadas, y de esquistos y cuarcitas. Todas estas rocas poseen texturas miloníticas, y los ortogneises presentan abundantes porfiroclastos feldespáticos redondeados de tamaño milimétrico. La sección con mejores afloramientos de estas litologías es la correspondiente al arroyo de San Pedro.

Las características litológicas de esta unidad son muy semejantes a las de los Gneises de Azuaga, los cuales constituyen una de las principales litologías presentes en el Corredor Blastomilonítico (ver apartado 2.2.2). En el dominio al que ahora nos referimos presentan aparentemente mucho menor espesor, y poseen menor grado metamórfico y una deformación menos intensa.

El contacto suroccidental de esta banda con la Serie Negra es relativamente neto, mientras que por el nordeste se puede apreciar un paso más gradual o difuso de una unidad a otra, aumentando progresivamente las intercalaciones esquistosas características de la Serie Negra. Este hecho apoya la hipótesis de que esta unidad se haya originado por un proceso de metamorfismo en rocas pertenecientes a la Serie Negra, acompañado de la intrusión de numerosos cuerpos graníticos y pegmatíticos, y diques básicos.

#### **2.1.2.3. Grupo Malcocinado (23)**

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. Estos afloramientos se sitúan en la parte occidental de la Hoja y quedan limitados al SO por la Falla del Matachel.

Las rocas que componen esta unidad son principalmente esquistos y pizarras 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).

Al NO de La Coronada, en los alrededores de la desviación que conduce a dicha población desde la carretera N-432, aflora un tramo de carácter volcanoclástico con abundantes fragmentos feldespáticos milimétricos y cantos elipsoidales redondeados de naturaleza silíceas dispersos. Estos cantos, de tamaño centimétrico, se encuentran elongados según una dirección paralela a la de la lineación mineral que se observa en la roca, y que buza 60° al SE.

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 techo del Grupo Malcocinado no llega a observarse, y su espesor aparente es de unos 1.500 m.

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 SCHMIDT 1980, LIÑÁN y PALACIOS 1983, LIÑÁN *et al.* 1984., QUESADA *et al.* 1990).

#### 2.1.2.4. Arcosas y cuarcitas de El Hoyo (24)

Los afloramientos de esta unidad se localizan principalmente en las sierras de los Santos y de Gata, en torno a la localidad de El Hoyo, apareciendo también en otros puntos situados hacia el este (al N de El Entredicho) y el oeste (al NO de Fuente Obejuna, en la sierra de Las Cabras). Dan lugar a algunos de los relieves más importantes dentro de la Hoja.

Se trata de una sucesión compuesta esencialmente por metarcosas blancas de grano fino, que hacia el techo alternan con cuarcitas y cuarzoesquistos grises y gris-claros. Presentan intercalaciones decimétricas a decamétricas de esquistos y micaesquistos grises, y hacia la mitad de la sucesión existe un tramo arcósico de granulometría más grosera, con espesor métrico, en el que aparecen cantos silíceos deformados muy dispersos. Ocasionalmente pueden verse laminaciones cruzadas en las metarcosas y cuarcitas.

Las metarcosas están compuestas principalmente por cuarzo, plagioclasa, moscovita y algo de feldespatos potásico.

Estas rocas presentan una fábrica plano-lineal subparalela a la  $S_0$  y se encuentran muy replegadas y falladas, de modo que no resulta fácil reconocer su estructura. Por este motivo, en trabajos previos se ha establecido para la sucesión una polaridad estratigráfica inversa a la que aquí se describe, situando las Arcosas y cuarcitas de El Hoyo a techo de los Esquistos de El Hoyo (PÉREZ-LORENTE 1971, I.G.M.E. (1980a), APALATEGUI *et al.* 1985c).

El muro de esta unidad no llega a aflorar, y la potencia máxima que se puede observar es de unos 600 m.

Estas litologías pueden ser correlacionadas con las de las Capas de El Encinalejo, que aparecen en la Zona de Ossa-Morena a muro de la Fm. de Azuaga y a techo de la Secuencia Carbonatada de edad Cámbrico Inferior (TOYOS 1997). A falta de otros datos, se supone que las Arcosas y Cuarcitas de El Hoyo pueden corresponder también al Cámbrico Inferior, tal como se ha supuesto para las Capas de El Encinalejo en la Hoja de Azuaga.

#### **2.1.2.5. Esquistos de El Hoyo (25)**

Sobre las Arcosas y cuarcitas de El Hoyo, y en tránsito gradual con ellas, aparece una unidad constituida por micaesquistos, esquistos y filitas, de colores grises y gris-oscuros, en general bastante homogéneos, con algunas intercalaciones de cuarzoesquistos y cuarcitas de espesor decimétrico a métrico. No se observa su techo, siendo el espesor máximo que presentan de unos 500 m.

Los micaesquistos tienen como componentes principales cuarzo, albita, moscovita y biotita; y como accesorios, apatito, circón, esfena y opacos.

De acuerdo con la correlación anteriormente apuntada, estas litologías pueden corresponderse con las de los tramos inferiores de la Fm. de Azuaga, para la que se supone una edad Cámbrico Inferior-Medio (TOYOS *op. cit.*).

#### **2.1.2.6. Ordovícico (26)**

Las rocas ordovícicas de la Unidad Alóctona Inferior se encuentran en la parte nororiental de la hoja, al NE de la Cuenca Carbonífera del Guadiato y formando la parte inferior del manto que constituye la Unidad Alóctona. Por el sur están recubiertos en discordancia por los conglomerados del Carbonífero Superior de la Banda Septentrional del Guadiato.

Aunque la estructura que presentan estos materiales es muy compleja, existen muy buenos cortes en carreteras y arroyos que han permitido obtener una idea de la sucesión estratigráfica. Así, en todo el afloramiento la polaridad estratigráfica se mantiene con el techo al nordeste, y pueden reconocerse dos tramos que, en detalle, no han podido ser cartografiados.

El tramo inferior aflorante, que no la base de la sucesión, está constituido por una serie pizarrosa con laminaciones arenosas milimétricas y centimétricas, que evoluciona hacia arriba, según una secuencia grano y estratocreciente, a unas alternancias decimétricas de pizarras y areniscas que van teniendo un carácter progresivamente más cuarcítico. Las



capas arenosas son tabulares, de base plana, y presentan laminación paralela y cruzada de bajo ángulo.

En tránsito totalmente gradual, se reconoce un tramo superior formado por capas métricas de cuarcitas con intercalaciones decimétricas de pizarras. Las cuarcitas son de color claro y de grano fino, y se encuentran en bancos con granoselección y estratificación cruzada y, a techo, laminación de *ripples*.

Petrográficamente, las pizarras son iguales en ambos tramos, formadas por una masa illítico-sericítica en la que se encuentran dispersos microclastos de tamaño limo, de cuarzo, clorita, moscovita y plagioclasa. En el tramo inferior, las areniscas son de grano muy fino y suelen presentar abundante matriz; están compuestas por clastos de cuarzo, micas, plagioclasa, feldespatos potásico y fragmentos de lutita. En el tramo superior las areniscas son de grano algo más grueso, con matriz escasa o ausente y con un espectro composicional de clastos dominado mayoritariamente por el cuarzo, con feldespatos, micas y minerales pesados como accesorios. Algunas de estas últimas areniscas tienen un contenido relativamente alto en feldespatos, sobre todo microclina, y podrían clasificarse como subarcosas.

Esta serie puede interpretarse como producto de sedimentación turbidítica en plataforma externa que evoluciona según una secuencia de somerización a facies de plataforma interna dominada por el oleaje.

En esta hoja no se han encontrado fósiles, pero en la prolongación de estos materiales hacia el sureste MAAS (1958) y GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1988) encuentran restos fósiles que permiten datar esta sucesión como Ordovícico y, quizás, Silúrico.

#### **2.1.2.7. Devónico (27)**

En la parte nor-noroccidental de la Hoja, en la sierra de la Grana, aflora una potente sucesión cuarcítica que atribuimos al Devónico de la Unidad Alóctona por correlación con las rocas que constituyen su prolongación hacia el noroeste. Los afloramientos en esta zona

son de muy pobre calidad y únicamente pueden observarse los niveles cuarcíticos que presentan algún resalte.

Forman una sucesión predominantemente cuarcítica que llega a desarrollar paquetes de ortocuarzitas blancas en la parte norte de la sierra. Localmente, ha podido realizarse un corte en el que la serie está compuesta por niveles decimétricos a métricos de cuarcitas grises con intercalaciones decimétricas de pizarras con laminaciones.

Las cuarcitas son de grano fino y medio, formadas por granos de cuarzo y abundante feldespato con cemento silíceo. Las pizarras están formadas por matriz illítico-sericítica con laminaciones de pizarra arenosa y con clastos de cuarzo y micas.

### **2.1.3. Unidad Alóctona Superior**

Esta unidad se circunscribe a un pequeño sector situado al sur de Bélmez, y está integrada por rocas correspondientes exclusivamente a la **Serie Negra (28)**, cuyas características son bastante semejantes a las ya descritas en el apartado 2.1.2.1.

Su individualización respecto a la Unidad Alóctona Inferior se debe a que se encuentra en contacto mecánico y superpuesta tectónicamente a las Arcosas y cuarcitas de El Hoyo y a los Esquistos de El Hoyo.

## **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 8 km de anchura en la mitad occidental de la Hoja, quedando sus afloramientos interrumpidos hacia el este por las rocas ígneas de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, y apareciendo luego en la mitad oriental en una delgada banda de 400 a 1.000 m de anchura.

El Corredor Blastomilonítico se encuentra limitado por fallas con orientación aproximadamente ONO-ESE. Por el N se encuentra la Falla del Matachel, y por el S lo limita la Falla de Azuaga en el sector occidental y otra falla de trazado paralelo a la del Matachel en la mitad oriental.

En el Corredor aparece un conjunto litológico compuesto principalmente por gneises, anfibolitas, 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.

Las unidades litológicas que se han diferenciado en la cartografía adoptan una disposición aproximadamente paralela respecto a los límites del 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. Para la descripción de las unidades litoestratigráficas se seguirá un orden ascendente desde el borde suroccidental hasta el nororiental, que se supone que se corresponde con el orden de superposición estructural en las unidades que lo componen.

### **2.2.1. Ortogneis de Higuera de Llerena (11)**

Al SE de la localidad de Piconcillo, en el borde meridional de la Hoja, aflora una lámina de ortogneises, en contacto con la Falla de Azuaga y con los Gneises de Azuaga, cuya potencia no supera los 100 m. Esta delgada lámina se acuña rápidamente hacia el NO, prolongándose algo más hacia el SE en la Hoja de La Cardenchosa.

Se trata de ortogneises biotíticos glandulares, con abundantes porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa con tamaños de 1-5 cm. Presentan una fábrica milonítica a la que se sobrepone una intensa cataclasis, producida por el juego de la Falla de Azuaga, que puede llegar hasta la brechificación total de la roca.

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

### **2.2.2. Gneises de Azuaga (12, 13)**

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 la mitad occidental de la Hoja, ocupando distintas posiciones dentro del Corredor.

Las rocas que componen los Gneises de Azuaga son fundamentalmente 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.

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 100 a 200 m de espesor constituido por ortogneises leucocráticos de grano fino (13), que se sitúa próximo al borde suroccidental del Corredor, con un trazado bastante paralelo a la Falla de Azuaga. Aunque este nivel se pierde hacia el SE, tras ser cortado por una falla, tiene una notable continuidad hacia el NO, prolongándose a lo largo de todo el Corredor en la Hoja de Azuaga. 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 (Hoja de Azuaga), obteniendo para ellas una edad de  $632 \pm 103$  Ma (Proterozoico superior).

Como ya se ha apuntado anteriormente, se supone que esta unidad pudo originarse 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.

### **2.2.3. Anfibolitas de Las Mesas (14)**

En el sector occidental del Corredor Blastomilonítico afloran varias bandas constituidas esencialmente por anfibolitas, las cuales se corresponden con el 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 dos bandas de anfibolitas más importantes, que afloran en el sector de Argallón, con potencias de 500 y 800 m, separadas por una delgada lámina de gneises (Gneises de Azuaga). Hacia el SO, la continuidad de estas bandas queda interrumpida por una falla.

Algo más al NE, aparecen otras bandas discontinuas de menor potencia. La que se sitúa al SO de La Coronada, junto al borde occidental de la Hoja, presenta contactos que son netamente oblicuos respecto a la estructura de los metasedimentos circundantes, correspondientes a la Serie Negra. Este hecho hace suponer un origen intrusivo para este cuerpo de anfibolitas.

Los afloramientos más representativos de las Anfibolitas de Las Mesas se encuentran hacia el oeste, dentro de la Hoja de Azuaga. En dicha zona, SCHÄFER (1990) ha datado circones de estas anfibolitas por el método U-Pb, obteniendo una edad de  $611 \pm 17/-12$  Ma (Proterozoico superior). A su vez, AZOR (1994) ha datado un ortogneis alcalino incluido en esta unidad, por el método Rb-Sr sobre roca total, para el que obtuvo una edad de  $690 \pm 134$  Ma.

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.

#### **2.2.4. Serie Negra (15)**

Esta unidad, a la que ya se ha hecho amplia referencia en el apartado 2.1.2.1, también se encuentra bien representada dentro del Corredor Blastomilonítico.

En el sector occidental del Corredor aparece en su parte central, mientras que hacia el este ocupa casi por completo la estrecha banda a la que éste queda reducido.

Está compuesta 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.

En ocasiones pueden verse también intercalaciones centimétricas a decimétricas de ortogneises leucocráticos semejantes a los que aparecen en los Gneises de Azuaga, y al oeste del vértice Calaveruela, junto al borde occidental de la Hoja, se ha cartografiado una banda más potente de gneises asignados a dicha unidad.

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.

Como ya se ha indicado, existen también intercalaciones de litologías pertenecientes a la Serie Negra, a pequeña escala, dentro de los Gneises de Azuaga y las Anfibolitas de Las Mesas.

#### **2.2.5. Formación de la Atalaya (16)**

Esta unidad, definida por CHACÓN (1974, 1979), se sitúa con frecuencia en el borde septentrional del Corredor Blastomilonítico. Los afloramientos que presenta en esta Hoja son bastante reducidos y se circunscriben a una cuña de unos 5 km de longitud, limitada por fallas, que se encuentra al este de la localidad de Doña Rama.

Los afloramientos de este sector están constituidos por esquistos y cuarzoesquistos grisáceos, con una fábrica milonítica plano-linear bien desarrollada, y en ellos aparece intruido un pequeño cuerpo ortogneísico alargado (Ortogneis de las Minillas) al que se hará referencia más adelante, en el capítulo dedicado a las rocas ígneas.

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.

### **2.3. ZONA DE OSSA-MORENA**

Dentro de la Hoja de Peñarroya-Pueblonuevo, los sectores que corresponden a la Zona de Ossa-Morena son bastante reducidos, y se localizan, uno en el ángulo suroccidental, al S de la Falla de Azuaga, y otro en el ángulo suroriental, también al S del Corredor Blastomilonítico. En este segundo sector, aparecen sólo algunos afloramientos dispersos de rocas precarboníferas, bordeados por cuerpos intrusivos de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada y por rocas del Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-El Paredón.

Las unidades litoestratigráficas que se encuentran representadas en este dominio son dos: el Grupo Malcocinado y la Fm. de Azuaga.

#### **2.3.1. Grupo Malcocinado (9)**

Los afloramientos de esta unidad, a la que ya se hizo referencia anteriormente en el apartado 2.1.2.2, son muy limitados y se encuentran en el ángulo suroriental de la Hoja, al E de la Loma del Paredón, apareciendo rodeados por diversas rocas del Carbonífero.

Consisten esencialmente en pizarras y areniscas alternantes, con algunas intercalaciones de calizas y tobas de espesor métrico. Las areniscas son grauvacas arcósicas; las calizas son esparíticas y suelen formar lentejones; y las tobas poseen clastos de cuarzo y plagioclasa, y fragmentos de rocas volcánicas, en una matriz sericítica.



### **2.3.2. Formación de Azuaga (10)**

La Fm. de Azuaga (DELGADO-QUESADA 1971) está integrada por una sucesión relativamente monótona de pizarras y filitas cuyos afloramientos se sitúan principalmente en el ámbito de las hojas de Azuaga (APALATEGUI *et al.* 1985a, TOYOS 1997), Guadalcanal (APALATEGUI *et al.* 1985b) y La Cardenchosa (INSÚA *et al.* 1991).

En la presente Hoja, aparece en el ángulo suroccidental, inmediatamente al S de la Falla de Azuaga, y en varios afloramientos alargados situados al oeste de la Loma del Paredón (ángulo suroriental).

En el primer sector mencionado, esta formación presenta un gradiente metamórfico creciente en sentido SO-NE, de modo que las metalutitas que la componen pasan gradualmente de filitas a micaesquistos, siendo estos últimos los que ocupan la mayor parte de la superficie de dicho sector. Se trata de micaesquistos moscovítico-biotíticos, con proporciones variables de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y granate; como componentes accesorios suelen tener circón, turmalina, esfena, apatito y opacos, y en algunas muestras aparecen también otros minerales metamórficos como andalucita, distena, sillimanita y estaurrolita.

Hay también un tramo con intercalaciones de cuarzoesquistos y metarcosas que produce un cierto resalte topográfico, el cual marca en la cartografía el cierre de un anticlinal ligeramente vergente hacia el NE (ver corte geológico I-I').

El incremento del grado metamórfico, ya mencionado, se ve acompañado por la aparición de diversas venas y diques de pegmatoides, en general dispersos. Al SO de Piconcillo se encuentra también un pequeño cuerpo granítico alargado, intruido en los micaesquistos de esta formación.

Es preciso indicar aquí que estos micaesquistos han sido diferenciados en trabajos previos como una unidad distinta de la Fm. de Azuaga (Micaesquistos de La Albariza de DELGADO-QUESADA 1971, APALATEGUI *et al.* 1985a, 1985c), aunque en realidad, como ya se ha indicado, se trata de tramos dentro de la Fm. de Azuaga que han experimentado un

metamorfismo de grado algo más elevado, el cual ha modificado en parte sus características litológicas.

El espesor de los tramos que se observan dentro de la Hoja es de unos 1.500 m, siendo la potencia total de la formación mucho mayor. En la Hoja de Azuaga se ha estimado para ella una potencia mínima de 6.000 m (TOYOS 1997).

Se han citado varios tipos de huellas fósiles en la Fm. de Azuaga, como *Planolites* sp. y *Cochlichnus* sp. (QUESADA *et al.* 1990), pero 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. No obstante, se estima como más probable una edad Cámbrico Inferior-Medio, de acuerdo con las correlaciones propuestas recientemente por AZOR (1994) y TOYOS (1997).

## **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 encuentran distribuidos principalmente en dos sectores: en el ángulo suroriental de la Hoja, formando parte del Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-El Paredón, y en una franja que recorre de E a O la mitad septentrional de la Hoja, y que constituye la Cuenca del Guadiato.

### **2.4.1. Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-El Paredón**

Bajo esta denominación se engloban una serie de litologías de origen sedimentario, volcánico y volcanoclástico que aparecen estrechamente relacionadas, extendiéndose sus afloramientos desde el ángulo suroriental de la Hoja hacia el sur y el sureste (hojas de La Cardenchoza y Villaviciosa de Córdoba).

En algunos trabajos se han diferenciado los depósitos sedimentarios que constituyen la parte basal de la sucesión del resto de materiales, principalmente de origen volcánico, dándose a aquéllos la denominación de Cuenca de Benajafe (GARROTE y BROUTIN 1979, GABALDÓN *et al.* 1983, 1985a, 1985b, QUESADA 1983, INSÚA *et al.* 1991).

El vulcanismo que ha dado origen a gran parte de esta unidad ha sido encuadrado por DELGADO-QUESADA *et al.* (1985) en el Ciclo o Episodio I, dentro de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. Sin embargo PASCUAL y PÉREZ-LORENTE (1987) opinan que las rocas volcánicas carboníferas de este complejo y de otras unidades semejantes deben ser consideradas aparte de la Alineación, cuyos elementos característicos son cuerpos plutónicos y subvolcánicos.

#### **2.4.1.1. Lutitas, areniscas y conglomerados (29)**

En la parte inferior del Complejo, en contacto discordante sobre rocas de la Fm. de Azuaga o del Grupo Malcocinado, aparece un tramo discontinuo constituido por una alternancia de lutitas y areniscas grises y verdosas, con una intercalación de conglomerados en su base, con un espesor máximo de 30 m, cuyos cantos son redondeados y proceden de cuarcitas y pizarras.

Este tramo puede llegar a alcanzar una potencia de 200 m, existiendo también otros de características semejantes interestratificados en posiciones más altas de la sucesión vulcanosedimentaria.

Al norte de la Loma del Paredón, en las lutitas y areniscas se encuentra intercalado un nivel de calizas margosas gris-oscuras.

Hacia el S, en la Hoja de La Cardenchoza, también aparecen intercaladas en esta sucesión varias capas de carbón que han llegado a ser explotadas.

Las asociaciones de bivalvos y braquiópodos, y de floras y palinomorfos, halladas en estas litologías indican una edad Tournaisiense superior-Viseense superior (QUESADA 1983, GABALDÓN *et al.* 1983, 1985a, 1985b).

El depósito de estas litologías se habría producido en un medio deltaico que, posteriormente, evolucionó hacia un ambiente de tipo *lagoon*, según GABALDÓN *et al.* (1985a, 1985b).

#### **2.4.1.2. Pórfidos cuarzolálticos (30)**

Las primeras manifestaciones volcánicas que se reconocen en la sucesión están constituidas por niveles discontinuos, de espesor métrico a hectométrico, de rocas porfídicas de composición cuarzoláltica.

Estas rocas presentan fenocristales orientados de plagioclasa (oligoclasa) y de anfíbol y piroxeno, y una mesostasis de grano fino con feldespatos potásicos y cuarzo. Suelen tener una marcada alteración manifestada por la sericitización de las plagioclasas y la cloritización de anfíboles y piroxenos.

#### **2.4.1.3. Brechas piroclásticas, tobas ácidas y riolitas (31)**

Sobre las rocas de la unidad anterior, o, cuando éstas faltan, sobre el tramo sedimentario basal, aparece un conjunto de rocas relacionadas con un episodio volcánico de carácter ácido, compuesto mayoritariamente por niveles desorganizados de brechas piroclásticas, tobas y riolitas.

Las brechas piroclásticas poseen fragmentos angulosos de tamaño variable, pudiendo alcanzar los 60 cm de diámetro. Los fragmentos suelen ser de material volcánico ácido, y se presentan estratificados y gradados. Pueden aparecer también localmente intercalados niveles de microconglomerados tobáceos.

En las tobas, de composición riolítica a dacítica, se observan habitualmente bastantes sulfuros. En ocasiones se encuentran retrabajadas, tratándose más bien de areniscas tobáceas.

Las riolitas están compuestas por una mesostasis microcristalina con cuarzo y feldespato potásico, en la que a veces aparecen fenocristales de feldespato potásico y, ocasionalmente, plagioclasa. También presentan sulfuros diseminados.

A techo de esta sucesión, en el sector de la Loma del Paredón, se encuentran las mineralizaciones de sulfuros polimetálicos masivos investigadas por el I.G.M.E. (1981a, 1981b, 1982c, 1984) y descritas también por BAEZA-ROJANO *et al.* (1981).

Se estima que la potencia máxima que puede llegar a alcanzar este tramo es superior a los 300 m.

#### **2.4.1.4. Tufitas (32)**

Estas rocas afloran al S y al O de la Loma del Paredón, y al NE de Posadilla. Se trata de depósitos de granulometría variable (brechas, grauvacas y lutitas tobáceas), organizados rítmicamente, compuestos por fragmentos angulosos de rocas volcánicas y sedimentarias inmersos en una matriz tobáceo-vítrea cementada por sericita, clorita, epidota y sílice.

Los fragmentos son de tipo muy variado: rocas vítreas, riolitas, lutitas, areniscas, esquistos y pizarras (probablemente procedentes de la Fm. de Azuaga), y cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita.

#### **2.4.1.5. Espilitas (33)**

Asociadas espacialmente a veces a las rocas anteriores, aparecen diversas masas de rocas ígneas básicas que han sido clasificadas como espilitas. Son de color verde-oscuro, con frecuentes vacuolas, y en ocasiones presentan estructuras almohadilladas (*pillow*), típicas de emisiones de lavas submarinas. Están compuestas esencialmente por plagioclasa (albita-oligoclasa), clorita, cuarzo y calcita.

El espesor máximo que adquieren es de unos 50 m.

#### **2.4.1.6. Lavas y tobas riolíticas (34)**

Este último episodio volcánico, de carácter ácido, se encuentra escasamente representado en la Hoja. En él dominan las rocas volcánicas sobre las volcanoclásticas.

Las lavas presentan con frecuencia textura porfídica, sus componentes principales son cuarzo, feldespatos potásico, plagioclasa y biotita, y, como accesorios, tienen circón, apatito y opacos.

Según QUESADA (1983) y DELGADO-QUESADA *et al.* (1985), los últimos episodios volcánicos del Complejo podrían llegar a ser de edad Namuriense.

#### **2.4.2. Cuenca del Guadiato**

Esta unidad carbonífera constituye una franja de 2 a 7 km de anchura y unos 125 km de longitud, que se extiende en dirección ONO-ESE desde Granja de Torrehermosa hasta el valle del Guadalquivir.

En ella se han realizado numerosos estudios, a causa de las explotaciones de carbón, entre los que se pueden citar los de PELLICO (1844), PARRAN (1876), MALLADA (1902, 1927), GROTH (1911), BOURBON (1927) y CARBONELL (1929). Trabajos más recientes son los de WEISFLOG (1963), ORTUÑO (1971) y PÉREZ-LORENTE (1979).

Ya se ha indicado también que la mayor parte de la información de detalle sobre esta Cuenca, obtenida en las investigaciones realizadas por las empresas mineras que han operado en la zona, es inédita. WAGNER *et al.* (1983) han hecho una síntesis de todos estos trabajos.

En la Hoja de Peñarroya-Pueblonuevo, los afloramientos de la Cuenca del Guadiato se sitúan a lo largo de su mitad septentrional, encontrándose en buena parte recubiertos por depósitos del Terciario.

La Cuenca puede ser subdividida en tres bandas con diferentes características, las cuales se encuentran separadas por cabalgamientos (PÉREZ-LORENTE *op. cit.*):

- Banda Meridional, constituida por depósitos marinos en facies *Culm* de edad Viseense.
  
- Banda Intermedia o Central, integrada por depósitos siliciclásticos y carbonatados de edad Viseense-Namuriense.
  
- Banda Septentrional, de carácter continental, en la que se encuentran los tramos productivos. Su edad es Westfaliense B-C.

#### **2.4.2.1. Banda Meridional (35, 36)**

Los afloramientos de esta banda se extienden hacia el oeste solamente hasta el NO de Fuente Obejuna, donde son cortados por el mismo cabalgamiento que los separa de la Banda Intermedia. En dicho sector aparecen en contacto discordante por el sur sobre las Arcosas y cuarcitas de El Hoyo y el Ortogneis de la Sierra de las Cabras.

Más hacia el este, la Banda Meridional se encuentra limitada al sur por rocas de las unidades Alóctona Inferior y Alóctona Superior que cabalgan sobre ella, y en el extremo oriental de la Hoja, se encuentra dividida en dos láminas o escamas.

La mayor parte de la banda está recubierta por los depósitos terciarios, de modo que sus afloramientos se sitúan principalmente junto a los cauces del río Guadiato y de los diversos arroyos que atraviesan la zona. Una sección representativa de esta unidad se puede observar a lo largo del arroyo Fresnedoso, al sur de Bélmez.

En la base de la sucesión aparece un tramo de conglomerados (35), con textura clastosoportada. Presentan cantos heterométricos, principalmente silíceos, redondeados a subredondeados, y matriz arenosa. Localmente hay lentejones arenosos intercalados.

El espesor de este tramo basal oscila entre 30 y 80 m, y APALATEGUI *et al.* (1985c) citan la presencia en él de restos de braquiópodos (*Orthotetidina* indet., *Antiquatonia* sp. y *Spiriferinidae* indet.), bivalvos, corales y briozoos (*Fenestellidae* indet.).

El resto de la sucesión está constituida por lutitas y areniscas (36), a veces alternando en capas centimétricas, o, más frecuentemente, con predominio de las lutitas, en las que se intercalan capas centimétricas a decimétricas de areniscas. Las lutitas son de color gris-oscuro, bandeadas, y las areniscas suelen ser litarenitas, de color gris, gris-oscuro o marrón.

En la mitad inferior aparecen algunas intercalaciones de orden métrico de calizas gris-oscurs de grano fino, con laminaciones, y coladas de rocas volcánicas básicas espilitizadas de espesor métrico a decamétrico.

Se pueden observar diversas estructuras sedimentarias, como *ripples* de corriente y de oscilación, estratificación cruzada de tipo *Hummocky*, bioturbación y estructuras de deslizamiento (*slumps*). También aparecen restos vegetales flotados, entre los que se han identificado *Stigmara* sp., *Lepidodendron losseni*, Calamitáceas y *Fryopsis?* (APALATEGUI *et al. op. cit.*).

La potencia total de la sucesión correspondiente a esta Banda Meridional que se observa en la sección del arroyo Fresnedoso es de unos 600 m. Algo más hacia el oeste pueden llegar a observarse espesores mayores.

En los niveles carbonatados se ha identificado una asociación de foraminíferos y algas que permite asignarles una edad Viseense medio-superior (PÉREZ-LORENTE 1979).

El medio sedimentario en el que se han producido estos depósitos es, según GABALDÓN *et al.* (1983, 1985a), una plataforma somera abierta dominada por tormentas.



#### 2.4.2.2. Banda Intermedia (37, 38, 39)

La Banda Meridional presenta a lo largo de su borde norte un contacto cabalgante sobre la Banda Intermedia, la cual constituye su autóctono relativo. Ésta, a su vez, se encuentra cabalgando a la Banda Septentrional, aunque hacia el NO, los afloramientos de ambas divergen, de modo que en el sector de la sierra de la Grana, la Banda Meridional aparece en contacto discordante por el norte con las cuarcitas y pizarras devónicas de la Unidad Alóctona Inferior.

A causa de los cabalgamientos que aparecen dentro de esta banda, y de los frecuentes recubrimientos que limitan la observación de sus afloramientos, no existe una sección representativa completa de esta unidad.

Las principales litologías que aparecen en la sucesión son conglomerados, areniscas y lutitas (37), con intercalaciones de cuarcitas (38) y calizas (39).

Hacia la base son frecuentes los conglomerados, con cantos muy redondeados.

En las intercalaciones de cuarcitas y areniscas han sido citados los siguientes fósiles (APALATEGUI *et al.* 1985c): braquiópodos (*Orulgania?* sp., *Chonetidae* indet., *Linoproductinae* indet., *Septemirostellum* sp., *Spiriferidae* indet., *Orthotetidina* indet., *Aronia?* sp., *Rhipidomella* sp., *Schizophoria* sp., *Cleiothyridina* sp., *Syringothyris* cf. *hannibalensis*, *Histosyrinx?* sp., *Thylothyris* cf. *pseudopostera*), corales, gasterópodos, trilobites y crinoideos.

Las calizas aparecen formando intercalaciones lenticulares, que suelen producir resaltes topográficos. Sus litofacies son muy variadas (arrecifales, oolíticas, bioclásticas, biomicríticas), y presentan abundantes restos fósiles que permiten asignarlas al Viseense superior (WEISFLOG 1963, MAMET y MARTÍNEZ 1981).

Hacia el techo, y ocupando el núcleo de una estructura sinclinal situada al SO de Bélmez, aparece un tramo de más de 100 m de espesor, compuesto por conglomerados, areniscas, lutitas y niveles carbonosos (paleosuelos), en los que aparecen troncos y restos vegetales. En los niveles lutítico-carbonosos se han identificado *Neuropteris antecedens*, *Mariopteris*

*purkinovae* sp., *Rhodeopteridion* sp., *Diplotmena patentissimum*, *Pecopteris (senftenbergia) aspera*, *Rhacopteris* sp., y tallos de licofitas, que en conjunto indican una edad Namuriense inferior (APALATEGUI *et al. op. cit.*).

La potencia total de la sucesión que aparece en la Banda Intermedia sería de más de 1.000 m, abarcando su edad desde el Viseense superior hasta el Namuriense inferior. La mayor parte de ella correspondería a depósitos marinos, mientras que el tramo superior detrítico se habría depositado en un medio fluvial.

#### **2.4.2.3. Banda Septentrional (40, 41, 42, 43)**

Esta banda constituye el Carbonífero productivo de esta zona y ha recibido el nombre de Cuenca de Peñarroya-Bélmez-Espiel en la literatura antigua. Son depósitos continentales, de edad Westfaliense, que ocupan todo el borde norte del afloramiento carbonífero del Guadiato, a lo largo de una banda de entre 1,5 y 4 km de anchura. Su contacto norte es una discordancia que superpone estos materiales sobre distintas formaciones paleozoicas, tanto de la Unidad Alóctona Inferior como de la Autóctona, fosilizando todas las deformaciones que afectan al zócalo. Su contacto sur es un cabalgamiento que superpone sobre estas rocas los sedimentos del Carbonífero Inferior-Medio de la Banda Intermedia.

En esta unidad se encuentran la práctica totalidad de las minas de carbón trabajadas en el ámbito de la hoja, tanto a cielo abierto como en interior, a pesar de lo cual, su estructura aún es relativamente desconocida. En superficie, los afloramientos son malos cuando no inexistentes debido al gran desarrollo de suelos que se encuentra en todo el valle del Guadiato. En la parte suroriental presenta una sucesión prácticamente monoclinial, buzando al suroeste, mientras que hacia el noroeste parece que existe un sinclinal con el flanco sur localmente invertido (WAGNER *et al.* 1983).

En la cartografía se han distinguido tres tramos. El tramo inferior está formado por brechas y conglomerados (40) que rellenan paleorreliieves y, por tanto, aparecen de manera discontinua. En algunos casos alcanzan los 70-80 m de potencia. Son sedimentos de abanicos aluviales en su parte más proximal. Los cantos son de cuarcitas y pizarras

procedentes del sustrato varisco, así como de conglomerados y areniscas procedentes de niveles Carboníferos más antiguos.

El segundo tramo, con un espesor de 50 a 100 m, se extiende sin solución de continuidad por todo el flanco norte del afloramiento y está constituido por niveles de conglomerados y areniscas (41) característicos de sistemas fluviales anastomosados. Son frecuentes las alineaciones e imbricaciones de cantos y también las bases canalizadas de cuerpos conglomeráticos con granoselección positiva que pasan a areniscas con estratificación cruzada en surco. Localmente existen niveles de lutitas de llanura de inundación con desarrollo de suelos de vegetación, a los que se asocia, en ocasiones, carbón, que aparece en la parte superior de secuencias granodecrecientes de carácter ciclotemático (Paquete Aurora-Juliana). Los niveles carbonosos son, por lo general, poco potentes y discontinuos, excepto donde hay un desarrollo importante de lutitas.

El tercer tramo es fundamentalmente lutítico (42), con ausencia de suelos de vegetación, de características lacustres. En este tramo es donde se encuentran los mayores y más continuos niveles de carbón. Al suroeste de Peñarroya este tramo puede llegar a alcanzar los 300 m de espesor. Dentro de este tramo se ha distinguido un paquete con abundantes niveles de carbón (43) que se explota a cielo abierto en varias cortas.

La edad, determinada por numerosos autores a partir de la abundante flora existente, es Westfaliense B-C (JONGMANS 1951, ORTUÑO 1971, ANDREIS y WAGNER 1983).

## **2.5. Terciario (44)**

Ocupando gran parte de la superficie correspondiente a la mitad septentrional de la Hoja, se encuentran una serie de depósitos continentales de tipo raña que recubren parcialmente el sustrato de rocas del Proterozoico y Paleozoico. Están integrados principalmente por cantos angulosos o subangulosos englobados en una matriz arcillosa, frecuentemente de tonos rojizos o marrones.

Presentan una morfología de glacis y suelen conservar el techo del depósito. Su espesor puede oscilar entre algo menos de 1 m y cerca de 10 m, encontrándose sus afloramientos a veces muy desconectados y disecados por la red de drenaje actual.

Estos depósitos habrían sido producidos por abanicos aluviales, y, de acuerdo con criterios paleoclimáticos, se supone que su edad puede ser Mioceno Inferior.

## **2.6. CUATERNARIO**

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

### **2.6.1. Depósitos de terraza (45)**

Al NE y al E de Fuente Obejuna, en los valles correspondientes al río Guadiato y a los arroyos de Montuenga y San Pedro, hay depósitos fluviales recientes formando un nivel de terrazas muy próximo a los cauces actuales. Están constituidos esencialmente por gravas, arenas y limos.

### **2.6.2. Depósitos aluviales (46)**

En este caso se trata de depósitos semejantes a los anteriores que aparecen ocupando, en determinados sectores, las llanuras aluviales del río Guadiato y de los arroyos más importantes.

### **2.6.3. Coluviones y derrubios de ladera (47)**

Estos depósitos, constituidos generalmente por cantos y bloques angulosos o subangulosos con matriz limo-arcillosa, se sitúan en algunos fondos de vaguada y en las laderas de los

principales relieves que aparecen en la Hoja (al NE del vértice Calaveruela, en la vertiente N de la sierra de Los Santos, y en torno al Peñón de Peñarroya).

#### **2.6.4. Antrópico: escombreras (48)**

Las explotaciones de carbón, tanto de interior como a cielo abierto, situadas en torno a las poblaciones de Peñarroya-Pueblonuevo y Bélmez, han dado lugar a una serie de escombreras de diversa entidad. Las más importantes se localizan en la zona de El Porvenir de la Industria y al SE de Peñarroya-Pueblonuevo.

### **3. ROCAS ÍGNEAS**

Los afloramientos de rocas ígneas cubren una buena parte de la superficie de la Hoja. En el capítulo anterior ya se han descrito algunas de estas rocas que se encuentran directamente vinculadas a determinadas unidades litoestratigráficas, de modo que ahora no se volverá a hacer referencia a ellas.

Atendiendo a su edad, las rocas ígneas que ahora serán descritas pueden agruparse en dos conjuntos: prevariscas y variscas. Dentro de las primeras se encuentra sólo el Ortogneis de las Minillas, mientras que en el segundo grupo se incluyen varios afloramientos de ortogneises y rocas graníticas, y los distintos cuerpos intrusivos que componen la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada (DELGADO-QUESADA *et al.* 1985, PASCUAL y PÉREZ-LORENTE 1975, 1987).

#### **3.1. PREVARISCAS: ORTOGNEIS DE LAS MINILLAS (4)**

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 localizan principalmente en la Hoja de Azuaga, apareciendo su extremo oriental junto al borde O de la Hoja de Peñarroya-Pueblonuevo, donde se encuentra intruido por el Granito de Cañada del Gamo.

En la parte oriental de la Hoja, al NE de Doña Rama, hay otro afloramiento que, aunque no se encuentra espacialmente conectado con los anteriores, posee una facies semejante y ocupa la misma posición que en otros sectores (intruido en la Fm. de la Atalaya), por lo que se supone que pudo formar parte del mismo cuerpo, habiendo sido separado del resto por efecto de las fallas de desgarre.

Se trata de un ortogneis biotítico glandular, con abundantes porfiroclastos de feldespato potásico blancos o rosados cuyo tamaño suele ser de 0,5 a 1 cm. 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 netos y concordantes respecto a la fábrica principal de éste. La foliación en el ortogneis es habitualmente subparalela a los contactos.

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).

## **3.2. VARISCAS**

### **3.2.1. Ortogneis de la Sierra de las Cabras (4)**

Bajo esta denominación se han agrupado una serie de afloramientos de rocas graníticas deformadas que se localizan principalmente en una banda situada en contacto con una falla de dirección ONO-ESE que limita por el N los afloramientos de las unidades proterozoicas en el sector de Fuente Obejuna (Dominio de Obejo-Valsequillo). Otros afloramientos, más o menos semejantes y también relacionados con fracturas, se sitúan al este de El Hoyo.

Habitualmente se trata de ortogneises leucocráticos de grano fino a medio, en los que puede observarse una fábrica milonítica a la que se sobreimpone una cataclasis más o menos intensa, de modo que estas rocas presentan generalmente una textura brechoide.

Están compuestos por cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa, con escasa biotita y moscovita, y otros accesorios como esfena, circón, apatito, rutilo y opacos.

Aunque gran parte de los contactos que presentan estas rocas se encuentran mecanizados, también pueden observarse en algunos casos contactos intrusivos en litologías correspondientes a las Arcosas y cuarcitas de El Hoyo, los Esquistos de El Hoyo y la Serie Negra.

### **3.2.2. Otros granitos (5)**

En este apartado se incluyen dos cuerpos graníticos de escasa entidad, situados en dos contextos diferentes.

Al S de El Entredicho, junto al borde oriental de la Hoja y extendiéndose también en la Hoja de Espiel, aflora un granito biotítico limitado por fracturas, a lo largo de la falla que limita por el S el Corredor Blastomilonítico. Se encuentra ligeramente deformado, y está compuesto por cuarzo (con extinción ondulante), plagioclasa, feldespato potásico y biotita.

Al SO de Piconcillo aparece también un pequeño cuerpo granítico en forma de dique, que se encuentra intruido en los micaesquistos de la Fm. de Azuaga. Se trata de un granito biotítico-moscovítico de grano fino, con textura granuda y ligeramente granoblástica. Posee una orientación planar preferente que es subparalela a la de la foliación del encajante, y está fundamentalmente definida por el cuarzo y la biotita.

Sus componentes esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y escasa moscovita; como accesorios presenta esfena, apatito, circón y opacos. Algunos minerales muestran signos de deformación, como extinción ondulante y en mosaico en el cuarzo, y fracturas y *kinks* en algunas plagioclasas.

### **3.2.3. Complejo de Los Ojuelos (6)**

Esta unidad comprende una serie de cuerpos intrusivos de rocas básicas (gabros principalmente) que forman parte de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, constituyendo el Ciclo II de la actividad ígnea en dicha Alineación, de acuerdo con el esquema propuesto por DELGADO-QUESADA *et al.* (1985).

En la Hoja de Peñarroya-Pueblonuevo aparece una importante masa de gabros situada en la parte central de la mitad meridional, en torno a las poblaciones de Ojuelos Altos, Navalcuervo y Posadilla. Otro cuerpo más reducido se encuentra al sur de La Coronada. Aparte de estos dos, y más o menos próximos a ellos, hay diversos cuerpos de menor tamaño.



Las masas de mayor tamaño no constituyen macizos más o menos homogéneos, sino que están integradas por múltiples cuerpos intrusivos de diverso tamaño y geometría. En general, parecen existir cuerpos mayores de gabros de grano fino a medio, e intrusiones en forma de diques de gabros porfídicos y microgabros. En algunos afloramientos se observan reducidos retazos de las rocas encajantes que quedan englobados, a modo de enclaves, entre una serie de diques muy próximos entre sí y a veces coalescentes.

Intruyen en diversas unidades litológicas del Corredor: Serie Negra, Gneises de Azuaga, Anfibolitas de Las Mesas, y en las rocas del Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-El Paredón. Su edad debe ser, pues, post-Viseense.

En trabajos anteriores (APALATEGUI *et al.* 1985c, DELGADO-QUESADA *et al.* 1985) han sido diferenciados como una unidad distinta al Complejo de Los Ojuelos los afloramientos situados al sur de Ojuelos Altos y El Alcornocal (haces de diques básicos de El Alcornocal), aunque aquí se ha optado por considerarlos parte del Complejo, al poseer una composición y características semejantes a las de los otros gabros, siendo muy difícil establecer un límite cartográfico entre unos y otros.

Estas rocas suelen presentar texturas intergranulares y ofíticas a subofíticas, y un grado variable de retrogradación o alteración.

Están compuestas fundamentalmente por plagioclasa y clinopiroxeno, a veces con cantidades importantes de opacos. En algunos gabros de grano medio aparecen ortopiroxeno y olivino accesorios. Los componentes secundarios más frecuentes son anfíbol, clorita, esfena, albita y epidota.

Algunas de las muestras correspondientes a un cuerpo de gabros con geometría alargada que aflora al NO de Argallón poseen también como componente principal ortopiroxeno, clasificándose como gabronoritas.

### **3.2.4. Granito de Cañada del Gamo (7)**

DELGADO-QUESADA *et al.* (1985) diferencian dentro de la actividad ígnea que ha dado lugar a la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, una Etapa o Ciclo III, en el que se emplazan *stocks* y diques de rocas ácidas de tendencia alcalina. Entre los cuerpos graníticos asignados a este ciclo se encuentran los que constituyen el Granito de Cañada del Gamo (APALATEGUI *et al.* 1985c, DELGADO-QUESADA *et al. op. cit.*).

Se trata de una serie de afloramientos que presentan una facies más o menos semejante, y que se encuentran agrupados en diferentes cuerpos. El más importante se localiza en el sector situado entre las poblaciones de Cañada del Gamo y Argallón. Otros tres se encuentran al N y NO de La Coronada, al N y NE de Ojuelos Bajos, y al S de Doña Rama. Por último, hay otras dos pequeñas intrusiones que aparecen en el centro de la masa principal de gabros del Complejo de Los Ojuelos, junto a la localidad de El Alcornocal y en torno a Ojuelos Altos.

La facies más frecuente es un granito de grano medio de color rosado, 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.

Estas rocas presentan contactos intrusivos en las unidades del Corredor Blastomilonítico, en el Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-El Paredón y en los gabros del Complejo de Los Ojuelos.

En los bordes de algunos de estos *stocks* se observan en ocasiones aplitas y pórfidos riolíticos, los cuales se encuentran relacionados con estas intrusiones de emplazamiento superficial, y serán descritos en apartados subsiguientes. También se observa localmente en algunas de las zonas de borde una facies con mayor contenido en biotita, la cual presenta una orientación preferente planar bastante acentuada, subparalela al contacto.

### 3.2.5. Pórfidos riolíticos (8)

Bajo esta denominación se han agrupado dos tipos de afloramientos que se sitúan unos en el ámbito de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, y otros en la Cuenca carbonífera del Guadiato, entre Fuente Obejuna y Peñarroya-Pueblonuevo.

Los pórfidos riolíticos de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada aparecen en cuerpos de diverso tamaño, con geometría generalmente alargada, orientándose paralelamente a varias de las direcciones de fracturación predominantes en la zona. Su emplazamiento parece ser más o menos contemporáneo con el del Granito de Cañada del Gamo, por lo que han sido asignados por DELGADO-QUESADA *et al.* (1985) también al Ciclo III.

Son rocas de color marrón claro o crema, con pequeños fenocristales de cuarzo y feldespatos englobados en una pasta vítrea o microcristalina. Sus componentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y, ocasionalmente, hornblenda. Como accesorios presentan circón, apatito, espinela y opacos.

En algunos afloramientos presentan un bandeo composicional o *layering*, subparalelo a los contactos o a la orientación del cuerpo intrusivo, en el que a veces se observan pliegues de flujo.

Otro grupo de pórfidos riolíticos se encuentran intruidos en las rocas de las bandas Intermedia y Meridional de la Cuenca del Guadiato. Dan lugar a relieves positivos que resaltan sobre la llanura del valle del Guadiato, en las proximidades de la carretera N-432.

Presentan fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, y mesostasis microcristalina cuarzofeldespática. En ocasiones poseen enclaves de las rocas encajantes.

#### **4. ROCAS FILONIANAS**

En la mitad meridional de la Hoja, y en el ámbito de los dominios correspondientes al Corredor Blastomilonítico y la Zona de Ossa-Morena, aparecen intruidos diversos diques de carácter subvolcánico (ácidos y básicos) que se encuentran también relacionados con la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. Sus orientaciones coinciden con las principales direcciones de fracturación variscas. Tienen espesores de orden métrico a decamétrico, y desarrollo longitudinal hectométrico a kilométrico. En ocasiones aparecen intruidos en zonas de falla. En la cartografía sólo se han representado los más importantes, agrupándolos, según su composición, en riolitas y doleritas.

##### **4.1 RIOLITAS (1)**

Este tipo de diques presenta rocas semejantes a los pórfidos riolíticos, descritos en el apartado 3.2.5, pero con ausencia de fenocristales. Corresponderían también al Ciclo III de DELGADO-QUESADA *et al.* (1985).

##### **4.2. DOLERITAS (2)**

Este segundo grupo de diques está integrado por rocas de composición gabroidea, con texturas intergranulares y ofíticas, cuyos minerales principales son plagioclasa y clinopiroxeno. Entre los accesorios predominan los minerales opacos. También aparecen epidota, clorita y calcita como minerales secundarios.

DELGADO-QUESADA *et al. op. cit.* sitúan estas rocas dentro de la Etapa o Ciclo IV de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, el cual parece, en parte, solaparse temporalmente con el Ciclo III.

## 5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

### 5.1. RASGOS GENERALES DE LA ESTRUCTURA

En el apartado 1.2 se hizo referencia a los tres dominios geológicos que aparecen en la Hoja (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, y se incluirán apartados independientes dedicados a la estructura de las cuencas carboníferas y a la deformación frágil. En la descripción se procurará indicar, en la medida de lo posible, las relaciones existentes entre las estructuras que aparecen en los diferentes dominios.

## **5.2. ZONA CENTRO-IBÉRICA (DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO)**

La estructura varisca en el Dominio de Obejo-Valsequillo está determinada por la superposición de tres unidades. De este modo, se reconoce una Unidad Autóctona o Parautóctona, sobre la que cabalga una lámina alóctona que, a su vez, está constituida por una Unidad Alóctona Inferior y otra Unidad Alóctona Superior.

La secuencia de fases de deformación desarrolladas en la Unidad Autóctona y en las láminas alóctonas es distinta, constituyendo éste el criterio fundamental para su diferenciación.

### **5.2.1. Unidad Autóctona**

En la Unidad Autóctona se reconoce una única fase de deformación que produce grandes pliegues con las superficies axiales subverticales de dirección NO-SE. Los ejes de estos pliegues son subhorizontales o con ligeros cabeceos tanto al NO como al SE.

En esta hoja sólo se reconoce un pliegue anticlinal en la zona del Peñón de Peñarroya, que no es más que una estructura de segundo orden del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo, situada inmediatamente al norte.

Asociado a los pliegues se desarrolla un clivaje de plano axial, que sólo alcanza cierta expresión en los niveles más lutíticos, donde tiene carácter de clivaje grosero, espaciado y discontinuo, definido por planos de acumulación de material insoluble y micas clásticas reorientadas.

### **5.2.2. Unidad Alóctona Inferior**

A escala regional, en esta unidad se reconocen tres fases de deformación principales (AZOR 1994, MARTÍNEZ POYATOS 1997). La primera de ellas afecta a toda la unidad y ha generado un tren de pliegues tumbados vergentes al NE, con dirección NO-SE y con una foliación en posición de plano axial ( $S_1$ ).

La segunda fase de deformación se caracteriza por el desarrollo de una banda de deformación subhorizontal que no afecta a toda la unidad. En esta banda de deformación se produce una foliación de crenulación ( $S_2$ ), que muchas veces tiene características miloníticas o filoníticas, y va acompañada de una lineación de estiramiento.

Por último, se observa una tercera fase que da lugar a grandes pliegues de plano axial subvertical, con dirección NO-SE, que doblan a las estructuras anteriores.

Los afloramientos correspondientes a la Unidad Alóctona Inferior se encuentran divididos en dos sectores, uno septentrional y otro meridional, separados por la banda de rocas carboníferas de la Cuenca del Guadiato. Puesto que existen algunas diferencias en cuanto a las estructuras que se reconocen en ellos, serán descritos por separado.

### 5.2.2.1. Sector septentrional

En el área situada al norte de la Cuenca Carbonífera del Guadiato, constituida por rocas del Ordovícico y Devónico, se observan dos fases de plegamiento superpuestas. La más importante de ellas es también la primera que afecta a las rocas ordovícicas y devónicas, y se correlaciona con la fase de pliegues tumbados vergentes al NE que se reconoce a lo largo de toda la Unidad Alóctona del Dominio de Obejo-Valsequillo.

Al nordeste de la Hoja, la estructura definida por el cabalgamiento basal de la Unidad Alóctona es un amplio sinforme, en cuyo núcleo, en forma de *semiklippe*, queda recogida la parte inferior del manto. Aquí, las rocas ordovícicas forman un flanco inverso prácticamente continuo y sólo en la parte más suroriental se encuentra una charnela anticlinal y un tramo corto del flanco normal. Localmente, aunque no de manera abundante, se encuentran pliegues de escala decamétrica y hectométrica. En relación a estos pliegues se produce un clivaje de plano axial ( $S_1$ ) que está desarrollado ampliamente en las rocas pelíticas y pobremente en las arenosas.

En las pizarras y filitas, el clivaje  $S_1$  es penetrativo y continuo, y está definido al microscopio por planos de acumulación de óxidos, micas clásticas orientadas y microlepidoblastos de illita-sericita y mica blanca fengítica. Estas microestructuras evidencian procesos de disolución por presión, orientación mecánica de las micas clásticas y recristalización orientada de filosilicatos, que son mecanismos de formación del clivaje característicos de la parte de menor temperatura del metamorfismo de grado bajo.

El replegamiento que afecta al cabalgamiento basal está poco definido en el alóctono en cuanto a los grandes pliegues se refiere. Esto puede deberse a que, después de la actuación del cabalgamiento, las superficies de referencia en el alóctono ( $S_0$  y  $S_1$ ) se encontraban bastante verticalizadas y por tanto, sufrieron rotación y reaplastamiento y no un plegamiento. Por otro lado, son numerosos los pequeños pliegues de esta fase de replegamiento que afectan a  $S_1$ , aunque no llega a desarrollarse un clivaje de crenulación. Estos pliegues tienen planos axiales subverticales y de dirección NO-SE, prácticamente coaxiales con los de la primera fase.



Aunque, obviamente, no hay continuidad entre estos pliegues verticales a uno y otro lado del cabalgamiento, la semejanza entre las direcciones y estilos permite correlacionar la fase de replegamiento de la Unidad Alóctona con la fase de plegamiento principal que afecta a la Unidad Autóctona.

En la parte occidental, en la sierra de la Grana, las limitaciones que impone la mala calidad del afloramiento y la ausencia de cortes continuos, ha impedido la resolución de la estructura. Los escasos datos recogidos sugieren que la sierra representa un antiforme de la fase de replegamiento, que afecta a lo que debería ser un flanco normal de la fase de pliegues tumbados.

El Cabalgamiento Basal de la Unidad Alóctona se sigue en esta hoja desde la ladera norte del Alto de los Morros hasta el arroyo de la Parrilla, a la altura de la Mina de San Rafael, donde queda recubierto por los sedimentos terciarios y por los depósitos del Carbonífero. Más al este, después de haber dibujado una charnela antiformal, aflora de nuevo en la zona de Pueblonuevo y se prolonga en dirección SE-NO hasta el límite de la Hoja. También se encuentra en el otro flanco de un pliegue sinformal, en el arroyo del Risquillo, en el ángulo nororiental de la Hoja.

En relación al plano de cabalgamiento, se desarrollan, tanto por encima como por debajo, fábricas miloníticas y filoníticas en las rocas adyacentes. Esta milonitización afecta espectacularmente a la parte alta del afloramiento de rocas básicas y serpentinitas, y a las cuarcitas y pizarras devónicas que afloran al este de Peñarroya, donde la fábrica milonítica está crenulada por la fase de replegamiento. En todos los casos las rocas miloníticas se desarrollan en condiciones de muy bajo grado metamórfico, sin blastesis sincinemática de ningún mineral.

#### **5.2.2.2. Sector meridional**

Al sur de la Cuenca Carbonífera del Guadiato, la Unidad Alóctona Inferior está constituida por rocas del Proterozoico superior (Serie Negra, Gneises de Azuaga y Grupo Malcocinado) y del Cámbrico (Arcosas y cuarcitas de El Hoyo y Esquistos de El Hoyo), las cuales

presentan características estructurales algo distintas a las de la parte septentrional de esta unidad.

En este sector se pueden observar estructuras correspondientes a tres fases de deformación más importantes y una fase tardía de menor relevancia.

Existe una foliación principal muy penetrativa, generalmente de tipo milonítico, que suele ser subparalela a la  $S_0$ . 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).

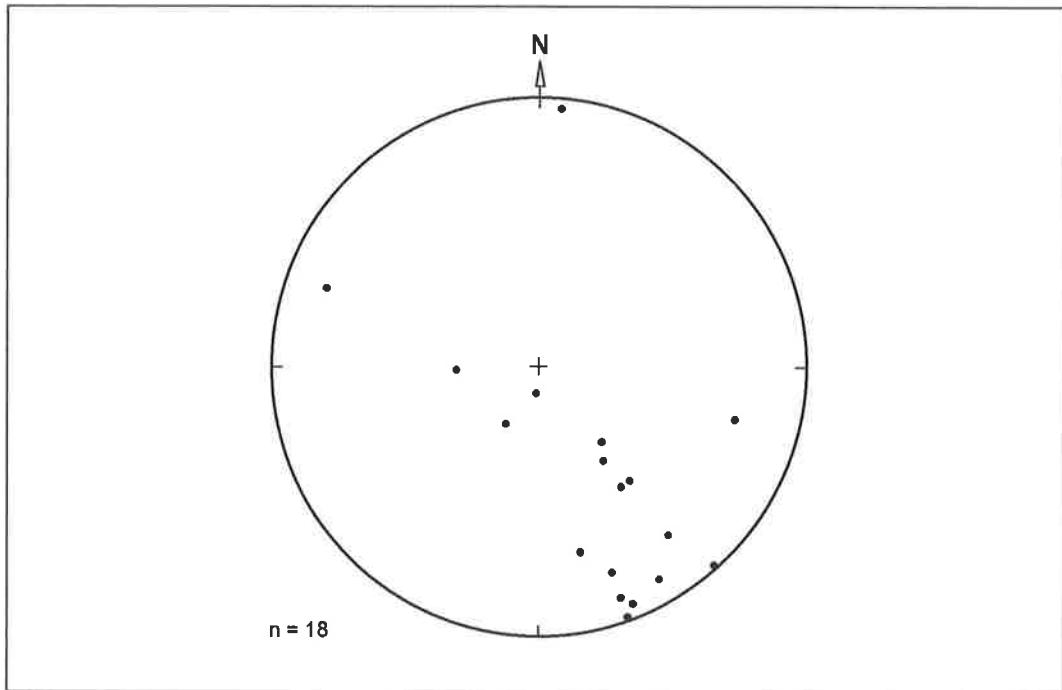
Al microscopio puede verse en algunas muestras que la foliación principal está sobreimpuesta a otra anterior ( $S_1$ ) que localmente aparece crenulada.

No se observan estructuras a escala cartográfica en relación con la fase que ha dado origen a la foliación principal ( $S_2$ ), y únicamente se han visto localmente algunos pliegues menores apretados a isoclinales. En una trinchera del antiguo trazado del ferrocarril, al NE de la estación de La Coronada pueden verse algunos de estos pliegues, con asimetría variable, y con charnelas ligeramente curvadas que buzcan entre  $25^\circ$  y  $60^\circ$  al SE, presentando la foliación principal en posición de plano axial.

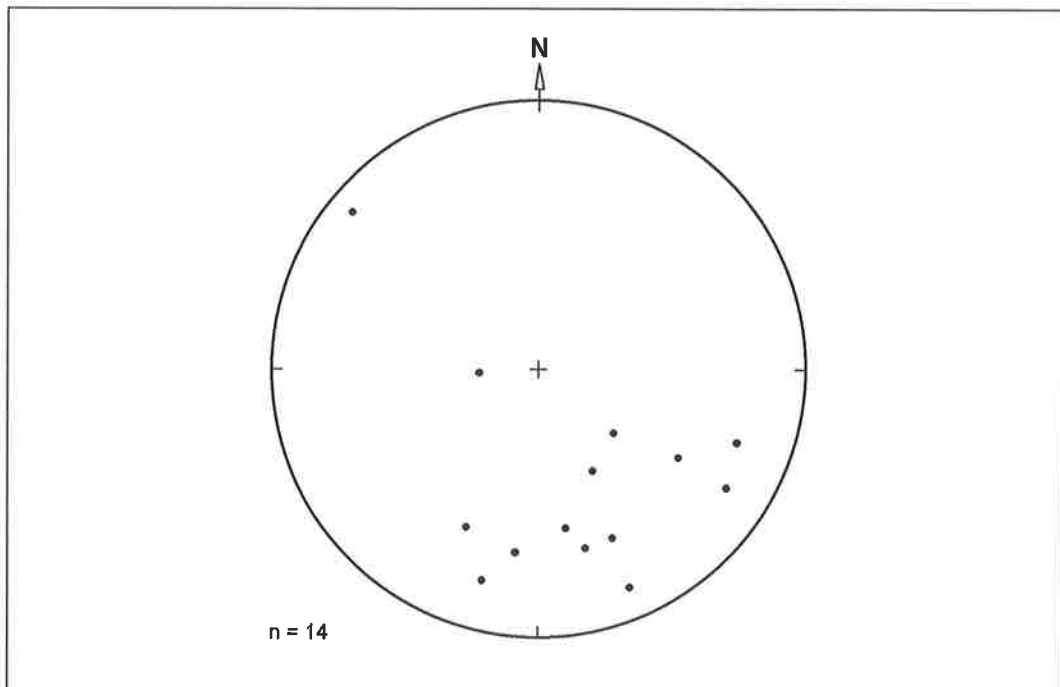
Las lineaciones minerales que aparecen sobre las superficies de la foliación principal suelen tener buzamientos hacia el S y el SE (ver fig. 5.1).

Las estructuras correspondientes a esta fase 2 se habrían originado probablemente en relación con un cizallamiento dúctil, para el que se supone un sentido de desplazamiento de techo hacia el SE (sinistral-directo, teniendo en cuenta que la foliación se dispone, en general, buzando al SO).

Además, ha tenido lugar un replegamiento de la foliación milonítica de fase 2, generándose pliegues a escala cartográfica con ligera vergencia al NE, los cuales pueden observarse principalmente en las Arcosas y Cuarcitas de El Hoyo (ver corte II-II'). Esta fase 3 da lugar también a pliegues a pequeña escala y al desarrollo local de clivajes de crenulación. Los ejes de estos pliegues buzcan, en general hacia el SE (ver fig. 5.2).



**Fig 5.1.-** Disposición de la lineación mineral correspondiente a la fase 2 en el sector de la Unidad Alóctona Inferior situado al S de la Cuenca del Guadiato (proyecc. equiareal, hemisf. inf.).



**Fig 5.2.-** Orientación de los ejes de pliegues correspondientes a la fase 3 en el sector de la Unidad Alóctona Inferior situado al S de la Cuenca del Guadiato (proyecc. equiareal, hemisf. inf.).

Deformaciones más tardías han generado pliegues con ejes de tendencia vertical y asimetría de tipo Z. Uno de ellos, de escala cartográfica, es el que se observa en el extremo oriental de la sierra de Gata, afectando a las estructuras de fase 2 y fase 3, y al cabalgamiento basal de la Unidad Alóctona Superior.

### **5.2.3. Unidad Alóctona Superior**

La Unidad Alóctona Superior está constituida por un conjunto de afloramientos pertenecientes a la Serie Negra, situados en el cuadrante SE de la Hoja, los cuales se encuentran superpuestos tectónicamente a las Arcosas y cuarcitas de El Hoyo y a los Esquistos de El Hoyo (Unidad Alóctona Inferior), dando lugar a una estructura en forma de *klippe*, alargado en dirección ENE-OSO, que se prolonga hacia el este en la Hoja de Espiel.

Las características estructurales de esta unidad son muy semejantes a las del sector meridional de la Unidad Alóctona Inferior, al menos en lo que se refiere a las deformaciones más patentes correspondientes a las fases 2 y 3. Por este motivo, su emplazamiento tectónico sobre dicha unidad ha debido producirse, bien en un evento anterior, o bien como consecuencia de la segunda fase de deformación.

### **5.3. 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 milonización. Por lo tanto, como se verá más adelante en el capítulo dedicado a la historia geológica, 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.

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).

La foliación suele presentar buzamientos entre 60° y 80° hacia el SO, y la lineación mineral tiende a disponerse en posición subhorizontal, con ligera inmersión hacia el NO.

No aparecen pliegues a escala cartográfica relacionados con el episodio de cizalla dúctil transcurrente, pero sí se pueden observar algunos pliegues a pequeña escala, especialmente 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. 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  $\sigma$ , 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 Blastomilonítico, al este de Doña Rama, aparece una cuña de rocas pertenecientes a la Fm. de La Atalaya y al Ortogneis de Las Minillas, que se encuentra separada del resto del Corredor por un contacto mecánico. En la Hoja adyacente de Azuaga esta subunidad presenta mayor desarrollo, y en ella se han observado algunas características estructurales y del metamorfismo algo distintas a las de las otras rocas del Corredor (TOYOS 1997). En el mencionado sector de esta Hoja, tanto el Ortogneis de Las Minillas como su encajante (Fm. de La Atalaya) poseen foliaciones de tipo milonítico que buzando suavemente al SO, y presentan lineaciones subhorizontales, con ligera inmersión hacia el SE.

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 (ver corte geológico I-I'), y dando lugar a la aparición local de clivajes de crenulación. 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.

#### **5.4. ZONA DE OSSA-MORENA**

Los sectores de la Hoja correspondientes a la Zona de Ossa-Morena son muy reducidos y, por tanto, los datos estructurales que pueden extraerse de ellos son limitados.

En el ángulo suroccidental, al SO de la Falla de Azuaga, puede verse un anticlinal relativamente apretado, con ligera vergencia al NE (ver corte I-I'), cuya traza es subparalela a dicha falla. Son pliegues de este tipo los que definen la macroestructura de los afloramientos de la Fm. de Azuaga en las hojas adyacentes de Azuaga, Guadalcanal y La Cardenchoa, aunque habitualmente suelen ser algo más abiertos, con planos axiales subverticales, ejes subhorizontales y dirección oblicua respecto al Corredor Blastomilonítico. Dichos pliegues pueden haberse producido bajo un régimen de esfuerzos semejante al que ha dado lugar al cizallamiento dúctil sinistral en el Corredor.

En relación con los pliegues aparece una foliación en posición de plano axial. En las filitas aparece como una foliación de tipo clivaje pizarroso, mientras que en los micaesquistos es de tipo esquistosidad, a veces con desarrollo de dominios M y Q.

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, la foliación principal aparece como una foliación de crenulación muy evolucionada, lo cual indica que en algunos puntos se ha producido un microplegamiento de la fábrica primaria.

También se observan *kink-bands* y crenulaciones que han debido ser originados en relación con los episodios de deformación frágil más tardíos.

## **5.5. CUENCAS CARBONÍFERAS**

Como ya se ha indicado, los depósitos del Carbonífero son contemporáneos con las últimas etapas de deformación de la Orogenia Varisca. Todos ellos poseen en su base una neta discordancia angular sobre las rocas proterozoicas y paleozoicas de su sustrato, que postdata los principales episodios de deformación dúctil acaecidos en esta Orogenia.

A continuación, se describirán las particularidades de la estructura en cada una de las dos unidades carboníferas que aparecen en la Hoja.

#### **5.5.1. Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-El Paredón**

La estructura del sector correspondiente a esta unidad parece ser bastante simple, encontrándose definida por pliegues abiertos, más o menos simétricos, con planos axiales subverticales y dirección NO-SE.

Puede observarse una estructura sinclinal (Sinclinal de La Nava-El Paredón), que se encuentra flanqueada por dos anticlinales en cuyos núcleos llega a aflorar el zócalo, el cual no ha debido presentar aquí un comportamiento diferencial muy marcado respecto a su cobertera, durante estas etapas de deformación tardías.

#### **5.5.2. Cuenca del Guadiato**

En el capítulo dedicado a la estratigrafía ya se ha hecho mención del principal rasgo estructural que presenta esta unidad, y que consiste en un conjunto de cabalgamientos o fallas inversas sucesivos, en general vergentes al NE, que han dado lugar a la superposición de una serie de láminas o escamas.

Sobre algunos de estos cabalgamientos afloran en algunos casos rocas del sustrato (concretamente de los Esquistos de El Hoyo), evidenciando un control del zócalo sobre la deformación producida en la cobertera carbonífera.

Las tres bandas que componen la Cuenca del Guadiato se encuentran limitadas entre sí por cabalgamientos de primer orden, que han producido su aproximación y apilamiento. Originalmente, todas ellas debían constituir una cuenca de mayor anchura, dentro de la cual, y como consecuencia de la simultaneidad de los procesos de deformación y depósito, podrían existir discordancias progresivas.



La Banda Septentrional es en gran parte autóctona, y es cabalgada por el sur por la Banda Intermedia. La Banda Meridional cabalga a su vez a la Intermedia, y se encuentra también cabalgada en su borde sur por las rocas proterozoicas y paleozoicas del sustrato pre-Carbonífero.

Dentro de las tres láminas principales existen también otros cabalgamientos de segundo orden, que implican menores desplazamientos.

Aunque dentro de toda la unidad las capas se encuentran predominantemente en posición monoclinal, con buzamientos generalizados hacia el SO, aparecen localmente algunos pliegues, que se encuentran en gran medida relacionados genéticamente con los cabalgamientos (se trataría probablemente de pliegues de propagación de falla).

En la Banda Septentrional, al oeste de Peñarroya-Pueblonuevo, inmediatamente al N del cabalgamiento basal de la Banda Intermedia, aparece un sinclinal cuyo flanco sur se encuentra verticalizado o invertido, y bastante tectonizado.

Al SO de Bélmez se situaría el núcleo de otra estructura sinclinal, relacionada con un cabalgamiento menor que la limita por el sur.

Aparte de estos pliegues a escala cartográfica, también se observan en ocasiones pliegues menores con longitudes de onda métricas a decamétricas.

En cuanto a la deformación interna de las rocas carboníferas, hay que indicar que, localmente, en las lutitas puede llegar a desarrollarse un clivaje grosero.

La tectónica de cabalgamientos que afecta a la Cuenca del Guadiato está probablemente en relación con el juego de las fallas que forman parte de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, en régimen transpresivo, pues de hecho se observa que algunas de las superficies de cabalgamiento evolucionan lateralmente hacia fallas de desgarre sinistral. En el siguiente apartado se hará referencia a esta cuestión.

## 5.5. DEFORMACIÓN FRÁGIL

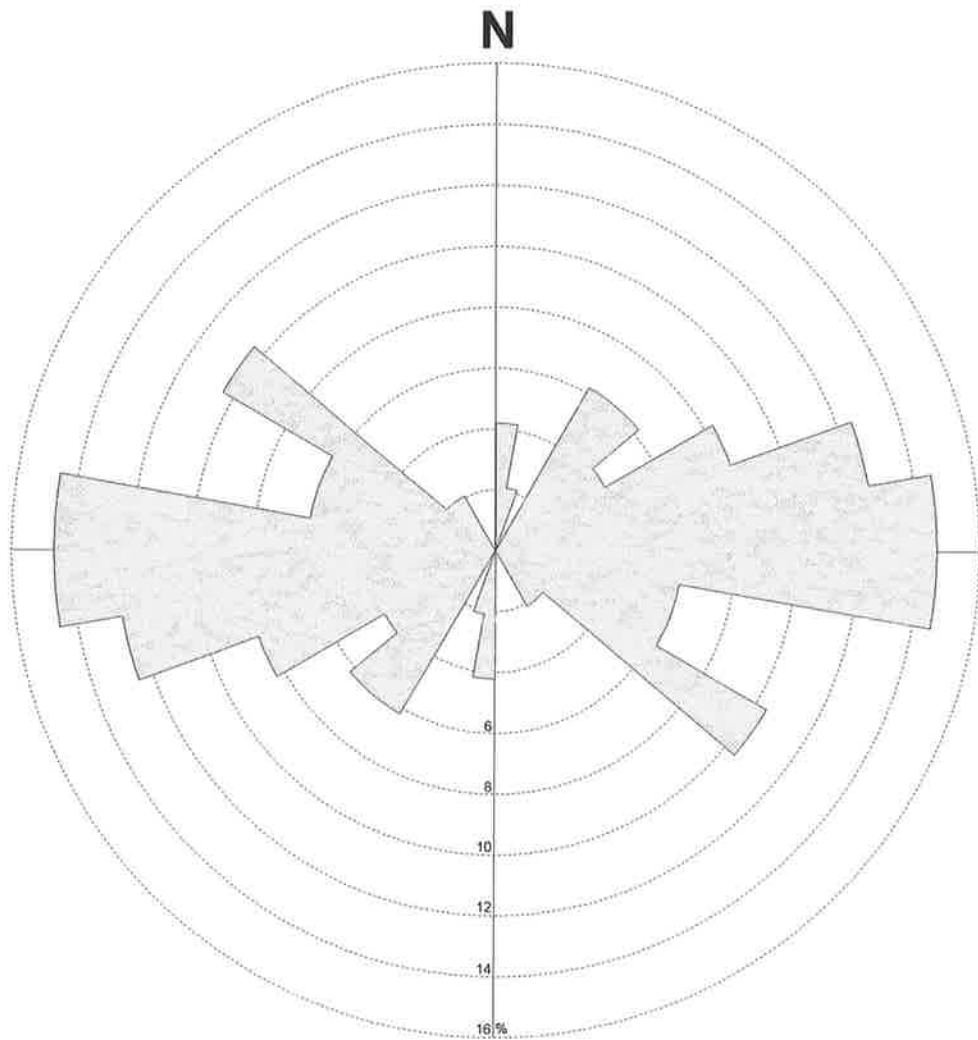
La configuración definitiva de la estructura varisca en esta región se debe fundamentalmente a las etapas más tardías de deformación frágil, en su mayor parte relacionadas con un cizallamiento transcurrente sinistral producido a lo largo de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba.

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.

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.*).

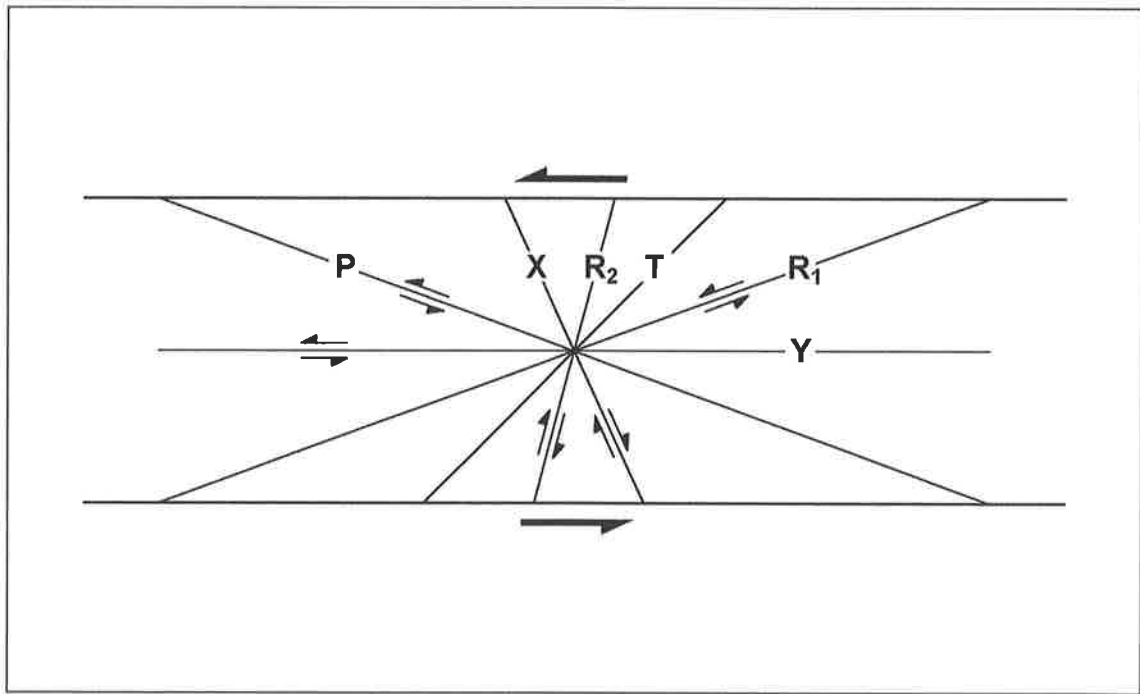
En la fig. 5.3 puede verse un diagrama en rosa en el que se muestra la distribución de las orientaciones de las fallas en el ámbito de la Hoja. Estas orientaciones coinciden en su mayor parte con las correspondientes a un sistema de fracturas Riedel en relación con una zona de cizalla transcurrente sinistral, y pueden agruparse del siguiente modo, usando la terminología de BARTLET *et al.* (1981), indicada en la fig. 5.4:

- 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 (Falla del Matachel y Falla de Azuaga). También tienen esta misma orientación los cabalgamientos que afectan a la Cuenca del Guadiato.
- Fallas de dirección entre E-O y ENE-OSO: Son fracturas de tipo R<sub>1</sub>, sintéticas respecto a las longitudinales, y son las más frecuentes.
- Fallas de dirección NE-SO: Este grupo corresponde a fracturas de tipo R<sub>2</sub>, con desplazamiento antitético respecto a las anteriores (desgarre dextral). Son poco frecuentes.



n = 48

**Fig 5.3.-** Distribución de las orientaciones de fallas en la Hoja de Peñarroya-Pueblonuevo. Se han incluido las fallas inversas y cabalgamientos que afectan al Carbonífero de la Cuenca del Guadiato.



**Fig 5.4.-** Sistema de fracturas Riedel producidas en una zona de cizalla, y notaciones correspondientes (según BARTLET *et al.* 1981).

Hay también algunas fallas más tardías, con orientación aproximadamente N-S, que producen pequeños desplazamientos de desgarre dextral.

## **6. 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.

### **6.1. ZONA CENTRO-IBÉRICA (DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO)**

#### **6.1.1. Unidad Autóctona**

En esta Hoja, las rocas de la Unidad Autóctona no tienen apenas metamorfismo y se discute si se trata sencillamente de condiciones diagenéticas o alcanzan la anquizona (MARTÍNEZ POYATOS 1997). Los escasos minerales recristalizados, siempre filosilicatos submicroscópicos, están en relación con el clivaje asociado a los pliegues verticales de la fase principal y, por lo tanto, son sincinemáticos. La edad de este metamorfismo es post-Viseense, puesto que más al norte, afecta a los depósitos del *Culm* de los Pedroches.

#### **6.1.2. Unidad Alóctona**

Al norte de la Cuenca carbonífera del Guadiato, las rocas de la Unidad Alóctona Inferior tienen un solo clivaje desarrollado a escala regional, que está relacionado con la fase de pliegues tumbados. Definiendo este clivaje  $S_1$  se encuentran microlepidoblastos de mica blanca fengítica y, ocasionalmente, de clorita, que implican que durante su formación imperaban condiciones de grado metamórfico muy bajo. Posteriormente, durante el emplazamiento de la Unidad Alóctona sobre la Autóctona, las fábricas producidas en la banda deformada asociada al cabalgamiento basal, suponen el mantenimiento de estas condiciones o una ligera retrogradación. Finalmente, en la fase de replegamiento no se producen recristalizaciones metamórficas y sólo se detectan alteraciones de características prácticamente superficiales.

En la parte de la Unidad Alóctona Inferior situada al sur de la Cuenca del Guadiato aparecen asociaciones minerales propias del grado bajo y, localmente, del grado medio, precinemáticas respecto a la foliación principal ( $S_2$ ) y probablemente sincinemáticas en relación con la fase 1.

En el área de Fuente Obejuna se aprecia un gradiente metamórfico ascendente en dirección SO-NE, desde las rocas del Grupo Malcocinado hacia las de la Serie Negra y los Gneises de Azuaga, pasando sucesivamente de la zona de la clorita a la de la biotita y a la del granate; en algunas anfibolitas intercaladas en los Gneises de Azuaga hay asociaciones con anfíbol hornbléndico (tránsito al grado medio).

En las Arcosas y cuarcitas de El Hoyo, y en los Esquistos de El Hoyo, la asociación mineral más frecuente es la de cuarzo-albita-moscovita-biotita.

Durante la fase 2 tiene lugar una retrogradación de las rocas de esta unidad, manteniéndose estables únicamente las asociaciones con clorita.

En el sector correspondiente a la Unidad Alóctona Superior, las rocas de la Serie Negra han experimentado también un metamorfismo de grado bajo con anterioridad a la segunda fase de deformación, encontrándose más intensamente retrogradadas durante dicha fase, mostrando habitualmente asociaciones con clorita.

Se han efectuado dataciones del metamorfismo en rocas de la Serie Negra, dentro del Dominio de Obejo-Valsequillo, 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.

## **6.2. CORREDOR BLASTOMILONÍTICO**

La evolución metamórfica de esta unidad es bastante compleja, y admite también varias interpretaciones. En general se puede observar que ha existido un metamorfismo en condiciones de alto grado producido con anterioridad al principal episodio de deformación

por cizalla, y que durante este último ha tenido lugar un descenso progresivo de las condiciones de presión y temperatura.

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-feldespato potásico

cuarzo-albita-biotita-feldespato potásico-sillimanita

cuarzo-albita-biotita-granate-feldespato 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 unidad 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 el sector correspondiente a la subunidad constituida por la Fm. de La Atalaya y el Ortogneis de Las Minillas, el metamorfismo que se observa es exclusivamente de grado bajo, con asociaciones del tipo cuarzo-albita-moscovita-biotita en las rocas esquistosas.

### **6.3. ZONA DE OSSA-MORENA**

Las rocas situadas en el sector que corresponde a la Zona de Ossa-Morena han experimentado un metamorfismo de grado bajo a medio.

Las rocas metapelíticas muestran las siguientes asociaciones minerales:

cuarzo-albita-moscovita-biotita

cuarzo-albita-moscovita-biotita-granate

cuarzo-albita-moscovita-biotita-granate-andalucita

cuarzo-albita-moscovita-biotita-granate-sillimanita

cuarzo-albita-moscovita-biotita-granate-estaurolita-distena

En las rocas de la Fm. de Azuaga situadas en el ángulo suroccidental de la Hoja se observa un gradiente metamórfico creciente en sentido SO-NE, que se ve acompañado por la aparición de venas pegmatíticas y diques graníticos. Como ya se ha indicado, en este sector pueden reconocerse, a partir del estudio microscópico, dos fases de deformación que son aproximadamente homoaxiales. Son sincinemáticas con la primera fase las asociaciones con moscovita + biotita ± granate. En la interfase 1-2 crecen estáticamente microporfiroblastos de biotita y granate. Durante la segunda fase se alcanzan las condiciones más extremas, apareciendo asociaciones sincinemáticas con moscovita + biotita ± granate ± estaurolita ±  $Al_2SiO_5$ .

## 7. HISTORIA GEOLÓGICA

Tras la descripción de las características geológicas de la región comprendida dentro de los límites geográficos de la Hoja de Peñarroya-Pueblonuevo, se tratará de exponer, 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 de mayor antigüedad que afloran en la zona son las correspondientes a 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 tener lugar una actividad orogénica (Orogenia Cadomiense) que condujo a la deformación y metamorfismo de la Serie Negra, produciéndose conjuntamente la intrusión de granitoides, gabros y 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 y Medio se habrían producido una serie de depósitos siliciclásticos en un medio marino de plataforma, que constituyen las unidades denominadas Arcosas y cuarcitas de El Hoyo, Esquistos de El Hoyo y Fm. de Azuaga.

También durante el Cámbrico se iniciaría 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.

Como consecuencia de este *rifting*, se produjeron deformaciones en la Zona Centro-Ibérica (Fase Sárdica) ligadas a fallas extensionales y una transgresión generalizada que, aparentemente, avanzó hacia el noreste, ocasionando la instauración de una plataforma

marina más o menos somera, en la que se depositaron los sedimentos del Ordovícico y Devónico en facies terrígenas.

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 de *rifting*. Esta subducción habría originado un evento metamórfico de alta presión (facies eclogíticas del Corredor Blastomilonítico), 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 colisión 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.

En el borde meridional de la Zona Centro-Ibérica se producirían en ese momento una serie de estructuras retrovergentes respecto al accidente principal, consistentes en grandes pliegues tumbados vergentes al NE, preservados actualmente en la Unidad Alóctona Inferior. La deformación producida en este episodio disminuiría progresivamente hacia el NE.

El engrosamiento producido por los pliegues habría dado lugar a un metamorfismo de presión intermedia que, en las rocas de este dominio aflorantes en la Hoja habría alcanzado el límite inferior del grado medio.

Simultáneamente, en los sectores de la Hoja que corresponden a la Zona de Ossa-Morena se habrían producido también los primeros episodios de deformación y metamorfismo.

Con posterioridad, en la Zona Centro-Ibérica tendría lugar, como consecuencia del engrosamiento cortical, un colapso extensional que se habría resuelto mediante una zona de cizalla subhorizontal con movimiento del bloque de techo hacia el SE (fase 2 de la Unidad Alóctona).

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.

En el Dominio de Obejo-Valsequillo se registra después un episodio de cabalgamientos que hace superponerse a la Unidad Alóctona sobre la Autóctona. Según MARTÍNEZ POYATOS (1997), éstos cabalgamientos se emplazarían hacia el NE. Las siguientes deformaciones en este dominio producen repliegues de las estructuras previas (fase 3 y posteriores).

En el Carbonífero Inferior comienzan a producirse depósitos sinorogénicos, a raíz de la aparición de una zona emergida que se situaría en la parte central de la Zona de Ossa-Morena. En la parte más proximal de la cuenca carbonífera existirían deltas y zonas de *lagoon*, con focos volcánicos en sus inmediaciones (Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-El Paredón), mientras que en zonas más distales habría una plataforma somera con depósitos siliciclásticos y parches arrecifales (Banda Meridional e Intermedia de la Cuenca del Guadiato).

Los últimos episodios de la actividad orogénica tienen lugar también durante el Carbonífero, desarrollándose una zona de cizalla dúctil-frágil en régimen transpresivo, también con sentido de movimiento sinistral, sobre el mismo eje de Badajoz-Córdoba. En la rama nororiental de la zona de cizalla se desarrollan fracturas de desgarre con componente inversa vergentes al NE, que producen la aproximación, apilamiento y exhumación de las rocas del Carbonífero Inferior de la Cuenca del Guadiato, a la vez que se originan depósitos continentales (en medios de tipo fluvial y de abanico aluvial) durante el Carbonífero Superior (Banda Septentrional de la Cuenca del Guadiato).

Simultáneamente se produce el magmatismo que da origen a los granitoides y diques subvolcánicos, ácidos y básicos, que forman parte de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. De acuerdo con el esquema propuesto por DELGADO-QUESADA *et al.* (1985), habría: un Ciclo I eminentemente volcánico, que dio lugar al Complejo de Erillas-El Paredón; un Ciclo II de plutonismo básico (Complejo de Los Ojuelos); un Ciclo III en el que intruyen granitos de tendencia alcalina (Granito de Cañada del Gamo)

y diques ácidos asociados; y un Ciclo IV con intrusión de diques básicos, en parte solapado con el anterior.

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 con algunos relieves residuales.

Durante el Terciario se produjeron una serie de depósitos extensos que llegaron a cubrir gran parte de la penillanura.

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.

## 8. 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.

ANDREIS, R.R.; y WAGNER, R.H. (1983): Estudio de abanicos aluviales en el N de la cuenca Westfaliense B de Peñarroya-Bélmez (Córdoba). In: *Contributions to the Carboniferous geology and paleontology of the Iberian Peninsula*. M.J. LEMOS DE SOUSA (edt.): 172-227.

- 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.; HIGUERAS, P.; GARROTE, A.; LIÑÁN, E.; PEREJÓN, A.; y PALACIOS, T. (1983): *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.
- BAEZA-ROJANO, L.J.; RUIZ GARCÍA, C.; y RUIZ MONTES, M. (1978): Presencia de formaciones volcano-sedimentarias y mineralizaciones de hierro asociadas al eje magmático La Coronada-Villaviciosa (Córdoba). *Bol. Geol. Min.*, 89: 431-437.
- BAEZA-ROJANO, L.J.; RUIZ GARCÍA, C.; RUIZ MONTES, M.; y SÁNCHEZ, A. (1981): Mineralizaciones exhalativo-sedimentarias de sulfuros polimetálicos en la Sierra Morena cordobesa (España). *Bol. Geol. Min.*, 92 (3): 203-216.

- BARD, J.P. (1965): Introduction à la géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'évolution geotectonique de cette chaîne. *Rev. Géogr. Phys.*, 7 (4): 323-337.
- 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.; y LAURENT, P. (1974): Étude d'un décrochement profond syn-métamorphique. Le couloir blastomylonitique de Badajoz-Cordoue. *2ème Reun. Ann. Sci. Terre*, Nancy: p. 52.
- BOURBON, A. (1927): Estudio de la cuenca hullera de Bélmez. *Rev. Min. Met. Ing.*, Serie C, 45: 534-540.
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, P.; MATTE, Ph.; y RIBEIRO, A. (1981): Variscan intracontinental deformation: The Coímbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- CARBONELL, A. (1929): Cobijaduras hercínicas en la cuenca de Bélmez-Adamuz. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 2.
- 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 TIMOFIEV, 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.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A.; y QUESADA, C. (1983): Las cuencas de Valdeinfierno y Benjarafe (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 209-218.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A.; y QUESADA, C. (1985a): El Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena (SW de España). *C. R. 10th Int. Carboniferous Congr. Madrid*, 3: 173-186.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A.; y QUESADA, C. (1985b): Geología del Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena . Introducción a la Excursión de la 5ª Reunión del Grupo de Ossa-Morena. *V Reunión del G.O.M. Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 7: 101-136.
- GARCÍA PORTERO, J. (1980): *El Precámbrico y las rocas ígneas de los alrededores de Fuente Obejuna (provincia de Córdoba)*. Tesis de Licenc. Univ. País Vasco.
- GARROTE, A.; y BROUTIN, J. (1979): Le bassin Tournaisien de Benjarafe (province de Cordoue, Espagne). Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques. *C. R. 104 Congr. Nat. Soc. Sav. Bordeaux*, 1: 175-184.
- GROTH, J. (1911): Note préliminaire sur le bassin houiller de Bélmez. *Bull. Soc. Geol. France*: 83-84.
- GROTH, J. (1914a): La Sierra Morena. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 158: 1722-1724.

- GROTH, J. (1914b): La tectonique de la Sierra Morena. *C.R. Acad. Sci. París*, 158: 1944-1946.
- 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 plomo en los términos de Villaviciosa y Fuenteobejuna de la provincia de Córdoba. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.408.
- 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. (1972): *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. (1978a): *Estudio geofísico utilizando el método de polarización inducida en la zona de La Parrilla. Hoja de Fuenteobejuna (Córdoba)*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 40.152.
- I.G.M.E. (1978b): *Estudio de polarización inducida en la zona de El Paredón. Proyecto Adamuz-Puebla de los Infantes*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 40.179.
- I.G.M.E. (1980a): *Investigación minera en la zona Fuenteobejuna-La Coronada (Reserva estatal de Cerro Muriano)*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.707.

- I.G.M.E. (1980b): *Investigación geofísica en El Paredón-Villanueva del Rey (Córdoba)*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 40.189.
- I.G.M.E. (1980c): *Investigación geofísica en los sectores de El Paredón, La Parrilla y Posadilla (Córdoba)*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 40.191.
- I.G.M.E. (1981a): *Investigación de sulfuros en el área de El Paredón (Córdoba)*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.712.
- I.G.M.E. (1981b): *Investigación geofísica en El Paredón. Reserva Cerro Muriano (Córdoba)*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 40.209.
- I.G.M.E. (1982a): *Investigación minera en la Reserva Estatal "Cerro Muriano". Fase II*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.983.
- I.G.M.E. (1982b): *Investigación Minera en las Reservas de Malcocinado y Fuenteobejuna*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.894.
- I.G.M.E. (1982c): *Investigación por sondeos mecánicos en las reservas de Cerro Muriano (Sinclinal de La Nava-Paredón) y Matachel*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 10.895.
- I.G.M.E. (1984): *Pruebas del método electromagnético de impulsos en el área de El Paredón (Córdoba)*. Informe inédito, Centro Doc. Inst. Tecn. Geom. España, nº 40.257.
- INSÚA, M.; CARVAJAL, A.; y HUERTA, J. (1991): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 900/14-36 (La Cardenosa)*. Inst. Tecn. Geom. España, Madrid. En prensa.
- JONGMANS, W.J. (1951): Las floras carboníferas de España. *Estudios Geol.*, 7: 281-330.

- 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.; 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.; 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).
- MALLADA, L. (1880): Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba. *Bol. Com. Map. Geol. España.*, 7: 4-55.
- MALLADA, L. (1902): Memoria descriptiva de la cuenca carbonífera de Bélmez. *Bol. Com. Map. Geol. España.*, 26: 1-80.
- MALLADA, L. (1927): Explicación del Mapa Geológico de España. III: Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Mem. Com. Map. Geol. España.*: 1-415.

- MAMET, B.; y MARTÍNEZ, C. (1981): Late Visean microfossils of the Las Caleras Bajas limestone (Córdoba, Spain). *Rev. Esp. Micropal.*, 13 (1): 105-118.
- 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.
- 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.
- ORTUÑO, G. (1971): Middle Westphalian strata in South-West Spain. *C. R. 6th I.C.C. Sheffield*, 3: 169-175.
- PARRAN, M. (1876): Nota sobre la geología de la cuenca de Bélmez, en la provincia de Córdoba. *Bol. Com. Map. Geol. España.*, 3: 169-175.
- 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.

- PELLICO, R. (1844): Informe sobre las minas de carbón de piedra de la provincia de Córdoba. *Bol. Of. Min. met.*, 8: 90-92.
- PEREJÓN, A. (1984): Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 213-265.
- PÉREZ-LORENTE, F. (1971): *Estudio geológico de la Sierra de los Santos (Córdoba)*. Tesis Licenc., Univ. Granada.
- PÉREZ-LORENTE, F. (1979): *Geología de la Zona de Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doct., Univ. Granada, 281: 340 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.
- 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. (1997): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 878/13-35 (Azuaga)*. Inst. Tecn. Geom. España, Madrid. En prensa.
- VILLAR (1997): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 831/13-33 (Zalamea de la Serena)*. Inst. Tecn. Geom. España, Madrid. En prensa.
- 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.; COQUEL, R.; y BROUTIN, J. (1983): Mississippian floras of the Sierra Morena, SW Spain: a progress report. In: *Contributions to the Carboniferous geology and paleontology of the Iberian Peninsula*. M.J. LEMOS DE SOUSA (edt.): 101-126.
- WAGNER, R.H.; REDONDO, E.; y JURADO, J. (1983): *Actualidad de la investigación geológico-minera en la cuenca carbonífera del Guadiato (Córdoba)*.
- WEISFLOG, J.D. (1963): *Stratigraphie der Untercarbons in der Mulde von Bélmez-Vacar (Provinz Córdoba, Spanien)*. Tesis Univ. Heidelberg.



