



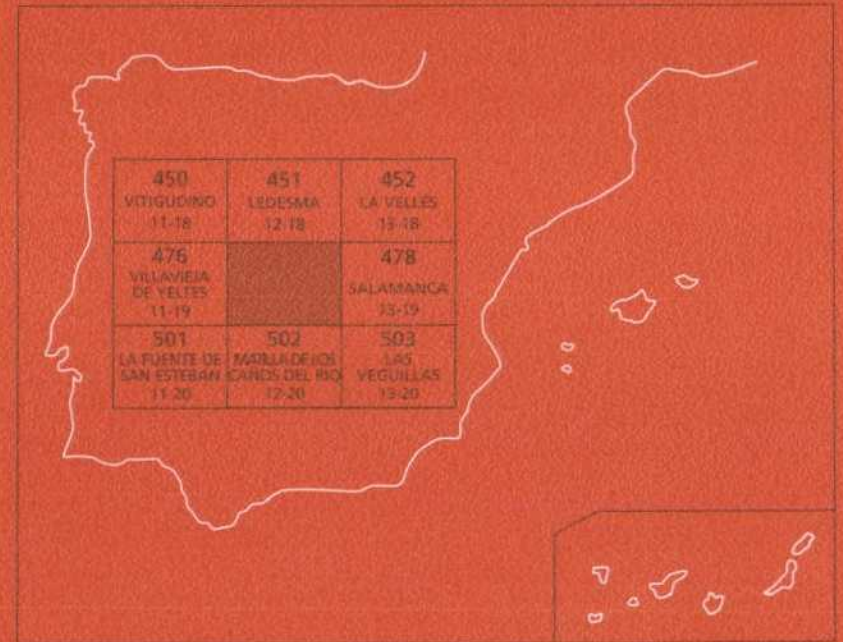
Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

477  
12-19

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# BARBADILLO

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

# BARBADILLO

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 33.574-2000

ISBN: 84-7840-407-4

NIPO: 320-00-007-6

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por el Instituto Tecnológico Geominero de España durante 1994 bajo control y dirección del propio Instituto.

### **Cartografía Geológica**

Angel Martín-Serrano García (ITGE).  
Pedro Villar Alonso (ITGE).  
Alejandro Díez Montes (ITGE).  
Victorio Monteserín López (ITGE).

### **Cartografía geomorfológica**

Angel Martín-Serrano García (ITGE).  
Juan Ignacio Santisteban Navarro (ITGE).  
M.ª Pilar Carral González (UAM).  
Francisco Rubio Pascual.

### **Memoria**

Pedro Villar Alonso (ITGE).  
Alejandro Díez Montes (ITGE).  
Angel Martín-Serrano García (ITGE).  
Victorio Monteserín López (ITGE).  
Juan Ignacio Santisteban Navarro (ITGE).

### **Colaboradores**

Gaspar Alonso Gavilán (Univ. de Salamanca), sedimentología.  
José Antonio Blanco Sánchez (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.  
M.ª Pilar Carral González (Univ. Autónoma de Madrid), edafología.  
Begoña Fernández Macarro (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.  
Emilio González Clavijo (ITGE), recursos minerales.  
Miguel López Plaza (Univ. de Salamanca), granitos.  
Eloy Molina Ballesteros (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.  
Teresa Moreno (ITGE), recursos minerales.  
Carmen Ortega Menéndez del Llano (ITGE), recursos minerales.  
Manuel Regueiro y González-Barros (ITGE), recursos minerales.

### **Dirección y supervisión**

Angel Martín-Serrano García (ITGE).  
Victorio Monteserín López (ITGE).



# Í N D I C E

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCIÓN.....	9
1. ESTRATIGRAFÍA.....	12
1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR-CAMBRICO INFERIOR.....	12
1.1.1. Formación Monterrubio.....	13
1.1.2. Formación Aldeatejada.....	13
1.1.3. Descripción de facies e interpretación de las formaciones Monterrubio y Aldeatejada.....	14
1.1.3.1. Pizarras, limolitas y pelitas microbandedas (11 y 13).....	14
1.1.3.2. Conglomerados, areniscas y cuarcitas (12).....	16
1.1.3.3. Descripción del esquema interpretativo.....	16
1.1.3.4. Modelo de ciclos sedimentarios.....	17
1.1.4. Edad de las series y correlación.....	17
1.2. ORDOVÍCICO.....	21
1.2.1. Formación Golpejas; C. armoricana (14).....	21
1.2.2. Formación Villarmayor. Pizarras grises y negras (15).....	21
1.3. CENOZOICO.....	22
1.3.1. Paleógeno superior.....	23
1.3.1.1. Conglomerados y areniscas ocre; arenas arcósicas (15). Eoce- no-Oligoceno.....	23
1.3.1.2. Conglomerados, arenas y lutitas arcósicas blancas(16). Oligo- ceno-Mioceno inferior.....	27
1.3.1.3. Costras carbonatadas y silíceas (17). Paleógeno superior-Mio- ceno inferior-medio.....	29
1.3.1.4. Conglomerados silicilásticos y arenas arcósicas (18). Oligoce- no-Mioceno.....	31
1.3.2. Neógeno inferior.....	31
1.3.2.1. Lutitas rojas y conglomerados (19). Mioceno inferior-medio..	31
1.3.3. Neógeno superior Cuaternario.....	33

1.3.3.1	Conglomerados silíceos, arenas y lutitas ocre (20). Mioceno superior-Plioceno .....	33
1.3.3.2.	Conglomerados silíceos, arenas y limos (21). Terrazas. Pleistoceno .....	34
1.3.3.3.	Limos, arenas y gravas (22). Aluviales. Pleistoceno-Holoceno. ....	34
1.3.3.4.	Limos, arenas y gravas (23). Conos de deyección. Pleistoceno-Holoceno .....	35
1.3.3.5.	Arenas y gravas (24). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno.....	35
2.	TECTÓNICA.....	35
2.1.	INTRODUCCIÓN Y ESTRUCTURA GENERAL .....	35
2.2.	DEFORMACIÓN PREHERCÍNICA.....	36
2.3.	DEFORMACIÓN HERCÍNICA .....	37
2.4.	OROGENIA ALPINA .....	41
3.	GEOMORFOLOGÍA .....	42
3.1.	ANTECEDENTES .....	42
3.2.	SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA .....	43
3.3.	ANÁLISIS MORFOLÓGICO .....	44
3.3.1.	Análisis morfoestructural.....	45
3.3.2.	Estudio del modelado .....	46
3.3.2.1.	Formas de ladera .....	46
3.3.2.2.	Formas fluviales.....	46
3.3.2.3.	Formas endorreicas .....	48
3.3.2.4.	Formas poligénicas.....	48
3.4.	FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS.....	49
3.4.1.	Depósitos de ladera .....	49
3.4.2.	Depósitos fluviales.....	49
3.4.3.	Depósitos con carácter poligénico.....	51
3.4.3.1.	Alteraciones.....	51
3.5.	EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA .....	53
3.5.1.	Problemas cronológicos.....	53
3.5.1.1.	Las secuencias de alteritas.....	53
3.5.1.2.	El problema del encajamiento .....	53
3.5.2.	Evolución del relieve.....	54
3.6.	Procesos actuales .....	55
4.	PETROLOGÍA.....	56
4.1.	ROCAS ÍGNEAS.....	56
4.1.1.	Granitoides prehercínicos (prefase dos) .....	56
4.1.1.1.	Ortoneises glandulares (1).....	56
4.1.2.	Granitoides hercínicos (sincinemáticos).....	57
4.1.2.1.	Leucogranitos holomoscovíticos de grano grueso con turmalina y granate. Macizo de Ardonsillero-Rodasviejas.....	57
4.1.2.2.	Granitos de dos micas y leucogranitos con turmalina (+/- granate). Macizo de Doñinos de Ledesma (3) .....	59

4.1.2.3. Granitos de dos micas de grano medio y grueso (4).....	61
4.1.2.4. Granito de dos micas de grano medio (macizo de Grandes) (5).....	62
4.1.2.5. Rocas básicas (6).....	64
4.1.3. Granitoides hercínicos tardicinemáticos.....	64
4.1.3.1. Facies común (7) y facies de grano medio (7a).....	65
4.1.3.1.1. Enclaves.....	72
4.1.3.2. Granito tipo "ala de mosca". Facies de grano grueso-muy grueso (8) y facies de grano medio, leucogranitos de dos mi- cas (8a).....	73
4.1.3.3. Leucogranitos principalmente moscovíticos (9).....	76
4.2. ROCAS FILONIANAS.....	77
4.2.1. Diques de cuarzo "sierros" (10).....	77
4.3. METAMORFISMO.....	77
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	80
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	84
6.1. RECURSOS MINERALES, MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS.....	84
6.1.1. Mineralizaciones de estaño-wolframio.....	85
6.1.2. Mineralizaciones de berilo-litio.....	86
6.2. ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES.....	87
6.3. HIDROGEOLOGÍA.....	90
6.3.1. Climatología.....	90
6.3.2. Hidrogeología superficial.....	90
7. BIBLIOGRAFÍA.....	91



## 0. INTRODUCCIÓN

Geográficamente, la Hoja de Barbadillo 477 (12-19) del Mapa Topográfico Nacional se sitúa en el centro-norte de la provincia de Salamanca.

El clima es continental, con cierta influencia atlántica y se caracteriza por precipitaciones escasas, con veranos calurosos con algunas tormentas e inviernos fríos y prolongados.

El desarrollo económico es fundamentalmente de tipo ganadero (ovino-porcino) y agrícola (cereales).

Los principales núcleos de población son, por este orden: Barbadillo, Rollán, Aldehuela de la Bóveda, Robliza de Cojos, Golpejas, Sando, Canillas de Abajo y Garcirrey.

Las cotas más altas del relieve se alcanzan casi siempre en alineaciones de dirección NE-SO relacionadas con potentes diques de cuarzo llamados "sierros"; sus cotas sobre los 890 m se deben a los niveles conglomerático-areniscosos, N120E, de la Formación Monterrubio. En ambos casos estos relieves destacan levemente sobre la extensa penillanura, que se desarrolla tanto sobre el basamento hercínico como sobre los depósitos terciarios que lo recubren, con cotas próximas a los 800 m y en la que se encaja suavemente el río Huebra (760 m) en la esquina SW de la Hoja.

La red hidrográfica corresponde al Río Duero, siendo el único curso relativamente importante en esta Hoja un pequeño tramo del río Huebra, con dirección N-S. El resto de los cauces fluviales son regatos, riberas y arroyos de corriente estacional y de pequeña entidad que unas veces desembocan en el Huebra y otras en el Tormes.

Geológicamente, la Hoja se ubica entre el Macizo Hespérico por una parte y el entronque entre la Fosa de Ciudad-Rodrigo con el borde occidental de la cuenca terciaria del Duero por otra, por lo que los materiales aflorantes pueden agruparse en dos conjuntos netamente diferenciados que ocupan una superficie equivalente. El primero está constituido por rocas ígneas y metamórficas del Macizo Hercínico que forman el zócalo y el segundo por los sedimentos terciarios y cuaternarios de la cobertera.

Los afloramientos del zócalo hercínico se sitúan en la zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945b) o bien en el centro-norte de la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972), caracterizada, según JULIVERT (1983), por la gran extensión de afloramiento del anteordovícico y el carácter discordante del Ordovícico sobre su sustrato Cámbrico y/o Precámbrico.

En la esquina NW de la Hoja es de destacar la presencia de la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo (IGLESIAS y RIBEIRO, 1981) con un desplazamiento en dirección cercano al centenar de km (VILLAR *et al.*, 1992), que obliga a considerar la existencia de dos dominios (a norte y sur de la citada cizalla) con características estratigráficas, metamórficas e ígneas sensiblemente distintas.

En el dominio Norte (prácticamente fuera de esta Hoja), entre los materiales preordovícicos predominan los neises glandulares sobre los metasedimentos del complejo Esquisto-grauváquico, el metamorfismo es mayoritariamente de alto grado y las rocas ígneas son casi exclusivamente leucogranitos y granitos de dos micas, peraluminicos y de carácter autóctono a paraautóctono. Por el contrario en el dominio Sur (dentro ya de esta Hoja) los neises glandulares son prácticamente inexistentes, los materiales del C.E.G. se encuentran afectados por un metamorfismo de bajo grado (a veces medio) y los granitos son monzogranitos y granodioritas biotíticas predominantemente.

Los materiales cenozoicos afloran en la zona de entronque de la Fosa de Ciudad-Rodrigo con la cuenca del Duero. Están representados por dos series: una paleógena y otra neógena mayoritariamente siliciclásticas que en líneas generales constituyen el registro de ambientes aluviales en las inmediaciones de un borde de cuenca moderadamente activo.

Entre los antecedentes geológicos cabe citar a SCHMIDT-THOME (1945), que distingue el "Cambriano" (Preordovícico) del "Siluriano" (Ordovícico), separados de acuerdo con LOTZE (1929) por una discordancia sárdica. A la vez reconoce un "granito más viejo apizarrado" en la banda que se extiende desde Ledesma a Vitigudino y Barruecopardo que interpreta como sinorogénico precoz y un "granito viejo" también sinorogénico pero posterior.

Los trabajos más detallados sobre esta Hoja son escasos y relacionados con prospecciones mineras de Sn y W; entre ellos merecen citarse los del IGME (1979) o ARRIBAS *et al.* (1981), quienes identifican y cartografían por primera vez el Ordovícico del Sinclinal de Villamayor.

El estudio más importante llevado a cabo sobre las rocas graníticas en esta zona es el de LÓPEZ PLAZA (1982), que presenta una cartografía de gran parte de la Hoja y un estudio específico sobre la estructura de los granitos y su relación con el emplazamiento.

Desde el punto de vista tectónico, GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1968) ponen de manifiesto la existencia de una importante alineación de ortoneises, de dirección NE-SO, entre Juzbado y Traguntia, que consideran originados en una línea tectónica de esa dirección y que afecta a los granitos y a las formaciones metamórficas.

Esta importante alineación tectónica es interpretada por IGLESIAS y RIBEIRO (1981) como una zona de cizalla dúctil, de carácter senextro, que denominan Zona de Cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo, a la que atribuyen un desplazamiento en sentido horizontal de unos 65 km.

También sobre la cizalla de Juzbado son de interés los trabajos de JIMÉNEZ ONTIVEROS y HERNÁNDEZ ENRILE (1983) y JIMÉNEZ ONTIVEROS (1984), que hacen un estudio microestructural de las rocas miloníticas de la zona de cizalla.

El último trabajo sobre la ZCJT es el de VILLAR *et al.* (1992), considerándola posterior a la D<sub>3</sub> y estimando su traslación en unos 100 km.

Ya desde el punto de vista regional, son importantes los trabajos de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974), sobre el metamorfismo y los granitoides del área occidental de la provincia de Salamanca; de CARNICERO (1980), sobre los mismos temas en el área suroeste; de Díez BALDA (1986), sobre la estratigrafía y la estructura de los materiales preordovícicos del sur de Salamanca, y los del equipo ALMADÉN-ITGE durante la realización del Proyecto Hespérica (1985-1990), referidos sobre todo a deformaciones prehercínicas, estudios cartográficos regionales y correlaciones estratigráficas.

El registro sedimentario más reciente está representado por una formación arcósica basal y por depósitos siliciclásticos diseminados por toda la Hoja. La deformación alpina que fragmenta transversalmente a los materiales hercínicos, afecta también a las más antiguas de esas formaciones pero no al resto. Dichos materiales se enmarcan en el registro cenozoico que rellena el suroeste de la cuenca del Duero. Si consideramos como tal la Fosa de Ciudad Rodrigo. Aunque VILANOVA (1883) y GIL MAESTRE (1880) se refieren a Eoceno y Oligoceno son MIQUEL (1906) y ROMÁN y ROYO GÓMEZ (1922) los que aportan las primeras dataciones de este registro de Luteciense a Mioceno. Después tienen una cierta relevancia las aportaciones de TEMPLADO y PASTORA (1946), SCHMIDT-TOME (1950) y CRUSAFONT y TRUYOLS (1957). Sin embargo, el conocimiento actual de la estratigrafía cenozoica regional parte de JIMÉNEZ (1970, 1972, 1973, 1974, 1975, 1977, 1982 y 1983), que divide el Paleógeno en dos grandes ciclos sedimentarios y considera que entre ellos tiene lugar una fase tectónica. Al primero le asigna una edad preluteciense y al segundo lo data como Eoceno-Oligoceno. También JIMÉNEZ (1973) y JIMÉNEZ y GARCÍA (1982) diferencian dentro del Neógeno dos conjuntos litológicos: uno lo atribuye al Mioceno inferior y otro al Mioceno medio.

CORROCHANO (1977, 1982) en Zamora y ALONSO GAVILÁN (1982) en Salamanca resumen la estratigrafía regional propuesta por el autor anterior, pero introducen algunas modificaciones junto con la determinación de su sedimentología.

Las referencias cronoestratigráficas hay que buscarlas también en el entorno regional, especialmente en los trabajos de JIMÉNEZ (1974, 1977 y 1982), MAZO y JIMÉNEZ (1982), GARZÓN y LÓPEZ (1978) y POLO *et al.* (1987). CORROCHANO y CARBALLEIRA (1983) son autores de una síntesis regional, pero son otros trabajos más concretos los que han ido definiendo el conocimiento estratigráfico concreto de esta fosa. Se debe citar a MINGARRO y LÓPEZ AZCONA (1970); MINGARRO *et al.* (1971); ALONSO GAVILÁN y POLO (1986); ALONSO GAVILÁN y VALLE (1987); JIMÉNEZ FUENTES y MARTÍN-IZARD (1987) y MEDIAVILLA y MARTÍN-SERRANO (1988). Un enfoque más geomorfológico pero igual o más fundamental son las aportaciones de MOLINA *et al.* (1982), JORDÁ (1983), MOLINA y JORDÁ (1984) y CANTANO y MOLINA (1987).

## 1. ESTRATIGRAFÍA

Como ya ha sido puesto de manifiesto anteriormente, las rocas que afloran en esta Hoja se agrupan en dos conjuntos muy diferentes: el zócalo hercínico y la cobertera terciaria y cuaternaria que parcialmente lo recubre.

En lo que respecta al zócalo hercínico, las rocas metamórficas de origen sedimentario presentes en la Hoja aparecen en afloramientos de tamaño variable dispersos entre las rocas graníticas y sin relación directa de unos con otros. En líneas generales se encuentran unos niveles ordovícicos formados por cuarcitas y pizarras que se disponen discordantes sobre una serie preordovícica (Formaciones Monterrubio y Aldeatejada), que consta de esquistos y areniscas con algunas capas de microconglomerados feldespáticos y frecuentes niveles de rocas calcosilicatadas. Además, en el ángulo noroccidental de la Hoja, se encuentra un pequeño segmento de la Zona de Cizalla de Juzbado, que limita en esta región dos dominios con características estratigráficas diferentes. En la mitad norte de la banda de deformación de la zona de cizalla afloran unos gneises glandulares que son la prolongación de la banda que se extiende por las Hojas de Ledesma (451) y Villavieja de Yeltes (476) y que, regionalmente, son también preordovícicos.

Las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada son incluidas por ÁLVAREZ-NAVA *et al.* (1988), en el Grupo Valdelacasa (discordante sobre los Grupos Ibor y Domo extremeño) al que se atribuye un edad Vendiciense superior-Cámbrico inferior.

La mitad suroriental de la Hoja está ocupada por el relleno cenozoico de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Dicho relleno tiene carácter fundamentalmente arcósico y es atribuido al Paleógeno superior. El Neógeno inferior está representado por depósitos rojos del piedemonte de las sierras meridionales. Las rañas y las terrazas de los cursos fluviales actuales representan al Neógeno superior y al Cuaternario.

### 1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR

Bajo los niveles ordovícicos se encuentra una serie pelítico-arenosa que aparece en cinco afloramientos aislados entre sí por granitos y, en un caso, por los sedimentos terciarios de la Fosa de Ciudad Rodrigo. A pesar de esta situación, es posible correlacionar perfectamente estos materiales con las unidades establecidas por DÍEZ BALDA (1980, 1986) al sur de Salamanca, es decir, al otro lado de la Fosa de Ciudad Rodrigo.

En este sentido, la serie que aparece directamente debajo de los niveles de cuarcita ordovícica en la parte nororiental de la Hoja se corresponde con la Formación Aldeatejada (DÍEZ BALDA, *op. cit.*), que aquí aparece compuesta por una sucesión esencialmente pelítica formada por pizarras verdes y esquistos con algunas intercalaciones arenosas; destacan también unos tramos de pizarras microbandeadas formadas por alternancias milimétricas de pelitas claras y oscuras ricas en materia orgánica.

El resto de los afloramientos preordovícicos de la Hoja se correlaciona con la Formación Monterrubio (DÍEZ BALDA, *op. cit.*) caracterizada por la presencia de microconglomerados y porfirioides. En esta zona la serie está formada principalmente por esquistos con niveles arenosos y frecuentes intercalaciones decimétricas o centimétricas de rocas calcosilicatadas. Los

típicos conglomerados con cantos blandos y de cuarzo no se han encontrado, pero son relativamente frecuentes los niveles microconglomeráticos muy ricos en feldspatos (porfiroides) que aparecen sobre todo en el sinforme de Garcirrey.

### 1.1.1. Formación Monterrubio

La Fm. Monterrubio y la Fm. Aldeatejada suprayacente a ella constituyen un conjunto sedimentario de características litológicas y sedimentológicas parecidas. Se han subdividido (DÍEZ BALDA, 1986) por razones de índole práctica, tanto en lo se refiere a la identificación cartográfica de las estructuras como a su posición estratigráfica en la sucesión véndico-cámbrica y considerando que en la Fm. Monterrubio existen varios tramos de conglomerados cuarcíticos y cuarzofeldespáticos, muy escasos en la Fm. Aldeatejada que es fundamentalmente pelítica.

La Fm. Monterrubio aflora, en retazos más o menos aislados, de estructuras kilométricas de fase tres ( $D_3$ ), en el flanco S del Antiforme de Ardoncillero, a lo largo del Sinforme de Garcirrey, en el flanco N del Antiforme de Gejo de D. Diego, así como en la prolongación de la Antiforma de Martinamor (Hoja 503, Las Veguillas) en la esquina SE de la Hoja. Los materiales de esta formación son los más bajos de la sucesión véndico-cámbrica (área sur de Salamanca) tanto en el área que nos ocupa, como en la Antiforma de Martinamor y en las esquinas SE de la Hoja de Guijuelo (528) y SW de la de Sta. María del Berrocal (504).

La Fm. Monterrubio, que se estableció de manera informal (en el área de Salamanca-Las Veguillas-Guijuelo y Tamames no aflora el muro), es una sucesión de más de 1.500 m de potencia constituida por pelitas y limolitas grises y verdes, pelitas microbandeadas, así como numerosas intercalaciones de areniscas, cuarcitas y conglomerados. Es relativamente frecuente detectar en ella la presencia de "porfiroides" (rocas porfídicas cuarzofeldespáticas a veces con participación ígnea) y areniscas con anfíbol del tipo hornblenda-actinolita. MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973) describen rocas andesíticas y riódacíticas intercaladas.

Debido al grado metamórfico, sincrónico al desarrollo orogénico, que afecta a los materiales descritos y que varía desde la parte media de la facies de los esquistos verdes hasta la parte alta de las facies de las anfíbolitas, lo que se observa en campo es un gran predominio de rocas esquistosas con intercalaciones arenosas y esporádicas microconglomeráticas afectadas por una esquistosidad  $S_2$  (bandeado tectónico o flujo) de fuerte desarrollo.

El techo de la formación no se observa debido a las intrusiones graníticas, si bien en áreas próximas como las Hojas de Salamanca (478), Matilla (502), Las Veguillas (503) etc., se sitúa en el último tramo conglomerático-arenoso con suficiente potencia y continuidad cartográfica.

### 1.1.2. Formación Aldeatejada

El término Serie de Aldeatejada fue introducido por MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973), aunque definido formalmente por DÍEZ BALDA (1980). Se sitúa por encima y concordantemente con la Formación Monterrubio.

Ya se ha indicado anteriormente que el techo de la Fm. Monterrubio se situaba en el último tramo conglomerático de potencia y continuidad suficiente a la que añadimos que hacia la base de la Fm. Aldeatejada aparece un nivel de pelitas negras microbandedas que ayuda considerablemente en la práctica cuando se cartografía. El techo de la Fm. Aldeatejada es también un tránsito gradual con la formación suprayacente de Areniscas de Tamames observado, entre otras, en las Hojas 528 (Guijuelo) y 527 (Tamames) y ese paso está definido por la aparición de niveles cada vez más potentes de areniscas y cuarcitas, con frecuentes huellas de bioturbación.

Aflora en las inmediaciones de la estructura Sinclinal de Villarmayor-Golpejas, en la Mata de Ledesma y en un pequeño retazo 2'5 km al N de Rollán.

Sus características litológicas son semejantes a las descritas para la Fm. Monterrubio, aunque varían las proporciones de las litologías dentro de la columna sedimentaria. En la Fm. Aldeatejada hay una gran predominancia de términos limolíticos y pelíticos-arenosos, a veces de características masivas, potentes niveles de pizarras microbandedas, sobre todo hacia la base (aunque fuera de esta Hoja) y una disminución considerable de los niveles conglomeráticos. No se han detectado "porfiroides" ni areniscas anfibólicas, aunque en áreas relativamente próximas, como la Hoja de Salamanca (478), pueden aparecer niveles carbonatados brechoides con ocasionales cantos rodados de cuarzo y niveles de carbonatos discontinuos.

La potencia puede estimarse en unos 1.600 m en el corte de Frades de la Sierra-El Endrinal (Hoja 528 Guijuelo).

### 1.1.3. Descripción de facies e interpretación de las formaciones Monterrubio y Aldeatejada

Para la descripción estratigráfica y sedimentológica de las formaciones Monterrubio y Aldeatejada, se han levantado diez series en el área sur de Salamanca en las zonas de mejor afloramiento y a su vez menos afectadas por la deformación y el metamorfismo regional. La ubicación de las mismas, así como las descripciones de detalle, se realizan en las memorias de las Hojas de Tamames (527), Matilla de Los Caños del Río (502), Guijuelo (528) y Salamanca (478).

#### 1.1.3.1. Pizarras, limolitas y pelitas microbandedas (11 y 13)

Están representadas por un conjunto de limolitas arenosas y pizarras de color gris-azulado y verdosas en las que la laminación viene marcada por pasadas mili-centimétricas. En este caso, las capas arenosas suelen tener tamaños de grano fino a medio y geometría tabular. La base de las capas presenta laminación paralela y esporádicamente fluidificaciones. En el techo se observan "ripples" de oleaje y "hummocky cross stratification". Se aprecia cierta gradación y las estructuras sedimentarias indican un origen turbidítico producido por tormentas.

Localmente, aparecen acúmulos arenosos organizados en ciclos estrato y granocrecientes que se asimilan a barras de plataforma. La parte baja de estas barras está compuesta por una

alternancia entre capas de tormenta arenosas y niveles pelíticos y localmente está afectada por fenómenos de licuefacción. La parte alta está compuesta por capas de tormenta y estructuras tipo "Hummocky cross stratification" amalgamadas.

Los términos pizarrosos y limolíticos aquí descritos corresponden a las zonas menos afectadas por el metamorfismo y la deformación (epizona). A escala microscópica, la textura que presentan estos materiales suele ser blastopelítica. Su mineralogía está compuesta por filosilicatos (clorita, moscovita, biotita), con proporciones variables de cuarzo y en segundo lugar de feldespato de tamaño limo o arena muy fina. Como minerales accesorios se encuentran turmalina, circón, apatito y opacos y como secundarios sericita. La petrografía de las areniscas intercaladas se realiza en el apartado contiguo.

Las pelitas microbandeadas representan uno de los tramos más características tanto de la Fm. Monterrubio como de la Fm. Aldeatejada, constituyendo, junto con los conglomerados, un excelente nivel guía pues estas facies son muy constantes en casi todo el área centroibérica. En esta Hoja no han podido diferenciarse dado el exiguo tamaño de los afloramientos y la mala calidad de los mismos. En la Fm. Monterrubio, las pelitas microbandeadas tienen siempre menor desarrollo que en la Fm. Aldeatejada.

Dentro del grupo pelítico microbandeado se incluyen lutitas negras masivas, lutitas microbandeadas con un bandeo gris claro-negro de frecuencia milimétrica a centimétrica originados por distintos contenidos en materia orgánica y limolitas bandeadas de frecuencia centimétrica con bandas gris claro-gris oscuro asimiladas al retrabajamiento de las lutitas microbandeadas.

Normalmente, esta litología aparece alterada y son muy evidentes los tonos de alteración rojos y amarillos que destacan sobre el fondo negro de la roca o también la alternancia de colores blanco y gris-ceniza con muchos poros y moteado de óxidos de hierro por la alteración de la pirita. El espesor de los tramos microbandeados puede oscilar entre 10 y 150 m.

Representan las facies de menor energía. Se generan al abrigo de barras de plataforma y en las zonas más distales donde sólo llegan aportes por suspensión. Toman carácter transgresivo y se desarrollan en áreas anóxicas y ambientes claramente reductores. Esto está reflejado por la abundancia de agregados de pirita y componentes carbonosos producto de la preservación de materia orgánica. Esporádicamente, se observan nodulaciones y fosfatizaciones.

Estas facies, así como los conglomerados relacionados con ellas, se han interpretado recientemente como contornitas y "gravel lag contornitas" (OCZLON y DÍEZ BALDA 1992).

Al microscopio estas facies presentan una textura blastopelítica pizarrosa donde está perfectamente definida una So por la alternancia de niveles negros grafitosos y/o arenosos (tamaño limo) y micas. La mineralogía es principalmente cuarzo, grafito, mica incolora, clorita, biotita, óxidos, plagioclasas, turmalina, circón. Aisladamente, pueden aparecer nódulos de material fosfatado rico en materia orgánica.

### 1.1.3.2. **Conglomerados, areniscas y cuarcitas (12)**

Su mayor desarrollo se alcanza en el límite con la Fm. Aldeatejada y aunque no exclusivos son los elementos más característicos de la Fm. Monterrubio.

Corresponden a facies canalizadas y rellenan incisiones encajadas en el borde del talud.

El relleno se organiza en ciclos estrato y granodecrecientes amalgamados, que en conjunto configuran una secuencia positiva. La parte baja de los ciclos está compuesta por conglomerados cuarcíticos con abundantes cicatrices. Están constituidos por cantos predominantemente de cuarzo, bien rodados, y en menor proporción de areniscas, cuarcitas grises, fosfatos y fragmentos angulosos de pizarra (cantos blandos) normalmente de mayor tamaño. Generalmente, son grano-soportados aunque aparecen paraconglomerados que pasan lateral y verticalmente a pelitas arenosas con cantos. La granulometría oscila entre los 5 cm. de diámetro y el tamaño arena. Son frecuentes las estructuras de carga.

La parte alta de los ciclos está compuesta por capas arenosas y cuarcíticas amalgamadas, de potencia decimétrica a centimétrica. El tamaño de grano varía de grueso a fino, y las estructuras sedimentarias reflejan una disminución de la energía en vertical, presentándose "hummocky cross stratification" de gran longitud de onda y estratificación cruzada de ángulo elevado en los términos más bajos, y "ripples" de oleaje en las capas más superiores del ciclo. Estos ciclos poseen potencias comprendidas entre 50 cm y 3 m y los términos de menor granulometría y más baja energía sólo se preservan en la parte superior de las secuencias de relleno de canal.

Al microscopio, los conglomerados presentan textura blastosefítica, formada por clastos heterométricos muy redondeados en una matriz de proporción variable. El esqueleto está formado mayoritariamente por granos de cuarzo (mono-policristalino) a veces con golfos de corrosión y en menor proporción de feldespato. Con cierta frecuencia, aunque accesoriamente, pueden encontrarse fragmentos de roca pelítica, nódulos fosfatados y cuarzo microcristalino. En el material intersticial se reconoce una fracción arenosa más grosera constituida por cuarzo, escasos feldespatos y fragmentos de roca, y otra granulometría más fina compuesta por filosilicatos (sericita, biotita, clorita) y con escaso cuarzo. Minerales accesorios son moscovita, opacos, turmalina, circón y apatito.

Las areniscas presentan una textura blastosamítica y granoblástica constituida por granos subangulosos de tamaño arena fina media y con un "sorting" moderado a bueno. El esqueleto es fundamentalmente cuarzo con menor proporción de feldespato y fragmentos de roca (pelítica-cuarzo microcristalino). El material intersticial es sericítico-clorítico-biotítico. Accesoriamente se encuentran opacos, moscovita, turmalina, circón y carbonatos.

### 1.1.3.3. **Descripción del esquema interpretativo**

El esquema de la fig. 1 muestra un corte ideal SSW-NNE del área sur de Salamanca (desde Guijuelo o Linares a Salamanca capital) de las Fms. Monterrubio y Aldeatejada y se fundamenta en el análisis de 10 columnas estratigráficas levantadas en las zonas de mejor afloramiento (Hojas de Tamames, Matilla de los Caños del Río, Guijuelo y Salamanca).



Figura una sección parcial de la cuenca debido a que el registro estratigráfico está incompleto. No se observa en ninguna columna la base de la Fm. Monterrubio y por esta circunstancia, al no tener una referencia basal, se carece de un valiosísimo dato para conocer la geometría de la cuenca. Por otra parte, sólo en dos localidades se ha llegado hasta la Fm. Arenisca de Tamames (no aflorantes en esta Hoja), cuya base, si bien no constituye un nivel guía isócrono y horizontal, supone la única referencia superior posible. Por tanto, el esquema interpretativo se ha realizado en base a columnas parciales y la geometría de los depósitos ha sido deducida exclusivamente a partir del análisis de facies sedimentarias.

El esquema de la fig. 1 pone en evidencia una cierta apertura y profundización de la cuenca hacia el NNE, donde las series se hacen algo más potentes y distales. Asimismo, se aprecia una tendencia progradante de la plataforma y el talud hacia el NNE.

Se han individualizado varias subunidades separadas por rupturas en la plataforma, que se evidencian a lo largo de toda la cuenca (fig. 2). Estas subunidades se han correlacionado con las diferenciadas en los Montes de Toledo (Valdelacasa) en la Fm. Limolitas del Pusa (ÁLVA-REZ NAVA *et al.* 1988).

#### 1.1.3.4. **Modelo de ciclos sedimentarios**

Se ha establecido un modelo de ciclos sedimentarios válido para la mayoría de las subunidades. El ciclo ideal se ha elaborado en base a la superposición de facies y relaciones laterales (fig. 3).

El límite inferior de las subunidades viene marcado por una serie de incisiones en el borde del talud provocadas por un momento de bajada relativa del nivel del mar. Estas incisiones se rellenan por conglomerados, arenas y cuarcitas configurando ciclos positivos, que se asimilan a procesos de relleno de canal.

Una subida progresiva del nivel del mar produce progradación en la plataforma, sedimentándose materiales limoso-pelíticos y turbiditas diluidas. Estas facies pueden pasar en vertical a barras arenosas compuestas esencialmente por capas de tormenta y estructuras tipo "hummocky cross stratification" amalgamadas.

El máximo momento de subida del nivel del mar está representado por facies (lutitas microbandeadas y negras) en las que pueden observarse localmente nodulaciones y fosfatizaciones asimilables a series condensadas.

#### 1.1.4. **Edad de las series y correlación**

Los acritarcos encontrados en niveles carbonatados de la Fm. Aldeatejada al SW de Arapiles (Hoja 478 Salamanca) y reconocidos, en DíEZ BALDA y FOURNIER VIÑAS (1981), como *Michrystidium dissimilone*, VOLKOVA (1969) y *Synsphaeridium* s.p. no incompatibles con un Cámbrico inferior, fueron revisadas recientemente [VIDAL *et al.* (in litt.)] indicando que la pri-

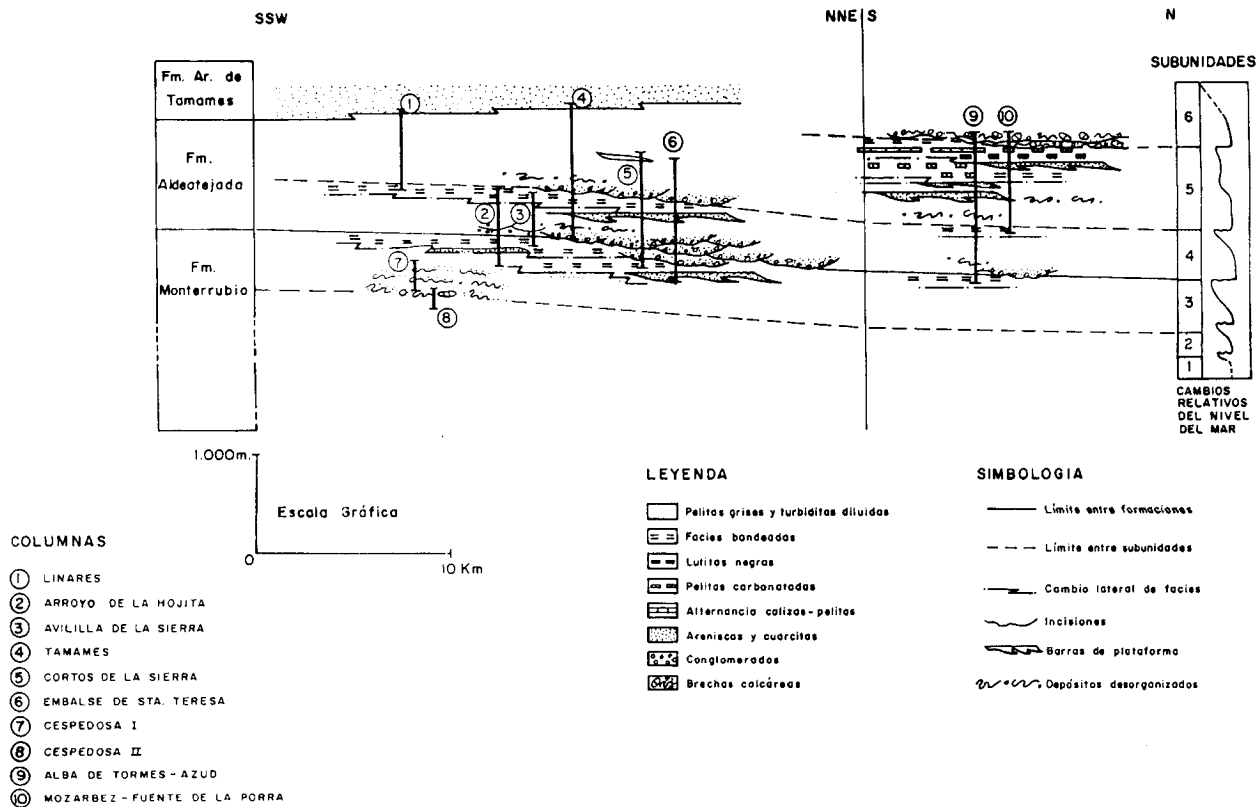
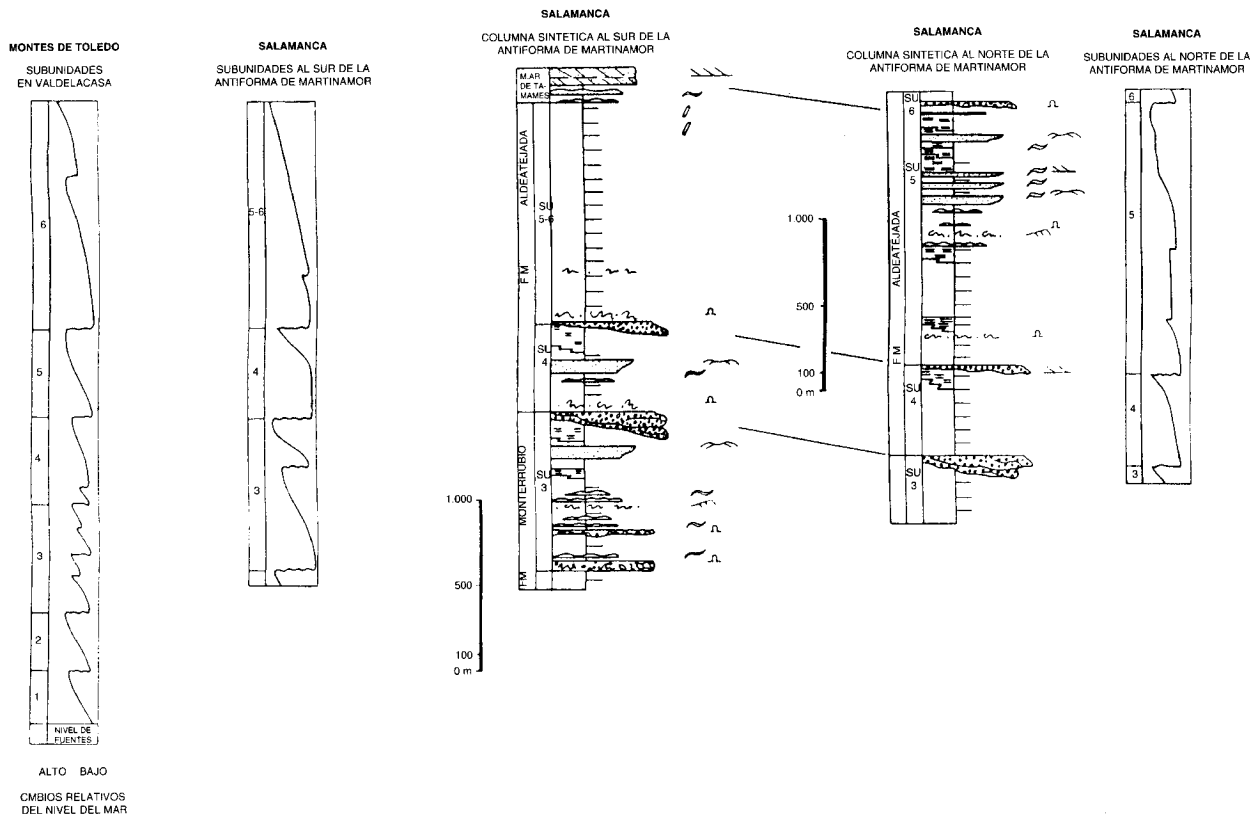


Fig. 1. Esquema de correlación de columnas en el área sur de Salamanca



**Fig. 2. Columnas sintéticas y subunidades al sur de Salamanca. Correlación de subunidades con Montes de Toledo**

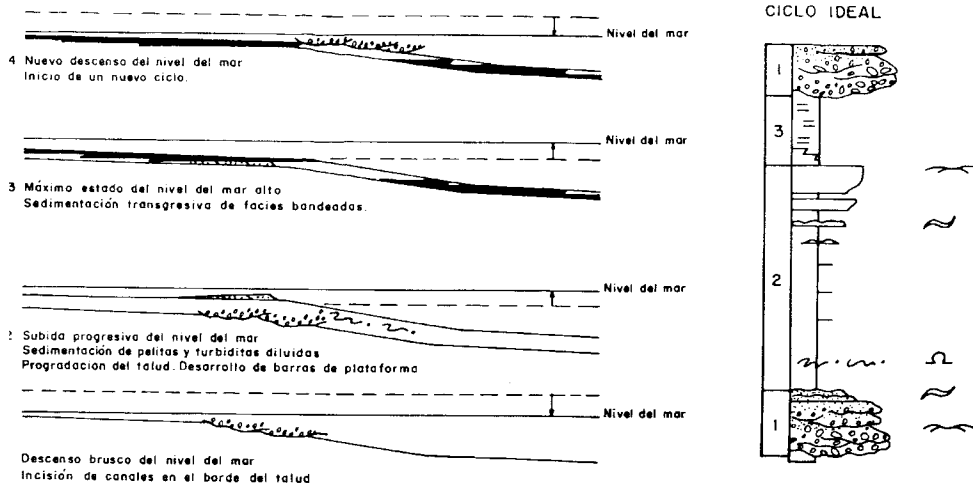


Fig. 3. Modelo de ciclos sedimentarios

mera de las especies citadas corresponde a *Heliosphaeridium* s.p. acorde con una edad Vendiciense tardía. Estos autores situarían entonces el límite Precámbrico (Vendiciense)-Cámbrico en una zona indeterminada entre la parte basal de las Areniscas de Tamames y la parte alta de la Fm. Aldeatejada.

Las Fms. Monterrubio y Aldeatejada se encuentran por debajo, en tránsito gradual de la Fm. Arenisca de Tamames que representa con seguridad un Cámbrico inferior [GARCÍA DE FIGUEROA y MARTÍNEZ GARCÍA (1972), DÍEZ BALDA (1980, 1986)]. La Fm. Arenisca de Tamames es equivalente a la Fm. Areniscas del Azorejo o a la Fm. Gévalo de Los Montes de Toledo, ya que presenta las mismas litologías, facies y restos fósiles [SAN JOSÉ *et al.* (1974); MORENO SERRANO *et al.*, 1976]. Así pues, las Fms. Monterrubio y Aldeatejada equivalen a la Fm. Limolitas del Pusa, ya que mantienen las mismas características litológicas y de facies (NOZAL MARTÍN y ROBLES CASAS, 1988). BRASIER *et al.* (1979) opinan, por la icnofauna detectada en la Fm. Limolitas del Pusa, que la edad de la citada formación, al menos para su parte media-alta (que es donde encuentran los restos fósiles) es Cámbrico inferior y posteriormente LIÑAN *et al.* (1984) sitúan el límite Precámbrico-Cámbrico dentro de la citada formación.

Ya se ha visto la correlación entre las Fm. Monterrubio y Aldeatejada con la Fm. Limolitas del Pusa de los Montes de Toledo. En lo que respecta a la correlación de las citadas formaciones con los materiales de la zona W de Salamanca (Domo de las Hurdes) se puede decir que son equivalentes a parte de la Serie Superior de RODRÍGUEZ ALONSO (1985) y a la también denominada Serie Superior de ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA (1988).

## 1.2. ORDOVÍCICO

En el borde norte de la Hoja, entre las localidades de La Mata de Ledesma y Golpejas, afloran los niveles de la Cuarcita Armoricana correspondientes al flanco sur del Sinclinal de Villamayor (ARRIBAS *et al.*, 1981); estos autores encuentran que las cuarcitas contienen crucianas que establecen una edad Ordovícico inferior, y definen informalmente dos unidades que son las que se han adoptado en esta memoria.

### 1.2.1. Formación Golpejas; C. Armoricana (14)

Está constituida por el conjunto de capas de cuarcita con delgadas intercalaciones pizarrosas que dibujan el Sinclinal de Villamayor. El espesor de esta unidad es del orden de unos 100 m.

Las cuarcitas son de color gris claro y se organizan en capas de espesor entre 10 cm y 3 m, con tendencia a disminuir hacia la parte alta de la sucesión. En las partes menos deformadas las cuarcitas pueden presentar estratificación cruzada y laminación paralela. Las intercalaciones pizarrosas son de tonos oscuros o rojizos por alteración y tienen espesores de orden centimétrico, que crecen hacia el techo de la Formación. El tránsito a la unidad superior se realiza de manera gradual con la desaparición de los niveles cuarcíticos.

Las cuarcitas están muy deformadas y recrystalizadas, sobre todo en el área de Golpejas, y están compuestas por clastos recrystalizados de cuarzo con cantidades accesorias de biotita, moscovita, apatito y circón. Las pizarras intercaladas tienen cuarzo, moscovita, biotita, sericita, clorita y, en ocasiones, andalucita.

La base de la Formación no se observa claramente en ningún punto, no pudiendo concretarse el carácter de la discordancia en esta zona. No obstante, esta unidad puede correlacionarse directamente con las Cuarцитas de Los Montalvos (OBREGÓN, 1972), que afloran en el Sinclinal de Salamanca (DÍEZ BALDA, 1980) el cual constituye la prolongación hacia el Este del Sinclinal de Villamayor y con el resto de las cuarcitas armoricanas de la región, que delimitan los Sinclinales de Sequeros (MARTÍNEZ GARCÍA & NICOLAU, 1973; GARCÍA DE FIGUEROA, 1971) y de La Peña de Francia (ROLZ, 1975; MACAYA, 1980). En toda esta región, el Ordovícico es transgresivo y reposa discordantemente sobre varios términos (DÍEZ BALDA, 1986) por lo que se supone que en esta Hoja ocurre lo mismo y se representa la base de la Formación Golpejas como una discordancia.

### 1.2.2. Formación Villamayor. Pizarras grises y negras (15)

Bajo esta denominación ARIBAS *et al.* (*op. cit.*) agrupan todos los materiales que se encuentran por encima de la cuarcita armoricana en el Sinclinal de Villamayor. En esta Hoja, esta unidad aflora sólo de manera testimonial al sureste de Golpejas y está formada por pizarras oscuras con pirita. Estas pizarras son equivalentes a las pizarras del Llanvirn-Llandeilo que afloran sobre la cuarcita armoricana en el Sinclinal de Tamames (DÍEZ BALDA, 1986).

### 1.3. CENOZOICO

La sedimentación alpina de esta Hoja está incluida en la Fosa de Ciudad Rodrigo, una de la subcuencas asociadas a la cuenca del Duero. Esta fosa, que tienen origen tectónico y estructura asimétrica, pues los mayores espesores de sedimentos terciarios se localizan a lo largo del borde sur (FERNÁNDEZ AMIGOT, 1981), comenzó a formarse durante el Eoceno (CANTANO y MOLINA, 1987) cuando el basamento hercínico sobre el que se emplaza adquirió una configuración alpina en bloques limitados por fracturas de direcciones tardihercínicas (PARGA, 1969; VEGAS, 1974; GONZÁLEZ UBNANELL, 1977; SANZ DONAIRE, 1979). El rejuogo de estas fracturas durante su relleno condicionó tanto la distribución de los sedimentos paleógenos (ALONSO GAVILÁN y POLO, 1986) como la de los neógenos (CANTANO y MOLINA, 1987). Además la distribución de dichos sedimentos también se encuentra determinada por la presencia de relieves señalados por rocas paleozoicas de dirección NO-SE que atraviesan transversalmente la fosa y la dividen en tres sectores con características estratigráficas distintas: sector de Ciudad Rodrigo, sector de Sancti Spiritus y sector de La Fuente de San Esteban-Salamanca (CORROCHANO y CARBALLEIRA, 1983). Por ello cabe espesar un relleno con gran complejidad de facies.

Como es evidente, en todos esos sectores la sedimentación está controlada por factores como áreas fuente, tectónica y clima que varían sustancialmente con el paso del tiempo. Su registro fósil así lo atestigua, dando lugar a grandes conjuntos sedimentarios con características distintivas pero incluyendo litofacies cuyas relaciones laterales son difíciles de establecer. Esta última circunstancia es debida a que: 1) la identidad de las áreas suministradoras confiere una homogeneidad litológica; 2) los distintos episodios de fracturación que han afectado al conjunto de los sedimentos han modificado sustancialmente la posición de los mismos y, en consecuencia, es difícil diagnosticar si los depósitos son distintos porque corresponden a distintos episodios de sedimentación o bien porque originalmente se disponían en posiciones paleogeográficas distintas, y 3) la superposición de los procesos de alteración (estrechamente relacionados con el clima) uniformiza la composición mineralógica de depósitos que originalmente eran distintos y los hace similares a aquellos que se depositaron bajo las condiciones climáticas reinantes durante el lapso de tiempo que perduró aquella alteración.

Los sedimentos de la Fosa de Ciudad Rodrigo han sido objeto de numerosos estudios, si bien merece especial atención el trabajo realizado por CANTANO y MOLINA (1987) en el que presentan una síntesis sobre la estratigrafía de dicha fosa. Las iniciales y principales aportaciones estratigráficas relativas al área que nos ocupa se deben a MINGARRO y LÓPEZ AZCONA (1970), quienes diferenciaron dos conjuntos litológicos: el inferior, de naturaleza arcósica y edad Eoceno, y el superior, conglomerático y de edad Oligoceno. Consideraron que no existen depósitos neógenos y atribuyen a una brecha samito-feldespática de cuarcita, observada a lo largo de las alineaciones ordovícicas, una edad pliocena. Las únicas modificaciones significativas a este esquema son las propuestas por MOLINA y JORDÁ (1984) y JORDÁ (1983) quienes diferencian en la región de Serradilla del Arroyo (al sur del área de estudio) dos unidades arcósicas individualizadas mediante una discordancia: areniscas arcósicas inferiores, de edad Eoceno, y Areniscas arcósicas superiores, a las que atribuyen una edad de Oligoceno-Mioceno; discordante sobre estas últimas se disponen los depósitos conglomeráticos (conglomerados versicolores) que asignaron al Mioceno-Plioceno. Finalmente, consideran que ligado al encajamiento fluvial cuaternario se desarrollan los depósitos de las "rañas", discordantes sobre todos los sedimentos anteriores.

En esta Hoja se pueden establecer a grandes rasgos varias unidades sedimentarias cenozoicas (SANTISTEBAN *et al.*, 1991 y 1992) conceptualmente comparables a las unidades tectono-sedimentarias de MEGÍAS (1982), separadas entre sí por discontinuidades estratigráficas, de naturaleza compleja cuyos rasgos más significativos se exponen seguidamente.

### 1.3.1. Paleógeno superior

#### 1.3.1.1. **Conglomerados y areniscas ocreas; arenas arcósicas (15). Eoceno-Oligoceno**

Aflora con buzamiento muy variable debido a la presencia de fracturas que basculan la serie en diferente grado. Se apoya en discordancia sobre los materiales del zócalo hercínico o bien está en contacto mecánico con éstos. Es muy difícil poder estimar la geometría de este conjunto y su espesor ya que, como se ha mencionado, está afectado por bastantes fracturas y la zona presenta un arrasamiento importante.

En la parte basal de esta serie, que se observa muy bien en las proximidades de la estación de la Adehuela, los materiales tienen un contenido en carbonato muy bajo, por lo que son deleznable y presentan tonos verdes. Los feldespatos están mejor preservados que hacia el techo y presentan tamaños mayores. Estas características permiten diferenciarlos de las partes superiores de la serie. Este tramo está compuesto fundamentalmente por gravas y arenas, mientras que los niveles de lutitas están pobremente representados.

Las gravas son de carácter arcósico y presentan un contenido medio del 70% en gravas, 0-15% en arena y 15-25% en limo-arcilla. La fracción grava suele ser bimodal, con tamaños que oscilan entre 2-4 mm y 1-2 mm en la base de la unidad y 4-8 mm y 4-8 cm hacia el techo. Está constituida por cantos angulosos-subangulosos de cuarzo (10-30%), feldespatos (10-35%) (fundamentalmente potásico y en menor proporción calcosódico) y fragmentos de granito (20-40%); ocasionalmente aparecen además cantos de lidita y cuarcita. Las fracciones arena (gruesa-media) y limo son de cuarzo, feldespato y moscovita.

En la fracción arcilla el componente mayoritario es esmectita, aunque pueden aparecer trazas de caolinita y paligorskita; esta última suele encontrarse hacia el techo de la unidad y, generalmente, cuando la roca está parcialmente reemplazada por carbonato. En relación a la distribución de la fracción arcillosa cabe señalar que cuando su contenido es alto (25%) se dispone, junto con las micas, en torno a las gravas formando puentes; esta distribución se interpreta como debida a iluviación del material fino desde horizontes superiores, lo que permite adscribirles a una translocación mecánica por flujos verticales durante las primeras etapas de enterramiento del sedimento.

El carbonato es un componente cuya importancia aumenta hacia el techo de la sucesión. El carbonato (dolomita y trazas de calcita), como ya se ha señalado, reemplaza al sedimento siliciclástico y se concentra a favor de bioturbaciones (raíces).

Las arenas son arcosas o litoarcosas, de submaduras a inmaduras, y con un tamaño de grano grueso a medio. Las de grano grueso muestran un contenido medio del 10-20% en gravas,

70-50% en arena (moda 0,8 mm y tamaños desde 1,5 mm a 0,125 mm) y 20-30% en limo y arcilla. En las arenas de grano medio (moda 0,250 mm) la fracción arenosa representa 60-75% y la limo-arcillosa del 25-40%. En ambos casos están constituidas por cuarzo, feldespato (potásico y calcosódico), fragmentos de rocas ígneas y de cuarcita, moscovita, esmectita y caolinita (trazas). Al igual que en los conglomerados contienen carbonato hacia el techo del tramo.

Las lutitas de tonos verde, verde-ocre o verde-rojo están constituidas por una mezcla de limo y arcilla, con proporciones variables de arenas de grano grueso o medio. Las fracciones arena y limo están formadas por cuarzo, feldespato alterado (bordes corroídos o incluso casi totalmente transformados en sus productos de alteración) y moscovita en proporciones bajas. La asociación esmectita (heredada y neoformada), caolinita (heredada, muy escasa) caracteriza a la fracción arcillosa. En estos depósitos son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios ligados a procesos edáficos (pedotúbulos, iluviación de arcillas a favor de fisuras irregulares, rubefacción y argilización de los componentes más inestables) y estos rasgos suelen coincidir con un incremento de esmectitas, por lo que asumimos que gran parte de ellas son neoformadas y su génesis debe estar ligada al desarrollo de la actividad edáfica (paleosuelos). El carbonato (dolomita y calcita en trazas), únicamente aparece hacia el techo de la unidad.

Los materiales gruesos, gravas finas y arenas, forman cuerpos de base canalizada. Son bancos de 3 a 5 m de espesor formados por cuerpos de base canalizada que presentan secuencias del tipo [Gt/St (gran escala) -> St (mediana escala) -> Sm] y una relación profundidad/anchura 1/5. Con todo, los rasgos más característicos son la frecuencia con la que los distintos cuerpos se cortan y la amplia dispersión de paleocorrientes deducidas de las estructuras sedimentarias primarias. Se interpretan como depósitos de canales trenzados de baja sinuosidad.

La parte superior de este conjunto es la mejor representada tanto a nivel de espesores (uno de los mejores afloramientos se encuentra en las proximidades de Golpejas en el paraje conocido como la Peña Mora) como de extensión. Los materiales siliciclásticos de este tramo se diferencian de los de la base por su composición litológica y mineralógica (mayor proporción de pizarras y esquistos, menor contenido en feldespato, diferente asociación de minerales de la arcilla y mayor desarrollo de encostramientos carbonatados). Los depósitos que la integran definen una megasecuencia negativa de hasta unos 60-70 m.

Dentro de este apartado también se incluye una litofacies aflorante en el resto de la Hoja asimilable al conjunto de sedimentos datados como Eoceno (Unidad Superior de CORROCHANO; 1977, 1982) y parte de las Formaciones Areniscas de Cabrerizos y Areniscas del Molino del Pico de ALONSO GAVILÁN (1982) y gran parte de los sedimentos que en este borde de la cuenca se vienen asignando al Mioceno inferior (Facies roja de Castillejo, de JIMÉNEZ y GARCÍA, 1982 y parte de los Conglomerados del Teso de la Flecha, de ALONSO GAVILÁN y SÁNCHEZ BENAVIDES, 1992).

Este tramo está constituido por conglomerados, areniscas y limolitas ordenadas en secuencias granodecrescentes y se caracterizan por presentar en mayor o menor proporción reemplazamientos por carbonato (dolomita y trazas de calcita).



Los conglomerados de color blanco o blanco-ocre presentan un contenido medio de 70-90% en grava, 5-20% en arena y 2-20% en arcilla. La fracción grava es bimodal (modas de 4-7 mm y 1-3 cm en la base de la sucesión y de 0,7-1,3 cm y 2-5 cm en el techo) y está constituida por cantos subredondeados de cuarzo, como componente principal, feldespatos (potásico y calcosódico con golfos de corrosión), cuarcita y lidita, como accesorios, y fragmentos de pizarra, esquistos y cantos intraformacionales en proporciones variables, aunque siempre bajas. Las fracciones arena y limo están formadas por granos de cuarzo (principal), feldespatos y micas (accesorios) y la fracción arcilla por illita y esmectitas. El contenido en carbonato es muy variable. Aparece como un cemento calcítico muy tardío y en cantidades muy bajas (trazas), o bien como dolomita (en ocasiones parcialmente reemplazada por calcita), reemplazando al sedimento siliciclástico. En este caso puede llegar a representar el 45% del total de la roca y forma verdaderos niveles de costras, donde la asociación arcillosa está dominada por esmectita y paligorskita.

Las areniscas con tamaños de grano grueso-medio o medio fino, son de tonos ocres o moteados (blanco-ocre o verde-ocre) y de aspecto compacto. Las arenas de grano grueso-medio muestran un contenido de 10-30% en grava, 50-70% en arena (moda 1 mm y tamaños de 0,125 a 1,5 mm) y 15-30% en limo-arcilla. En las arenas de grano medio-fino (moda de 0.2 a 0,125 mm) la fracción arena representa entre 90-65% y la fracción limo-arcilla es tanto más abundante cuanto menor es el tamaño de las arenas. En ambos casos muestran con una composición muy similar a la de los conglomerados. Cuarzo, como componente mayoritario de las fracciones grava, arena, limo y en la fracción arcillosa esmectitas (de origen detrítico y neoformado), (ALONSO-GAVILÁN *et al.*, 1989). Los feldespatos (fundamentalmente potásicos con distintos grados de argilización) esquistos y pizarras son menos frecuentes que en los conglomerados; sin embargo la proporción de micas (moscovita y biotita mucho más escasa) illita (heredada) y paligorskita (neoformación) suele ser superior.

Tanto las arenas de grano grueso como las de grano fino suelen mostrar rasgos de hidromorfismo, rasgos postsedimentarios de carácter edáfico (reorientación de la matriz arcillosa, pedotúbulos) y reemplazamientos del sedimento siliciclástico por dolomita (ocasionalmente transformada a calcita). Estos dos últimos son más frecuentes en las arenas de grano fino, donde llegan a desarrollarse niveles centimétricos de costras masivas (dolomítico-paligorskíticas) de origen edáfico.

Las limolitas de colores ocres o verdes ocre están constituidas por una mezcla de limo y arcilla, con proporciones muy variables de arenas de grano medio-fino. La composición es equivalente a la de las areniscas y se diferencian de ellas porque el grado de alteración de los distintos componentes es siempre mucho mayor. El cuarzo muestra los bordes corroídos, feldespatos y esquisto aparecen muy argilizados y las micas (moscovita) suelen presentar sus bordes desflecados. La matriz arcillosa suele aparecer parcialmente reemplazada por dolomita. Así, los rasgos post-sedimentarios de carácter edáfico y los procesos de encostramiento son rasgos que suelen ir asociados a estos depósitos. En ocasiones los reemplazamientos carbonatados son importados y llegan a desarrollarse niveles centimétricos de costras masivas (dolomítico-paligorskíticas).

En la parte inferior del tramo la asociación sedimentaria está formada por depósitos finos de llanura de inundación (escasos) y depósitos conglomerático-arenosos de canal (abundantes).

Los cuerpos conglomeráticos, con un espesor de 2 a 7 m, muestran una geometría tabular y están formados por la amalgamación de cuerpos lenticulares donde las secuencias más frecuentes son (1) Gm ->Gt/Gm -> Gp ->Sm/ Gp/Gt -> Sm. Se interpretan como depósitos de canales trenzados con desarrollo de formas (barras y megaripples) que migran sobre el lecho; su posterior abandono favorecería la decantación del sedimento más fino y el desarrollo de procesos edáficos.

En la parte superior del tramo la sucesión muestra un carácter muy monótono. Está constituida por una alternancia de bancos lenticulares de naturaleza conglomerático-arenosa (depósitos de canal), con otros tabulares e integrados por areniscas y limolitas (depósito de llanura de inundación). Los depósitos de canal presentan una organización interna similar a las descritas en el párrafo anterior y únicamente se diferencian de ellas en que: 1) el tamaño de grano es mayor y aumenta hacia el techo del tramo; 2) los reemplazamientos dolomíticos son más frecuentes y adquieren mayor importancia hacia el techo de la sucesión; 3) no están restringidos a un área determinada y se extienden por todo el ámbito de la Hoja de Barbadillo.

En relación a los depósitos de llanura de inundación es frecuente observar niveles de costras masivas (centimétricas) e intercalaciones de capas, poco potentes (0,3-0,7 m), de conglomerados y arenas gruesas con secuencias Gt->Sm->Fm.

El conjunto de los materiales descritos para este tramo se interpretan como depósitos de sistemas fluviales trenzados. Estos sistemas fluviales presentaban cauces amplios con franjas de llanura de inundación vegetadas por los que discurrían canales secundarios (con carga arenosa, en la base de la unidad, y de gravas-arenas hacia el techo, que probablemente sólo eran activos durante los periodos de máximas avenidas.

En relación a las transformaciones diagenéticas tempranas que han sufrido estos sedimentos, el aspecto más significativo es el desarrollo de costras intrasedimentarias. Consideramos que los encostramientos incipientes y las costras asociadas a depósitos finos de llanura de inundación deben su génesis al desarrollo de paleosuelos en un ambiente rico en magnesio. Los encostramientos relacionados con depósitos de canal (conglomerados o arenas) debieron producirse en relación a niveles freáticos sinsedimentarios dado que: 1) existen niveles de costras conglomeráticas superpuestas, alternando con arenas gruesas sin carbonato o en forma de trazas; 2) los rasgos sedimentarios primarios se conservan; 3) dentro de los cuerpos conglomeráticos son siempre los tramos de grano más grueso (más porosos) los que muestran mayor desarrollo de reemplazamientos carbonatados, y 4) hacia la base de la unidad, donde el desarrollo de costras es menos frecuente, suelen observarse en relación a canales secundarios (drenaje deficiente).

El conjunto de esta unidad forma una megasecuencia negativa con respecto al tamaño de grano y registra una sedimentación en condiciones de diastrofismo acelerado.

Los restos de quelonios y cocodríleos hallados en esta unidad, en las proximidades de Salamanca y en la provincia de Zamora, indican un clima subtropical (temperaturas medias por encima de 10°-15°) con variaciones oscilantes de humedad (períodos de aridez)

(JIMÉNEZ, 1974). Esta unidad muestra un mayor desarrollo de costras carbonatadas, de espesor centimétrico, que la unidad anterior. Además, en los depósitos canalizados son más abundantes los rasgos que indican variaciones en el caudal. Así pues, parece que el clima en esta unidad debió mostrar temperaturas cálidas y una estacionalidad cada vez más marcada hacia techo, aunque sin llegar a presentar una estación árida contrastada.

Para estos materiales se dispone de diversas dataciones, basadas en micro y macromamíferos, quelonios y cocodrileos, que indican Eoceno (JIMÉNEZ, 1977, 1982; PELÁEZ-CAMPOMANES *et al.* (1989); ROMÁN y ROYO GÓMEZ, 1922).

### 1.3.1.2. **Conglomerados, arenas y lutitas arcósicas blancas (16). Oligoceno-Mioceno inferior**

Aflora, fundamentalmente, en la zona oriental y central de la hoja.

Se dispone discordante sobre la unidad precedente y sobre los metasedimentos paleozoicos del zócalo hercínico. En función de su litoestratigrafía podrían ser correlacionables con las Areniscas de Garcihernández (JIMÉNEZ, 1973; CORROCHANO, 1982) y las Facies Madrigal y Facies Puente Runel (CORRALES, 1982; CORROCHANO *et al.*, 1983).

Está constituida por gravas, arenas y lutitas arcósicas, de tonos verdes a blancos, y con un contenido en carbonato muy bajo. Estos rasgos son los que diferencian en campo estos depósitos de los que constituyen las demás unidades.

Dentro de la unidad hemos diferenciado en cartografía dos tramos de igual composición litológica, si bien el superior (tramo conglomerático) muestra una granulometría mucho más grosera que el inferior (tramo arcósico). Esta diferenciación se ha realizado porque el tramo conglomerático es erosivo sobre el arcósico y además se encuentra estrechamente relacionado con las superficies morfológicas desarrolladas a techo de esta unidad.

#### *Tramo arcósico*

Los materiales arcósicos de color blanco-verdoso (5Y 7/2 que integran este tramo son gravas, arenas, y en menor proporción, lutitas.

Las gravas muestran un contenido medio del 70% en la fracción grava, 0-15% en la de arena y 15-30% en la de arcilla. La fracción más gruesa presenta tamaños entre 3 y 5 mm, con centiles de 5 cm en la base de la unidad y 3-7 mm y de 10 cm, hacia el techo. Los clastos superiores a 2 cm están constituidos por cantos subredondeados a redondeados de cuarzo, cuarcita y, en menor proporción, lidita. La fracción inferior a 2 cm esta formada por cuarzo (10-30%), feldespatos (10-15%) subanguloso, potásico (microclina y ortoclasa) y raramente calcosódico, fragmentos de granito (20-40%), cantos de cuarcita (15-25%) y ocasionalmente, cantos de lidita. La fracción arenosa (arena media-gruesa) está constituida por cuarzo, feldespatos, en

buen estado de preservación o ligeramente alterado (sericitizado), fragmentos de rocas ígneas y cuarcitas. La fracción arcillosa está constituida por esmectitas y, ocasionalmente, caolinita y moscovita. Parte de la fracción inferior a 2  $\mu\text{m}$  y de las micas se dispone en torno a las gravas y arenas y, más raramente, formando puentes entre ellas. Esta distribución de la fracción arcillosa se interpreta como debida a iluviación de material fino desde horizontes superiores, lo que permite adscribirlos a una translocación mecánica por flujos verticales durante las primeras etapas de enterramiento del sedimento o en un momento inmediatamente posterior a su sedimentación. Otra parte importante de esta matriz se dispone en los espacios intergranulares y su génesis debe relacionarse con la alteración *in situ* de fragmentos lábiles (feldespatos y fragmentos de rocas metamórficas de grano fino). Su organización interna consiste en estratificación cruzada planar (Gp) o en surco (Gt) de mediana escala y ésta se hace tanto más difusa a medida que el contenido en arcillas de la roca aumenta.

Las arenas, arcosas o subarcosas, de submaduras a inmaduras, son de tamaño de grano grueso (1-0,3 mm) o medio (0,4-0,125 mm). Están constituidas por cuarzo (15-45%) de subanguloso a subredondeado, feldespato potásico (5-10%) algo alterado, fragmentos de rocas ígneas (20-30%) y fragmentos de cuarcitas (5-10%). La matriz, con un contenido que oscila entre 30 y 55% es limoso-arcillosa y está formada por granos de cuarzo, feldespato (generalmente con los bordes corroídos), moscovita, esmectita y trazas de caolinita. Presentan abundantes rasgos postsedimentarios (iluviación de material arcilloso, alteración de los minerales más degradables, desarrollo de nódulos de carbonato).

Las lutitas de tonos verdes (5Y) son muy escasas y están constituidas por una mezcla de limo, arcilla, arena en proporciones muy variables y pequeños clastos dispersos.

Los granos son de cuarzo, feldespato, rocas ígneas y cuarcitas; ambos presentan corrosión en sus bordes por reacción con la matriz arcillosa y los feldespatos están muy alterados o bien han llegado a transformarse completamente en sus productos de alteración. La fracción arcillosa está constituida básicamente por moscovita, esmectita y caolinita. Dentro de estos depósitos son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios ligados a procesos edáficos (pedotúbulos, iluviación de arcillas a favor de fisuras irregulares, desarrollo de nódulos de carbonato).

Se organizan en cuerpos canalizados de gravas y arenas que se cortan los unos a los otros dando bancos de gran continuidad lateral limitados por cicatrices erosivas de orden mayor o encostramientos carbonatados. En raras ocasiones se pueden encontrar los restos de bancos arcillosos de geometría tabular.

La secuencia de relleno de canal presenta una base fuertemente erosiva y un relleno simple compuesto por secuencias [Gm->Gt], [Gm->Gp->Sm->P] y [Gt -> Sm -> P]. Estas secuencias suelen presentar, hacia la base del tramo, rizocreciones. A lo largo de toda la columna se observa la acumulación de arcillas de iluviación y neoformación (esmectita) en la base de las secuencias individuales. Estos depósitos se interpretan como sedimentos de canales trenzados con frecuentes cambios de posición por los que migraban barras transversas. Estos canales se debieron rellenar mediante avenidas simples de gran poder erosivo, como lo indica la rápida secuencia vertical de relleno en la que no se observan superficies internas que registren un carácter multiepisódico del relleno. La presencia de carbonatos a techo de las

secuencias, en los casos en que no se encuentran truncadas, y la acumulación en la base de las mismas de arcillas de iluviación, junto con la importante neoformación de arcillas, implica que entre dos episodios de avenida transcurrió un lapso relativamente prolongado de tiempo sin sedimentación en el que actuaron procesos edáficos.

Consideramos que este tramo se sedimentó a partir de un sistema fluvial de aguas claras con canales trenzados (*braided*) por los que migraban barras que desarrollaban caras de avalancha. Este sistema discurría por un paisaje abierto, lo que favoreció los desbordamientos y el desarrollo de los depósitos de llanura e inundación. El sistema mostraba un comportamiento episódico probablemente ligado a un régimen estacional.

La evolución vertical del tramo muestra una tendencia granocreciente y estratocreciente que se atribuye a una sedimentación en unas condiciones de diastrofismo acelerado.

En relación a las condiciones climáticas reinantes durante la sedimentación de estos materiales únicamente podemos señalar que las asociaciones palinológicas encontradas en sedimentos de características similares a los que integran esta unidad y en el borde S de la Fosa indican un clima mediterráneo (ALONSO GAVILÁN y VALLE, 1987). El alto contenido en arcillas de iluviación y neoformación (esmetitas) en la base de las secuencias y la frecuencia de los procesos de alteración edáficos abogan por unas condiciones climáticas en las que los periodos áridos son más prolongados que los húmedos. Por otra parte, la inmadurez mineralógica del sedimento (abundancia de fragmentos inestables) implica un grado muy bajo de alteración de las áreas fuentes que se correlacionaría con un déficit en humedad. La granulometría grosera y el tipo de organización del sedimento (importante amalgamación de cuerpos con abundantes superficies erosivas) indican un régimen hídrico caracterizado por importantes avenidas pero de carácter esporádico (régimen torrencial). Con estos rasgos se puede concluir que el clima durante esta unidad pasa a presentar largos periodos de aridez con una estación húmeda muy corta pero de importantes precipitaciones.

La edad de los depósitos que integran esta unidad es un tema ampliamente discutido. Con todo, en áreas más próximas que Arévalo, como es la Fosa de Ciudad Rodrigo se le ha adjudicado una edad de Oligoceno por: 1) su posición con respecto a las unidades infra y suprayacentes (CANTANO y MOLINA, 1987) y 2) por dataciones mediante polen (POLO *et al.*, 1987). Con la misma edad han sido datados en el yacimiento de Los Barros (Ávila) mediante micromamíferos (GARZÓN y LÓPEZ, 1978). En nuestra zona de estudio, la posición suprayacente con respecto a depósitos datados como Eoceno superior e infrayacente con los depósitos rojos datados como Mioceno inferior (MAZO y JIMÉNEZ, 1982) en las proximidades de Salamanca, así como el hecho de que frecuentemente se presente afectada por la alteración roja de la misma edad (MARTÍN-SERRANO, 1988; BLANCO *et al.*, 1989) permiten asignar este tramo y unidad al Oligoceno.

### 1.3.1.3. ***Costras carbonatadas y silíceas (17). Paleógeno superior-Mioceno inferior-medio***

Desde el punto de vista cartográfico y estratigráfico existen dos tipos de enconstramientos: intrasedimentarios que aparecen en el seno de las formaciones y ligados a las secuencias

sedimentarias en ellos contenidas y los que se relacionan con superficies morfológicas o topográficas que en gran parte de los casos son correlacionables con discordancias regionales. Por tanto, esta diferenciación es simplemente cuestión de rango de importancia.

Suelen desarrollarse tanto sobre niveles arenosos como fangosos de las secuencias y suelen interpretarse de origen freático o edáfico, o ambos.

Los componentes minerales de estos niveles son: cuarzo, cantos de cuarcita de pequeño tamaño, feldespato (plagioclasa y feldespato potásico), micas, clastos de esquistos y turmalinas aisladas como mineral accesorio. Todos estos componentes se disponen próximos entre sí y embebidos en una matriz arcillosa, la cual está constituida fundamentalmente por illita, caolinita, esmectitas y paligorskita en proporciones muy variables, de forma que a medida que aumentan los procesos de alteración aumenta el contenido en arcillas neoformadas (una parte de las esmectitas y la paligorskita). Esta matriz arcillosa frecuentemente aparece reorientada –fábrica de birrefringencia de tipo moteado en mosaico (BULLOCK *et al.*, 1985)– produciendo corrosiones en los componentes del esqueleto. Dependiendo de las direcciones de orientación del plasma y de cómo éstas inciden en los granos detríticos, se producirán granoestriaciones o bordes reaccionales con las arcillas de la matriz, de modo que coexisten granos circundados por películas de arcillas orientadas paralelamente a sus bordes y granos fuertemente corroídos por incidencia oblicua o perpendicular de la arcilla orientada del plasma. Ocasionalmente muestran cemento carbonatado (calcita). Finalmente cabe señalar que los rasgos pedogénicos son muy frecuentes. Estos rasgos, unidos a la reorganización que muestran las arcillas, consideramos que son indicativos de la existencia de un suelo ligado al cual se desarrolla el perfil de alteración registrado por las transformaciones que sufren las arcillas heredadas (illita, caolinita y esmectitas) y a partir de los cuales se generan las de neoformación (esmectitas y paligorskita).

La importancia de los encontramientos es correlativa con su relevancia morfológica o estratigráfica. Muestran un mayor grado de carbonatación (fundamentalmente dolomita) y el sedimento original –lutita arenosa de carácter arcóxico– ha perdido la mayor parte de sus características originales. Así la roca aparece constituida por un mosaico de cristales de dolomicrita y dolomicroesparita que incluyen granos detríticos de cuarzo, feldespato y micas (constituyendo el 15-20% del total de la roca) intensamente fracturados y corroídos por aquel mosaico dolomítico.

La aparición de costras ligadas con superficies morfológicas está relacionada con un reemplazamiento casi total de los componentes siliciclásticos y componentes carbonatados previos (los clastos aparecen flotando dentro de la masa calcítica, los feldespatos desaparecen casi completamente y la matriz ha sido transformada casi en su totalidad en calcita.

Estas costras se presentan ya sea como tipo “dalle” (losas) o bien como un enrejado más o menos denso. En el primero de los casos, la formación de las concentraciones de calcita viene acompañada por una calcitización de los relictos de sedimento (reemplazamiento del carbonato preexistente y epigénesis de la matriz arcillosa junto con la degradación de los feldespatos). En el segundo, el desarrollo de estos procesos es menos intenso y se localiza en las proximidades de las grietas de infiltración de la calcita. Ambos tipos suelen presentarse jun-

tos, pero en ocasiones pueden encontrarse aislados. Esto parece indicar la posibilidad del desarrollo en dos fases, separadas en el tiempo, del proceso de encostramiento.

En este sentido, cabría plantearse la posibilidad de que fueran costras de desarrollo poligénico relacionado con la evolución de las superficies con las que se relacionan.

#### 1.3.1.4. **Conglomerados siliciclásticos y arenas arcósicas (18). Oligoceno-Mioceno**

Especial tratamiento por la problemática que plantea su situación morfoestratigráfica merecen los depósitos siliciclásticos tabulares que erosionan algunas altiplanicies y cumbres de la esquina noroeste de la Hoja. Se suelen emplazar sobre sedimentos arcósicos blancos y a cotas relativamente elevadas lo que hace dificultosa su correlación con las facies meridionales que acabamos de describir. Son, sin lugar a dudas, aluvionamientos antiguos de espesor métrico (2-5 m) constituidos por conglomerados y arenas arcósicas blancas.

Las gravas que presentan carácter bimodal tienen un espectro litológico con cuarcita (30 cm), cuarzo y granito y, circunstancialmente, esquistos. La fracción arena (gruesa a media), que raramente alcanza el 10%, está compuesta por cuarzo, granito (principalmente) y feldespatos muy alterados. La matriz micáceo-arcillosa aparece fuertemente reorientada, lo que implica procesos de iluviación. Internamente se presentan con estratificación cruzada en surco (Gt), planar (Gp) o bien son masivas (6 m). Lo que es muy frecuente es la superposición de rasgos edáficos (pedotúbulos, acumulaciones circulares de óxidos de hierro, concreciones, alteración...).

Las cuñas arenosas son de grano grueso o medio, estando constituidas por cuarzo, fragmentos de granito, feldespatos y cuarcitas. La matriz micáceo-arcillosa soporta los granos que suelen mostrar estratificación cruzada en surco (St) o plana (Sp) o bien son masivas, en cuyo caso están llenas de rasgos edáficos.

Todos estos depósitos de geometría tabular son consecuencia de canales fluviales cambiantes de un régimen continuo en ríos de baja sinuosidad y estacionalidad marcada y, según datos de paleocorrientes medidos en la Hoja de Villavieja de Yeltes (MEDIAVILLA, 1991), migrantes hacia el SO. Su situación cronoestratigráfica, que se fundamenta en rasgos litoestratigráficos y sobre todo de posición geomorfológica, ofrece muchas dudas.

### 1.3.2. **Neógeno inferior**

#### 1.3.2.1. **Lutitas rojas y conglomerados (19). Mioceno inferior-medio**

Es una unidad representada en toda la Hoja, especialmente en su mitad meridional. Se dispone discordante sobre los materiales de las unidades precedentes con un espesor que no supera los 40 m. Es equivalente a la Facies Mirazamora (CORROCHANO, 1977), Series Rojas (MARTÍN-SERRANO, 1988), Facies Villalba de Adaja (CORRALES, 1982), Conglomerados de Villoria (CORROCHANO *et al.*, 1983) dentro de la cuenca del Duero y en la Fosa de Ciudad Rodrigo se asemeja a los Conglomerados Versicolores (JORDÁ, 1983; CANTANO y MOLINA,

1987), Facies Rojas del Cubito (GRACIA PLAZA *et al.*, 1981) y Conglomerado de Cabezuela (POLO *et al.*, 1987).

Son sedimentos siliciclásticos (gravas, arenas y lutitas) con abundante matriz arcillosa y color rojo intenso debido a una imponente impregnación por oxihidróxidos de hierro. Su espectro litológico está formado por cuarzo, cuarcita en las fracciones arena, grava y limo. La fracción arcilla está compuesta por illita-caolinita, y ocasionalmente, esmectita y paligorskita.

La posición cronoestratigráfica de esta unidad ha sufrido variaciones. Por un lado, consecuencia de su compleja relación topográfica con el resto de las unidades con que tiene relación cartográfica más directa. Por otro, porque se han incluido en esta unidad depósitos previos fuertemente rubefactados y/o argilizados, lo que ha dado lugar a afloramientos con mucha mayor extensión superficial. Con todo, está generalizada la idea de atribuirle al Mioceno inferior o medio, en base a yacimientos paleontológicos (MAZO y JIMÉNEZ, 1982) y a la posición estratigráfica que ocupa en los afloramientos más internos de la Cuenca (región de Zamora).

Constituyen depósitos aluviales de gran extensión superficial con planta triangular digitada por la erosión y, a grandes rasgos, una expresión morfológica conservada en su techo con menos del 3% de pendiente dirigida hacia el NNO.

Están compuestos por gravas (centil máximo 50 cm) y, localmente, brechas con matriz arcillosa, arenas y arcillas (más escasas) de un intenso color rojo.

Los materiales gruesos son fragmentos de cuarzo, cuarcita y lidita, siendo los fragmentos de pizarras y esquistos raros en las gravas y más abundantes en las brechas. Presentan abundante matriz arcillosa compuesta por illita, esmectita y cantidades menores de caolinita. Parte de esta matriz es detrítica, pero se ha podido observar que una gran parte de la fracción arcilla proviene de la alteración de los clastos más inestables (pizarras y esquistos) una vez depositados; este rasgo se puede apreciar en lámina delgada, ya que se preservan, en cierto grado, en los fragmentos alterados las laminaciones tractivas o metamórficas (esquistosidades) originales de la roca fresca.

La fracción arena está compuesta por granos de cuarzo mono y policristalinos, algunas micas y escasos feldspatos muy corroídos.

La fracción arcilla, como se ha mencionado en párrafos anteriores, es en gran parte de neoformación y está impregnada de óxidos de hierro. Muestra una fábrica caracterizada por rasgos postsedimentarios tales como cutanes y reorientación de arcillas que evidencian su origen relacionado con la alteración.

Estos materiales se organizan en cuerpos de muy diversa geometría en función de la posición en que se localicen. Son abundantes unidades de geometría cuneiforme, tendente a tabular, con una longitud en sentido del flujo entre 10 y 15 km y espesores que en rara ocasión superan los 5 m. Estos cuerpos están constituidos por gravas, arenas y, en menor pro-



porción, arcillas y se presentan tanto como niveles tabulares como en cuerpos de base canalizada.

Los cuerpos tabulares tienen espesores entre 0,5 y 1 m, su techo y muro suele ser plano, aunque en ocasiones la base puede presentar surcos erosivos muy tendidos. Presentan una fábrica granosoportada en la que las únicas estructuras observadas son imbricaciones y una burda granoselección positiva. Se localizan en las partes más proximales de las unidades, api-lándose unos sobre otros; ocasionalmente pueden alcanzar posiciones intermedias e intercalarse entre los cuerpos canalizados. Se interpretan como depósitos torrenciales sin zona de canalización (*sheet-flow*).

Los cuerpos de base canalizada están mucho más desarrollados y se localizan en las partes medias y distales de las unidades. Están compuestos por gravas, arenas y escasas arcillas. Presentan espesores entre 1 y 2 m y tienen base erosiva y techo plano. Forman secuencias granodecrecientes en las que las gravas se presentan en surcos con estratificación cruzada en surco y planar que registran el desarrollo de barras laterales y longitudinales. Estos surcos suelen presentar unas "alas" laterales formadas generalmente por un nivel simple de cantos que representa el momento de máxima avenida. Sobre estos niveles se encuentran arenas masivas, en algunas ocasiones niveles de arcillas delgados y discontinuos y, a veces, niveles de nódulos de carbonato. El grado de amalgamación es variable, siendo mayor hacia las partes proximales. Las paleocorrientes medidas indican un transporte hacia el N con un cierto grado de dispersión (desde NO hasta NE). Se interpretan como depósitos de canales trenzados bajo régimen torrencial y marcada estacionalidad, debido a la naturaleza fuertemente erosiva de su base y su naturaleza grosera no se puede asegurar el grado de estabilidad de estos canales, si bien las frecuentes cicatrices erosivas tanto en las gravas como en las arenas atestiguan frecuentes cambios en la posición de los canales.

En las posiciones más distales, que es el caso de los afloramientos de la Hoja de Barbadillo, se pueden encontrar, en ocasiones, cuerpos similares pero de composición fundamentalmente arenosa caracterizados por un mayor desarrollo de las facies de barras laterales (arenas y gravas con estratificación cruzada en surco asimétrica) y la presencia de superficies de reactivación y cuñas de fangos con desarrollo de costras calcáreas que evidencian un comportamiento estacional, si bien con una mayor estabilidad de los canales que en la zona anterior. Existen frecuentes rasgos edáficos, pedotúbulos, concreciones, nódulos... reorganizaciones de la matriz arcillosa y alteración de los componentes clásticos (cuarzo, feldespato y esquistos) y arcillosos.

### 1.3.3. Neógeno superior Cuaternario

#### 1.3.3.1. **Conglomerados silíceos, arenas y lutitas ocreas (20).** **Mioceno superior-Plioceno**

Esta formación, que constituye el techo del piedemonte de las sierras meridionales de la fosa, sella y erosiona a los depósitos rojos y arcóscicos precedentes. Su espectacular expresión morfológica, además de otros caracteres litoestratigráficos, les confiere carácter de rañas y

también y al mismo tiempo de *series ocre* (CANTANO y MOLINA, 1987; MEDIAVILLA y MARTÍN-SERRANO, 1988; MARTÍN-SERRANO, 1989). Por estas razones y por su posición estratigráfica se atribuyen a la etapa final del Neógeno.

Se trata de depósitos de materiales siliciclásticos de color ocre con un espesor que oscila entre 2 y 10 m. Constituyen cuerpos tabulares de techo plano superpuestos al resto de los sedimentos terciarios que rellenan la fosa y en clara relación con el proceso denudativo de la misma. Son gravas de cuarcita y cuarzo y muy escasos fragmentos de esquistos. En la fracción arenosa, además de esos mismos componentes, aparecen feldespatos (potásico y plagioclasas) y algunas turmalinas y opacos. La fracción arcillosa tiene a illita/caolinita como componentes principales y esmectitas e interestratificados como accesorios, siendo especialmente abundante la presencia de oxi-hidróxidos de hierro en forma de goethita.

Son depósitos de gravas clastosoportadas (centil 40 cm) relativamente pobres en matriz debido a procesos de lavado posterior. Las gravas que forman secuencias granodecrecientes, presentan estratificación cruzada planar y en surco muy tendido en sets centimétricos o son masivas. Los cuerpos arenosos que se encuentran a techo de las secuencias o interestratificados en pequeñas cuñas, suelen ser masivos con cantos dispersos en su interior y ocasionalmente estratificación cruzada en surco. Tanto por su posición morfoestratigráfica como por su organización interna pueden interpretarse como sedimentos fluviales propios de un régimen hidráulico elevado.

#### 1.3.3.2. ***Conglomerados silíceos, arenas y limos (21). Terrazas. Pleistoceno***

Muy abundantes, arrancan incrustados sobre las rañas y acompañan el recorrido de los principales cursos sobre el sustrato terciario de la fosa, desapareciendo casi totalmente al abandonar estos la misma.

Están constituidos por aluvionamientos de planta alargada y morfología tabular de escaso espesor, no más allá de 2 a 3 m, base erosiva y techo plano. Son conglomerados de cuarcita y cuarzo, clastosoportados, con centiles inferiores a 30 cm, y arenas y lutitas en proporción muy escasa. Su organización interna muestra amalgamaciones, estratificaciones cruzadas en surco y planar en sets de potencia decimétrica y cuñas de arenas masivas y laminadas. Estos depósitos son propios de ambientes fluviales trenzados.

#### 1.3.3.3. ***Limos, arenas y gravas (22). Aluviales. Pleistoceno-Holoceno***

Constituyen los aluviones y fondos de valle actuales, que son especialmente importantes en el arroyo Arganza, Ribera de Valmuza y río Huebra. En todos los casos, sólo en su recorrido por la fosa pues su abandono de ésta supone el encajamiento del río con el consiguiente estrechamiento del valle. En estos cursos las acumulaciones son relativamente importantes, pues pueden ser cercanas a los 5 m de espesor. Son conglomerados de gravas silíceas y arenas con escasa matriz. Pueden aparecer centiles relativamente gruesos (40 cm), imbricaciones de cantos y estratificaciones cruzadas.

En los fondos de valle del resto de los cursos y vaguadas, el depósito tiene menor consistencia, pues se trata de materiales más finos y peor selección, generalmente arenas, limos con gravas en proporciones muy variadas.

#### 1.3.3.4. **Limos, arenas y gravas (23). Conos de deyección. Pleistoceno-Holoceno**

Son acumulaciones de material suelto que dependiendo de su emplazamiento presentan una composición variable. Están constituidos por arenas acompañadas por gravas y limos dispuestos en pequeñas secuencias centimétricas. Los pocos que se han representado se encuentran sobre el sustrato terciario de la fosa y están ligados a la desembocadura de la red de barrancos secundarios.

#### 1.3.3.5. **Arenas y gravas (24). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno**

Son fundamentalmente arenosos puesto que los que se han representado se localizan al pie de las escarpadas riberas orientales que presentan los arroyos de la esquina noreste de la Hoja donde el sustrato es el Paleógeno arcósico.

## 2. TECTÓNICA

### 2.1. INTRODUCCIÓN Y ESTRUCTURA GENERAL

Con la excepción de los sedimentos cuaternarios, todas las rocas que afloran en la Hoja han sufrido en mayor o menor grado algún tipo de deformación. Los sedimentos terciarios fueron afectados localmente por fracturaciones y basculamientos durante la orogenia alpina, mientras que las rocas del zócalo fueron intensamente afectadas, durante la orogenia hercínica, por una compleja secuencia de fases de deformación, acompañadas de metamorfismo y plutonismo, que transformó profundamente las características originales de las rocas. Por otra parte, a escala regional, numerosos autores han reconocido una deformación prehercínica, denominada impropiamente fase sárdica, de edad Cámbrico superior.

Desde un punto de vista general, la Hoja de Barbadillo se caracteriza por una banda de sedimentos terciarios, con dirección NE-SO, que atraviesa la parte oriental de la Hoja, flanqueada por dos macizos de zócalo hercínico de los que el oriental sólo aparece mínimamente en el ángulo suroriental de la Hoja. La banda de sedimentos terciarios constituye la denominada Fosa de Ciudad Rodrigo que tiene geometría de semigraben con el bloque occidental hundido. Consecuentemente con este hecho, el borde oriental está definido por importantes fallas normales o normal-direccionales, mientras que el borde occidental es de relleno, sólo ligeramente retocado por fallas menores.

En cuanto al zócalo hercínico, presenta una estructura caracterizada por un complejo metamórfico e ígneo fuertemente estructurado e intruido por plutones de granitos tardihercínicos dispuestos en macizos subredondeados y alineados según una dirección N80°E, de los

que el más importante es el plutón de Cipérez-Garcirrey, cuya mitad oriental aflora en esta Hoja. La estructura del complejo deformado está determinada por la presencia de una foliación S2, que se presenta con una tipología variada en función del grado metamórfico y de los materiales a los que afecta, y que se encuentra doblada por un tren de pliegues (D3) de magnitud kilométrica y dirección N120°E. Estos pliegues constituyen estructuras de primer orden y, de Sur a Norte, reciben la denominación de Antiforme de Ardonsillero, Sinforme de Garcirrey y Antiforme de Gejo de Don Diego.

Al esquema general de la foliación S2 escapa el área situada al sur de Golpejas, donde la estructura principal es la esquistosidad primaria S1, que es plano axial de pliegues también kilométricos, como el ya citado Sinclinal de Villarmayor. También existen amplias zonas en los granitos deformados que han escapado a la deformación D2 debido al carácter heterogéneo que presenta esta fase tectónica.

## 2.2. DEFORMACIÓN PREHERCÍNICA

La discordancia del Ordovícico inferior sobre su sustrato es una característica general de la Zona Centroibérica (JULIVERT *et al.*, 1983). Puesta de manifiesto desde antiguo por diversos autores (LOTZE, 1929, 1945; OEN ING SOEN, 1970; GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA, 1972; RIBEIRO, 1974) y más recientemente por MACAYA (1980) y DíEZ BALDA (1986), aún no están claras las características de los movimientos tectónicos que dieron lugar a la discordancia.

La discordancia sárdica se manifiesta en la región de Salamanca como una discordancia cartográfica y sólo muy localmente, como por ejemplo en el Sinclinal de Tamames, puede observarse una discordancia angular a escala de afloramiento. En otros puntos la discordancia puede deducirse por la diferente inclinación que muestra la lineación de intersección L1 en el Ordovícico y en su sustrato.

A partir de la dispersión de las lineaciones L1, en la región de Tras-os Montes (Portugal), RIBEIRO (1974) deduce la existencia de pliegues sárdicos con direcciones que van de E-O a NE-SO y con geometría en cofre, con crestas planas bastante anchas, donde L1 es subhorizontal y flancos subverticales donde L1 exhibe fuertes inmersiones. Esta geometría en cofre podría deberse, en opinión del autor citado, a la adaptación de la cobertera a un zócalo fracturado en Horst y Graben durante una etapa distensiva. En el entorno de esta Hoja, en territorio español, RODRÍGUEZ ALONSO (1979) en la región de Las Hurdes y Sierra de Gata, encuentra pliegues anterhercínicos también de direcciones NE-SO a E-O, con plano axial subvertical y con desarrollo de flancos inversos.

En esta Hoja la práctica totalidad de los metasedimentos se encuentra afectada por importantes bandas de deformación producidas durante la segunda fase hercínica, que han borrado las estructuras previas y en particular la lineación L1. No obstante, en la Hoja de Ledesma (451) colindante por el norte con ésta, y en la prolongación de los afloramientos metasedimentarios aquí considerados y fuera ya de las bandas de deformación de segunda fase, las lineaciones L1 muestran una dispersión muy pequeña, con inmersiones siempre menores de

20°, tanto el este como al oeste y prácticamente coincidentes con las que se encuentran en el Ordovícico. Este hecho permite deducir que en el entorno del Sinclinal de Villarmayor existe un cierto paralelismo entre los niveles del Ordovícico y los de la Formación Aldeatejada, con una laguna estratigráfica entre ellos que abarca desde parte del Cámbrico inferior hasta la base del Ordovícico.

### 2.3. DEFORMACIÓN HERCÍNICA

La orogenia hercínica es la principal responsable de la estructuración que muestran las rocas del zócalo y, como en otras partes de la cadena (MARCOS, 1973; GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; MARTÍNEZ CATALÁN, 1981), se resuelve en tres fases principales de deformación seguidas de otras de menor intensidad y desarrollo. En general, la primera fase de deformación (D1) produce pliegues de dirección NO-SE acompañados de esquistosidad de plano axial (S1); la segunda fase produce zonas de cizalla subhorizontales acompañadas o no por el desarrollo de fábricas miloníticas, y la tercera fase repliega las estructuras anteriores según un sistema coaxial con los pliegues de la primera fase. Además de este esquema general, en esta región se ha reconocido (GIL TOJA *et al.*, 1985) una cuarta fase de deformación que produce pliegues laxos de direcciones norteadas. En esta región, aparte de las fases de deformación mencionadas, hay que considerar también la Zona de Cizalla de Juzbado-Penalba do Castelo (ZCJ-P) (GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968; IGLESIAS y RIBEIRO, 1981; VILLAR *et al.*, 1992) que es un importante accidente transcurrente senestro desarrollado entre las fases tercera y cuarta. Posteriormente a estas fases "dúctiles" se sucede una etapa de fracturación tardihercínica (PARGA, 1969).

#### **Primera fase de deformación (D1)**

Las estructuras correspondientes a la primera fase de deformación sólo se han conservado relativamente indeformadas en la zona comprendida entre Golpejas y el contacto norte del granito de Doñinos de Ledesma. En el resto de las áreas metamórficas de la Hoja las estructuras D1 han sido borradas por el efecto de la segunda fase de deformación y sólo pueden reconocerse como relictos de una esquistosidad previa incluidos en bandeados S2.

Las estructuras más importantes de esta fase son pliegues de magnitud kilométrica en el Ordovícico y hectométrica en los materiales preordovícicos. En los niveles ordovícicos se desarrolla el Sinclinal de Villarmayor, que es un pliegue simétrico, de plano axial subvertical y con el eje sumergiéndose unos 20° hacia el este; la dirección del plano axial es variable debido al replegamiento de cuarta fase sufrido y oscila entre N70°E y N140°E, siendo su dirección original más probable N110-120°E. El ángulo entre flancos es de 80°-90°. En las rocas preordovícicas los pliegues de esta fase son asimétricos, con el flanco corto subvertical e incluso ligeramente invertido, con vergencia Norte y con los ejes subhorizontales o con ligera inmersión al oeste; la dirección de estos pliegues es la misma que la del Ordovícico.

En relación a estos pliegues y de manera generalizada, se desarrolla una esquistosidad de plano axial S1, que lleva una dirección N120°E. Esta esquistosidad se manifiesta como tipos

distintos en función de las diversas litologías. En las cuarcitas ordovícicas la S1 se presenta como un clivaje grosero, poco manifiesto a simple vista, y que al microscopio está definido por la orientación preferente de los escasos filosilicatos presentes; no existe una orientación dimensional preferente de los granos de cuarzo que, sin embargo, muestran evidencias de deformación plástica intracristalina, tales como extinción ondulante y subgranos. En las pizarras ordovícicas, la S1 es un clivaje pizarroso definido por la fuerte orientación de todos los componentes de la roca. En los niveles semipelíticos y psamíticos de la Formación Aldeatejada se desarrolla un clivaje pizarroso grosero definido por la orientación de las micas y las sombras de presión alrededor de los granos de cuarzo y de feldespato que, a menudo, tienen también una orientación dimensional.

## **Segunda fase de deformación (D2)**

La estructura más característica de la segunda fase de deformación es una foliación S2 que aparece de manera casi general en toda la Hoja. En algún caso se han reconocido pliegues de escala centimétrica, intrafoliares a S2 y que doblan una esquistosidad previa (S1), que deben haberse desarrollado durante esta fase.

A pesar del intenso plegamiento D3 y de la intrusión de los granitos tardíos, es posible reconocer dos bandas de deformación de esta fase distintas; la primera, más potente y en posición inferior, desarrolla fábricas miloníticas y muestra abundantes evidencias de deformación no coaxial; la segunda, en posición superior, sólo presenta estructuras de acortamiento vertical predominantemente coaxiales.

La banda inferior y más importante, aparece en el flanco sur del Antiforme de Ardonsillero, en el flanco norte del mismo antiforme, en todo el Sinforme de Garcirrey y en gran parte del Antiforme de Guejo de don Diego, en cuyo flanco norte se encuentra cortada por la Zona de Cizalla de Campiello de la Zorrilla. En toda la banda, de unos 4 km de espesor, se desarrollan fábricas miloníticas y presenta contactos graduales con rocas indeformadas tanto por encima como por debajo. Prácticamente toda la banda se encuentra en condiciones de sillimanita, con estructuras miloníticas características de estas temperaturas: foliaciones miloníticas SC (Berthé *et al.*, 1979), tanto de tipo I como II (LISTER y SNOKE, 1984) así como bandas de cizalla C' y crenulaciones extensionales ECC (PLATT, 1984). Al microscopio todos los constituyentes de las rocas presentan recristalizaciones y se producen peces micáceos sigmoidales y colas de presión asimétricas sobre porfiroclastos de feldespato de tipo sigma (PASSCHIER y SIMPSON, 1986). En las rocas de litología más favorable, se desarrolla una fuerte lineación de estiramiento, que se mantiene en dirección bastante constante NO-SE, con suave inmersión al SE. Todos los criterios cinemáticos deducibles de las estructuras citadas anteriormente indican movimiento del bloque de techo hacia el SE.

Esta banda de deformación constituye una zona de cizalla, subhorizontal en origen, con el bloque superior hundiéndose hacia el SE. La prolongación de esta zona de cizalla hacia el este, al sur de Salamanca, ha sido recientemente estudiada por DIEZ BALDA *et al.* (1995), quienes la denominan Zona de Detachment de Salamanca, con las mismas características que la aquí expuesta.

La banda de deformación superior, que puede denominarse de Golpejas, se encuentra en el flanco norte del Antiforme de Guejo de Don Diego, tiene unos 500 m. de espesor y afecta a las cuarcitas de Golpejas y a su sustrato más inmediato. Esta banda se caracteriza porque la foliación subhorizontal es una esquistosidad de crenulación en los materiales pelíticos y por la abundancia de micropliegues que doblan tanto a la estratificación como a la esquistosidad S1. Los micropliegues, de plano axial horizontal, son simétricos cuando afectan a la S1 y asimétricos cuando lo hacen a la estratificación, con vergencia variable en este último caso debido a la diversa posición en los distintos flancos de los pliegues D1. En esta banda no se encuentra nunca lineación de estiramiento, pero sí una lineación de intesección subhorizontal definida, sobre todo en las cuarcitas, entre S2 y la estratificación. Esta banda de deformación se desarrolla toda ella dentro de las condiciones del campo de estabilidad de la biotita.

La banda de deformación superior constituye otra zona de cizalla, si bien en este caso se trata de un régimen de deformación coaxial que da lugar a un acortamiento vertical casi puro.

Entre ambas bandas de deformación queda una zona de unos 2 km de espesor en la que la deformación de segunda fase está ausente o es irrelevante, se conservan las estructuras de primera fase y los granitos precoces se encuentran sin estructurar.

En conjunto, ambas zonas de cizalla son compatibles con un régimen de extensión sinorogénico en dirección NO-SE, con movimiento en la zona de cizalla basal de bloque de techo hacia el SE y con la extensión, en este mismo bloque, resuelta con un acortamiento vertical mediante una zona de cizalla subhorizontal en régimen de cizalla pura. Este modelo es el mismo que el establecido por DÍEZ BALDA *et al.* (1992) y DÍEZ BALDA *et al.* (1995) en la zona sur de Salamanca, donde se encuentra la prolongación de estas bandas de deformación hacia el ESE.

### **Tercera fase de deformación (D3)**

En esta Hoja, al igual que en el resto de la región, se consideran de tercera fase las estructuras mayores, fundamentalmente pliegues, que doblan a las estructuras penetrativas y que son las que determinan los patrones de afloramiento actuales.

Los pliegues de esta fase son de magnitud plurikilométrica, con longitudes de onda superiores a los 10 km. y amplitudes de unos 5 km., con el plano axial subvertical o ligeramente vergente al norte en algún caso y los ejes con inclinaciones variables pero cercanos siempre a la horizontal. Debido a que afectan a masas graníticas sólo parcialmente estructuradas pueden presentar geometrías complejas. Los pliegues menores son muy escasos en las milonitas desarrolladas sobre granitos, pero muy frecuentes en los metasedimentos, sobre todo los de escala métrica a decamétrica. La dirección de estos pliegues es N120-130°E y se mantiene muy constante excepto en las inmediaciones de las zonas de cizalla tardías donde sufre giros hacia el paralelismo con dichas zonas de cizalla.

Además de los pliegues, en relación a esta fase se encuentra una esquistosidad S3 que se desarrolla como una esquistosidad de crenulación, casi exclusivamente sobre S1 en la zona

situada al norte del contacto del granito de Doñinos de Ledesma; en este caso la esquistosidad S3 puede llegar a ser la fábrica más evidente a escala de afloramiento. Los micropliegues D3 forman, con los pliegues D2, figuras de interferencia en gancho.

### **La zona de cizalla de Juzbado-Penalba do Castelo**

La zona de cizalla de Juzbado (ZCJ-P) es uno de los rasgos estructurales más importantes del basamento hercínico en la parte centrooccidental de la Península. Se trata de un desgarre dúctil subvertical de carácter senestro con una dirección media de N70°E, con desplazamiento esencialmente horizontal cercano al centenar de km (VILLAR *et al.* 1992). Es un accidente tardío, posterior a la tercera fase de deformación y anterior a la cuarta, pero desarrollado todavía, al nivel actual de afloramiento, en condiciones de la facies de los esquistos verdes (VILLAR *et al.*, *op.cit.*).

En esta Hoja únicamente aflora un segmento de la ZCJ-P de unos 2 km de largo en el ángulo noroccidental de la misma, pero también se encuentra otra zona de cizalla senestra de entidad mucho menor, relacionada con la ZCJ-P y que hemos denominado zona de cizalla de Campillo de la Zorrita. Esta última zona de cizalla, con una dirección media N100°E y buzamiento al sur de unos 40°, tiene un espesor de banda milonítica de unos 100 m. y se reconoce desde el sur de la localidad de Guejo de Don Diego hasta Encina de San Silvestre, ya en la Hoja de Ledesma (451), donde se une asintóticamente a la ZCJ-P. En las dos zonas de cizalla la lineación de estiramiento es subhorizontal con pequeñas inmersiones hacia el oeste.

Ambas cizallas afectan a rocas graníticas en las que desarrollan fábricas miloníticas con texturas SC (BERTHE *et al.* 1979) y, ocasionalmente, ECC (PLATT, 1984). Al microscopio se observa una fuerte reducción del tamaño de grano del cuarzo y del feldespato potásico, mientras que la plagioclasa y también algunos fenocristales de feldespato potásico forman porfiroclastos con sombras de presión asimétricas de tipo sigma (PASSCHIER y SIMPSON, 1986); las micas forman peces sigmoidales o recrystalizan como lepidoblastos definiendo las foliaciones S y C; el cuarzo puede presentar texturas granoblásticas en mortero o desarrollar un alargamiento oblicuo a la foliación milonítica.

La ZCJ-P afecta también a rocas metamórficas en las que desarrolla filonitas ricas en peces de mica y con abundantes estructuras ECC (PLATT, *op. cit.*). Estas filonitas contienen siempre abundantes venas y filoncillos de cuarzo que se encuentran generalmente boudinados y plegados.

Las condiciones metamórficas en las que se desarrolló la deformación son esencialmente las de la parte media de los esquistos verdes. La clorita se forma abundante en los planos C, pero la biotita recrystalizó en muchas de las milonitas derivadas de rocas graníticas y de meta-sedimentos.

### **Cuarta fase de deformación (D4)**

La cuarta fase de deformación fue definida en esta región por GIL TOJA *et al.* (1985). Se trata de una fase de plegamiento de dirección norteada, irregularmente desarrollada, que genera



estructuras macroscópicas y, localmente, microscópicas. Normalmente son pliegues muy abiertos de escala hectométrica o decamétrica, aunque en determinados materiales muy anisótropos como los esquistos o las milonitas suelen desarrollarse micropliegues centimétricos con morfología de *kinks*. En casos muy raros puede encontrarse una esquistosidad de crenulación grosera (S4) relacionada con estos pliegues, pero es más frecuente encontrar una lineación de crenulación L4 sobre las estructuras anteriores.

La dirección más común de estos pliegues, siempre con el plano axial subvertical o buzando fuertemente al E, varía entre N10° y N30°E. En otros casos pueden encontrarse como conjugadas. Los ejes de los pliegues de esta fase y la lineación de crenulación L4 presentan una dispersión considerable, determinada por el buzamiento original de las estructuras previas sobre las que se desarrollan.

Las condiciones metamórficas en las que se desarrolla esta fase son de bajo grado. Ligada a esta deformación se produce de manera generalizada una cloritización de la biotita y un alteración de los feldespatos a agregados de sericita y moscovita. Cuando se forma una esquistosidad S4, está definida por acumulación en los planos S4 de minerales insolubles y pequeños cristales de clorita y moscovita.

#### 2.4. OROGENIA ALPINA

En toda la Hoja puede reconocerse un importante número de fracturas con direcciones NNE-SSO. La mayor parte de ellas llevan asociados filones y diques de cuarzo, así como una fuerte tectonización de las rocas en las inmediaciones de las fallas, por lo que su edad, de acuerdo con PARGA (1969), puede considerarse tardihercínica.

Todas estas fallas pueden haber tenido variados e importantes rejugos mesozoicos y alpinos, como lo ponen de manifiesto las milonizaciones y brechificaciones que afectan a los diques de cuarzo y la variedad de estrías y lineaciones que se encuentran en las zonas de falla. De hecho los bordes y el sustrato de la cuenca del Duero se encuentran afectados por accidentes hercínicos y tardihercínicos con rejuego posterior manifiesto. La presencia de importantes accidentes tectónicos alpinos en el suroeste de la cuenca ha sido reconocida desde hace tiempo (JIMÉNEZ, 1972, 1973; CORROCHANO *et al.*, 1983). Muestran una gran dispersión de direcciones pero se pueden agrupar en cuatro sistemas fundamentales coincidentes con las principales direcciones tardihercínicas: NE-SO, E-O, N-S y NO-SE. Los rasgos fundamentales del paisaje regional se ajustan a estas orientaciones, especialmente a la primera de ellas, pues NE-SO es el frente de sierra que delimita el Sistema Central propiamente dicho con su piedemonte.

La Fosa de Ciudad Rodrigo, que tiene obviamente origen tectónico con una clara orientación NE-SO y un límite sur determinado por importantes direcciones de fracturación según N60E y N30E (SANZ DONAIRE, 1979), presenta una estructura asimétrica con los mayores espesores de sedimentos a lo largo del borde meridional (FERNANDEZ AMIGOT, 1981). El rejuego de la fractura durante el Paleógeno superior es el que condiciona al relleno de la fosa y su distribución, pero también afecta a la propia sedimentación. Todo el registro cenozoico

zoico, aunque presenta disposición horizontal o subhorizontal, puede estar afectado por fracturas de componente normal y plano subvertical. Están especialmente afectados los materiales arcósicos paleógenos, pues en muchos puntos su relación con el zócalo prealpino es mecánica. Tal es el caso de Sando, en el noroeste de la Hoja, donde aparece un afloramiento arcósico empotrado en el zócalo; o la delimitación de la fosa entre Aldehuela y Golpejas articulada por contactos rectilíneos pertenecientes a fallas NE-SO (N30, N45 y N60 principalmente). Estas direcciones se repiten sistemáticamente en los cursos secundarios labrados sobre estos afloramientos paleógenos que en los alrededores de Tabera de Arriba y de Abajo presentan buzamientos hacia el este como consecuencia de la actividad alpina de esas fracturas.

Indicios de actividad alpina afectan también a depósitos considerados neógenos. Estos se localizan en la esquina suroriental de la Hoja (algunos se pueden observar en el área de la mina de El Cubito, GRACIA *et al.*, 1981). Corresponden a las familias NE-SO, NO-SE y E-O estando las fracturas de la familia N-S muy poco representadas. Presentan saltos verticales muy variables. Las fracturas de salto pequeño (menores de 10 m) generalmente no se encuentran fosilizadas, mientras que las de saltos importantes (superiores a 15 m) coinciden con los cauces fluviales actuales.

De forma genérica se puede sintetizar una actividad de las familias próximas a la dirección NSO como fallas inversas o desgarres senextros fruto especialmente de la compresión bética (N140-170) y otras más recientes que implican a sistemas NNE de componente normal que afectan sobre todo a los sedimentos de la fosa y parecen relacionarse con una etapa extensional detectada en varias zonas del Sistema Central (CALVO *et al.*, 1991).

### 3. GEOMORFOLOGÍA

#### 3.1. ANTECEDENTES

Geológicamente, la Hoja de Barbadillo se encuentra situada en la terminación occidental del borde sur de la cuenca del Duero y participa de dos dominios litoestructurales bien diferenciados. Por una parte, los materiales metasedimentarios paleozoicos pertenecientes al Macizo Ibérico, deformados por la orogenia hercínica y las siguientes, y por otra los sedimentos cenozoicos de la Fosa de Ciudad Rodrigo, afectados por la orogenia alpina. Cada uno de estos dominios presenta unas características particulares que son las responsables de la variedad y contraste morfológico existente entre ambas zonas.

A nivel morfológico no hay muchos estudios concretos realizados en la Hoja y sólo se dispone de trabajos locales en zonas próximas; hay que hacer mención aparte de los concernientes a alteraciones y suelos ya que si bien hay trabajos desarrollados dentro de la zona, éstos se refieren sobre todo a las características composicionales y texturales sin que se relacionen directamente con las formas o los procesos evolutivos de éstas. Sin embargo, la geomorfología regional tiene su punto de partida en la investigación de BIROT y SOLE (1954) sobre el Sistema Central y en esa referencia se enmarcan los posteriores y escasos trabajos realizados.

En el sur las referencias morfológicas se encuentran en dos trabajos de índole regional y objetivos distintos: SANZ DONAIRE (1979, 1986), abarcando un estudio general del corredor tectónico de Béjar y su entorno, y MORENO (1990), que trata aspectos morfoestructurales y neotectónicos de las sierras de Gata y de la Peña de Francia y sus respectivos piedemontes.

Precursor de la investigación en la zona salmantina es JIMÉNEZ (1970, 1972, 1973) quien en su tesis doctoral trata sobre su estratigrafía, tectónica, paleontología y rasgos morfológicos más importantes. Presenta descripciones de los materiales supuestamente adscritos al Cuaternario y realiza el análisis de aquellas formas que están relacionadas con posibles rasgos tectónicos o los evidencian y las debidas a la incisión fluvial.

Dentro de los trabajos en áreas próximas cabe destacar los realizados en la Fosa de Ciudad Rodrigo por MOLINA *et al.* (1982), GALLARDO y MOLINA (1982), CANTANO (1982), CANTANO Y MOLINA (1987), JORDÁ (1983) y MOLINA y JORDÁ (1984), en los que se trata sobre las características morfológicas de la zona y su evolución a lo largo del tiempo. Diferencian cuatro ciclos dentro de la evolución sedimentaria y morfológica de la fosa: el primero coincide con el desarrollo de un importante perfil de alteración sobre el sustrato hercínico (inicios del Terciario), el segundo se desarrolla en un régimen tectónico más activo y se corresponde con una sedimentación arcósica (Paleógeno s.l.); el tercero corresponde a un periodo de reactivación del borde sur de la fosa (Mioceno) y la formación de importantes abanicos; y el cuarto corresponde a la definición y encajamiento de la red fluvial con el desarrollo de depósitos y formas tipo "raña" y terrazas fluviales (Plio-Cuaternario). Otro grupo de trabajos próximos corresponden a los realizados con motivo de la elaboración de las Hojas MAGNA situadas al este (Hojas de Peñaranda de Bracamonte, Alba de Tormes, etc.) realizadas durante finales de los años 70 e inicios de los 80; las conclusiones más importantes de este periodo son la definición de un conjunto de superficies en graderío que se hundían hacia el sur y la determinación de los diferentes niveles de terrazas, durante el Cuaternario.

En cuanto a los trabajos relacionados con los procesos de alteración, cabe destacar los realizados por BLANCO *et al.* (1989) y BLANCO (1991), en los que se describen fundamentalmente las características texturales y composicionales del perfil de alteración de color rojo desarrollado en la zona. Otros trabajos se han referido al perfil de alteración más antiguo presente en la zona (MOLINA, 1991) y al proceso de silicificación desarrollado sobre los materiales del primer ciclo terciario (BLANCO y CANTANO, 1983). Trabajos más recientes (SANTISTEBAN *et al.*, 1991, *in litt.* a,b) relacionan los procesos de alteración con los ciclos evolutivos alpinos mostrando la estrecha dependencia entre formas-alteraciones-sedimentos y su relación con los estadios de evolución de la cuenca.

### 3.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Hoja de Barbadillo se sitúa en la mitad oriental de la Fosa de Ciudad Rodrigo, comprendiendo dos dominios geológicos: *alpino* (cretácico-cenozoico) de la propia fosa y *hercínico* de los materiales cámbricos y precámbricos que en este lugar constituyen su borde.

Los materiales más antiguos representados corresponden a las formaciones cámbrico-pre-cámbricas de Monterrubio y Aldeatejada (DÍEZ BALDA, 1986), constituidas por metasedimentos esquistosos con conglomerados, cuarcitas y areniscas y formaciones ordovícicas con cuarcita armoricana y pizarras. Se sitúan en la Zona Centro Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972), y desde un punto de vista estructural, en el Dominio de los Pliegues Verticales de esa misma zona. El resultado de la orogenia hercínica es una deformación polifásica acompañada de metamorfismo y plutonismo.

El Cenozoico está representado en la mitad suroriental de la Hoja por varias formaciones paleógenas (Eoceno medio-Oligoceno) de carácter arcósico y relaciones complejas, unos espectaculares depósitos rojos posiblemente Mioceno inferior y un complejo sistema de depósitos terrígenos de carácter fluvial y probable edad Neógeno-Cuaternario ligados a la disección de la fosa.

La Hoja se sitúa en el límite meridional de la *penillanura zamorano-salmantina* que arrasa el zócalo de este ángulo suroeste de la cuenca del Duero fuertemente incidido por la red fluvial, al pie de las cumbres del Sistema Central (sierras de Béjar y de la Peña de Francia). En concreto, su ubicación en el límite de la Fosa de Ciudad Rodrigo determina unas especiales e interesantes características geomorfológicas para la comprensión de la fosa.

La orografía alomada de la Hoja está suavemente incidida por la red arborescente del río Huebra y de la Ribera de Valmuza, los principales colectores en la misma. Las mayores elevaciones no se asientan exactamente sobre el paisaje construido sobre los materiales del macizo antiguo, sino que están determinadas por la tendencia topográfica general del relieve, inclinado hacia el noroeste. Se presenta sobre todo en el ángulo suroriental, sobre el zócalo antiguo (893 m) y sobre la Raña (865 m). Sin embargo el punto culminante se sitúa en Cabeza de Diego Gómez (896 m) sobre unas capas paleógenas silicificadas en el mismo centro de la Hoja. Otras cotas significativas son Corzas (871 m) sobre arcosas en el borde occidental y Las Palicias (868 m) un paleorrelieve al norte de Aldehuela de la Bóveda. En ese mismo lugar el arroyo de Arganza abandona la fosa sobre los 780 m de altitud mientras que el río Huebra, su colector, deja la Hoja a 740 m. Por el norte, el Ribera de Valmuza hace lo propio en Golpejas a 785 m. El desnivel máximo de la Hoja sólo supera ligeramente los 150 m.

El clima continental pero sometido a la influencia de los vientos atlánticos, presenta inviernos fríos y prolongados, veranos cortos y relativamente frescos y un régimen de precipitaciones comprendidas entre los 500-600 mm irregularmente distribuidas, preferentemente en primavera y otoño.

El territorio, con la ciudad de Salamanca centrada en su borde septentrional y perteneciente en su totalidad a dicha provincia, es una zona con pequeños núcleos urbanos que van perdiendo su carácter agrícola y ganadero, sometidos a la influencia de la capital.

### 3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

Se realiza un análisis de las formas de relieve, teniendo en cuenta, en primer lugar, la influencia que ejercen la naturaleza y disposición de los materiales, es decir de la estructura y, en

segundo lugar, la acción de los agentes externos sobre estos materiales ya existentes. En definitiva, se trata de un análisis desde dos puntos de vista: uno estático y otro dinámico.

### 3.3.1. Análisis morfoestructural

La condición geológica no establece apenas diferencias orográficas, pero sí impone notables contrastes geomorfológicos: el *dominio hercínico* y *dominio alpino*.

Constituyen áreas diferenciadas, pero sus límites son festoneados e imprecisos, conteniendo ambos pequeños enclaves del uno en el otro.

Sobre el zócalo la alternancia de metasedimentos de distinta composición (cuarcitas, pizarras, conglomerados...) con una disposición estructural plegada favorable, no origina relieves diferenciales claramente perceptibles. Probablemente la proliferación de afloramientos plutónicos intercalados entre esos materiales impide el desarrollo de este tipo de modelado. Por el contrario, es un dominio caracterizado por el buen desarrollo de la *penillanura salmantina*, eso sí, con sectores fuertemente incididos por la red fluvial.

Los resaltes más destacados del relieve no siguen el rumbo hercínico sino una orientación transversa de origen alpino. Son *diques de cuarzo* que dan lugar a alineaciones rocosas que cortan la superficie de erosión definidas por la penillanura. Al sur de Garcirrey destacan dos sierras: el más importante Sierrro de Ardonsillero (812 m)-Sierrro Grande (825 m)-Valdespino (833 m) se orienta N 30-45, mientras que el otro, paralelo al anterior tiene una inflexión N 10. Otros sierrros importantes se sitúan al sur y suroeste de Sancho (Gurullero, 875 m) y en Guijo de Don Diego. Todos presentan orientaciones entre N5 y N30 y trazado discontinuo.

El trazado de la red fluvial sobre el dominio hercínico es fundamentalmente dendrítico, dirigido al Huebra por el oeste y al Tormes por el norte. Los segmentos rectilíneos que se observan tienen orientación alpina totalmente transversa al rumbo hercínico general.

El *dominio cenozoico* se emplaza en la mitad sureste de la Hoja y es drenado por tres cursos fluviales principales: arroyo de Arganza, regato de la Vega y Ribera de Valmuza. La topografía muy suave presenta una inclinación general no muy definida hacia el norte. El modelado es suavemente escalonado hacia los dos cursos fluviales antes indicados. Dicho escalonamiento está muy marcado en la ribera occidental del arroyo de Arganza, mientras que dicho escalonamiento sólo se manifiesta en el resto de forma muy incompleta y en franjas longitudinales que siguen el curso de los otros arroyos. Fuera de las plataformas fluviales el modelado banal del terciario está señalado por algunos niveles de capas duras que dan lugar a los consiguientes *resaltes* y *cuestas*. Estos endurecimientos, sobre todo carbonatados y silíceos del muro de la formación paleógena, dan lugar a pequeñas cuestas en el entorno de Tabera de Arriba y de Abajo.

Los cursos principales de la red fluvial tienen a su paso por la fosa una trayectoria consecuente con la procedencia y la pendiente natural. Sólo el obstáculo que supone el borde sep-

tentrional de la depresión varía esta disposición. El codo del arroyo de la Arganza hacia el oeste y de los otros cursos hacia el norte, son tremendamente significativos. Sin embargo, tributarios que drenan los interfluvios mantienen un paralelismo y linealidad bastante ajena a la consecuencia de sus colectores, lo que implica causas estructurales. Se pone de manifiesto especialmente en el ángulo noroeste (Sagos-Rollán, donde se desarrolla una red en bayoneta muy marcada de dirección N70).

### 3.3.2. Estudio del modelado

Los agentes externos, al actuar sobre la superficie del terreno, dan lugar a una serie de formas, tanto erosivas como deposicionales. Estas formas se agrupan, según el agente y el proceso que las origina, en lo que se ha denominado "sistemas morfogénéticos". En la Hoja son los sistemas fluvial y poligénico los mejor representados.

Se describen a continuación las principales formas cartografiadas de los diferentes sistemas, atendiendo a su importancia.

#### 3.3.2.1. *Formas de ladera*

Están constituidas por *coluviones* debido a la acción combinada del agua corriente y de la gravedad en vertientes. En algún caso dan lugar a formas erosivas sin recubrimiento alguno, siendo laderas regularizadas que por su escasez y desarrollo no tienen representación cartográfica. Las señaladas en la Hoja responden a coluviones arenosos que regulan los fuertes escarpes sobre materiales paleógenos de carácter arcósico de las riberas más escarpadas de los arroyos a su paso por la fosa terciaria, donde suelen constituir cuerpos alargados y estrechos de difícil representación. Un buen ejemplo es la orilla septentrional de Ribera de Valmuza entre Miranda de Pericalvo y Golpejas.

#### 3.3.2.2. *Formas fluviales*

Son obviamente las más abundantes. Destacan, además de las propias de los valles actuales más importantes como son el río Huebra, arroyo la de Arganza, río Seco, regato de la Vega, regato de los Yerbos y Ribera de Valmuza (fondos de valle s.l.) y toda la trama de cursos secundarios (fondos de valle e incisiones) además de un muy desarrollado y complejo sistema de *terrazas*.

Los *fondos de valle* están diseminados por toda la superficie de la Hoja sobre el zócalo, constituyendo formas planas relacionadas con el drenaje actual y de carácter secundario. Están reducidos a un número limitado de cursos y, en éstos irregularmente repartidos en tramos discontinuos de su recorrido. Excepto en el Huebra, raramente superan los 150 m de anchura. Bastante más desarrollo presentan los fondos de valle definidos en la fosa (750 m de anchura máxima en el arroyo de la Arganza). Son la expresión morfológica de depósitos de variable composición y escaso espesor. Cuando la amplitud de estos valles es suficiente, el

arroyo suele divagar encajado pero con un trazado sinuoso y ocasionalmente anastomosado, pues la pendiente de estos cursos en su recorrido por el sustrato terciario de la fosa es muy escasa.

El abandono del sustrato terciario supone el inmediato encajamiento de los cursos fluviales. El río Huebra incide fuertemente en el zócalo de la esquina suroeste pero define un valle relativamente amplio en el que se señalan incluso algunas terrazas fluviales. La red arborescente de tributarios, también dibuja en sus cursos principales fondos de valle planos y bien definidos a pesar del encajamiento. Los valles afluentes del Tormes en el zócalo del borde septentrional, igualmente presentan fondo de valle, pero el encajamiento es menor. En ninguno de los dos casos el valor de la incisión máxima supera los 50 m en relación con los replanos de erosión en que se enmarcan.

*Las terrazas fluviales*, que son muy abundantes sobre el sustrato terciario de la fosa, prácticamente desaparecen con el abandono de la misma. Las secuencias más desarrolladas se localizan en Aldehuela de la Bóveda y están relacionadas con la degradación del piedemonte de la zona de Matilla en su parte frontal. Dichas secuencias presentan una evolución oeste-este paralela y dirigida por varios arroyos: Maniel, Cedaceros, Valdemoros y Arganza. El codo que describe este último arroyo hacia el suroeste, rompe la continuidad del sistema hacia el norte, su salida natural. Se trata de cuatro niveles de terrazas o glacis-terrazas (e, f, g y h) casi siempre solapados y con una pendiente claramente dirigida hacia el este-noreste. Las terrazas más altas presentan fuertes escarpes en las laderas orientales, mientras que las más bajas acaban confundándose con el fondo de valle actual. Ocupan una posición topográfica entre los 790 y 825 m con cotas relativas máximas de +25 m.

La plataforma aluvial más alta (d), el techo del piedemonte en esta Hoja, es una delgada cubierta aluvionar que retoca ligeramente la superficie original del piedemonte mioceno determinado por los conglomerados y fangos rojos. Se sitúan entre los 865 y 840 m de altitud en la esquina sureste de la Hoja con planta triangular y morfología digitada.

En las terrazas altas próximas a Sando, en la esquina noroeste, están representados los niveles más altos y como tal han sido considerados (b y c). En Vaqueril de Casasola (km 23 de la carretera de Sando a Pelarrodríguez) corresponde a tesos coronando los restos de un sedimento de arcosas blancas. Son masas de extensión reducida y cotas diferentes (871 m; 866 m; 840 m). El afloramiento más extenso, que muy cerca de Sando se apoya directamente sobre el zócalo, se inclina suavemente hacia el norte entre los 850 y 830 m. La distancia entre ellas imposibilita cualquier correlación de estas terrazas de Sando con las rañas de la esquina contraria.

Las terrazas del borde oriental de la Hoja están ligadas a la evolución de los pequeños cursos del río Seco, regato de los Yerbos y Ribera de Valmuza, todos confluyentes en Golpejas. La mayoría corresponden a niveles solapados muy próximos al fondo actual de los cursos (e, f, g, h) y siempre desarrollados sobre un margen occidental. Constituyen franjas alargadas, continuas e inclinadas, constituyendo glacis-terrazas, hacia el cauce correspondiente y escasamente elevadas sobre el mismo (+25 m de cota relativa máxima). El apéndice de terrazas del regato de Valdefresno dirigido hacia el suroeste, en el río Seco hay que interpretarlo con-

secuencia del flujo original del arroyo de la Arganza hacia el norte. Por otra parte, tampoco tiene sentido relacionar las plataformas con canturreal de la esquina noreste (Torrecilla, 830 m) con la evolución de estos pequeños colectores fluviales. Parecen relictos más propios del Tormes, que fluye unos kilómetros al norte.

La presencia de *conos de deyección*, casi todos con carácter funcional, está ligada a la desembocadura de la red de cursos y barrancos tributarios a las principales líneas de drenaje. Las especiales condiciones orográficas determinan su escasez en toda la Hoja.

### 3.3.2.3. **Formas endorreicas**

Zonas con drenaje deficiente y por tanto con encharcamiento temporal suelen aparecer sobre las grandes superficies de algunas terrazas y en especial sobre las rañas. Sin embargo son más abundantes sobre los interfluvios esquistosos y graníticos de la mitad noroccidental. Se establecen sobre la divisoria de aguas Tormes-Huebra donde se escalonan varias superficies de erosión. Allí, donde el drenaje está muy mal definido, son particularmente intensas (Sando-Cabeza de Diego Gómez).

### 3.3.2.4. **Formas poligénicas**

Las *superficies de erosión* son los elementos morfológicos más representativos del paisaje del macizo hespérico. De hecho, sobre esos afloramientos en esta Hoja se puede decir que, aunque sea mínimamente, se encuentra representada la *penillanura salmantina* (denominación regional de la superficie fundamental de SOLE, 1952). En este caso y a esta escala está representada por las más altas de una sucesión de superficies erosivas de relativa importancia que se conservan en el interfluvio Huebra-Tormes. Se trata de una secuencia de replanos bastante bien conservados y desarrollados especialmente hacia el norte a partir del área culminante de la Hoja (Cabeza de Diego Gómez, 896 m). Ese lugar es el punto de partida de un relieve policíclico relacionado con el ahondamiento de la red hidrográfica sobre el zócalo, pues todas esas superficies presentan correlación con otros tantos niveles de terrazas. Claramente se separan tres e incluso más superficies de erosión: la inicial (Charca Colorada, 891 m) en un único punto; otra que sigue aproximadamente el interfluvio Huebra-Tormes de dirección noroeste-sureste entre Sando y Cabeza de Don Diego (Cruz de los Casares, 863 m; Gurullero, 875 m; Teso de la Virgen; Dehesa del Bardal) y la tercera, que está muy desarrollada junto al borde septentrional, donde da lugar a las altiplanicies culminantes entre Sando y La Mata de Ledesma (850-830 m), pero poco en el suroeste al estar disectada por el río Huebra. La representación de replanos más modernos es escasa y limitada al encajamiento del río Huebra en la esquina suroeste.

Los arrasamientos y/o glaciares de erosión señalados sobre el sustrato terciario de la fosa, se correlacionan relativamente bien, tanto con las terrazas como con las superficies de erosión señaladas sobre el zócalo. Sobre los interfluvios sin terrazas se labran replanos erosivos aislados como Valdelanava (813 m) y Alto Camino (837 m) entre el río Seco y el arroyo de la Arganza. Pueden dar lugar incluso a verdaderas secuencias escalonadas que rellenan toda su



superficie, que es el caso del territorio de Rollán entre el río Seco y el regato de los Yerbos. El resultado de este modelado en glacis erosivos es una plataforma (827-810 m) muy suavemente inclinada por escalones degradados y diseccionada por una red de arroyos y barrancos consecuentes.

Otros glacis, a excepción hecha de los *glacis-terrazza* presentes en todas las secuencias de terrazas fluviales, aparecen en forma de pequeños derrames arenosos articulando terrazas o los fondos de valle.

### 3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

Se definen como tales todos aquellos materiales, coherentes o no, que han podido sufrir una consolidación posterior y que están relacionados con la evolución del relieve observable en la actualidad y son cartografiables a la escala de este trabajo. Los depósitos aquí señalados se asocian a la evolución de la red de drenaje regional: terrazas, fondos de valle, aluviones, limos de inundación y conos de deyección. También coluviones, glacis y sobre todo alteritas, son importantes.

El hecho de que el paisaje del macizo hespérico esté definido por elementos morfológicos de génesis muy antigua y que la definición de la propia red fluvial señalada por el Tormes pueda remontarse a fechas intraterciarias, determina que la edad de estos depósitos "superficiales" no deba considerarse precisamente como reciente. Las alteritas llegan a alcanzar el Mesozoico y en gran parte de los depósitos de terrazas fluviales, el Neógeno. Dicha situación conlleva a representar en cartografía, además de depósitos superficiales s.l., *formaciones correlativas* a los elementos morfológicos.

#### 3.4.1. Depósitos de ladera

Las acumulaciones por gravedad y escorrentía en el enlace entre los interfluvios y los fondos de valle, no tienen una gran representación debido a su dimensión cartográfica y a la naturaleza morfológica y litológica de gran parte de los afloramientos de la Hoja. Los *coluviones* arenosos son especialmente importantes en los escarpes señalados en el sustrato terciario.

#### 3.4.2. Depósitos fluviales

La degradación del piedemonte meridional en la Hoja de Matilla, incide sobre los materiales terciarios y deja una orla de sedimentación fluvial asociada. Aunque distribuidos de forma discontinua y dispersa ocupan una extensión superficial total importante. Todos se encuentran articulados entre sí constituyendo secuencias de terrazas que se relacionan con los principales ríos y arroyos de la Hoja.

Los *aluviones actuales* más importantes corresponden a los fondos de valle del río Huebra y de los arroyos Maniel, Cedaceros, Arganza, río Seco, regato de las Yerbos y Ribera de

Valmuza. Todos constituyen franjas alargadas de sedimentación que en el caso del Arganza logran alcanzar los 880 m de anchura. Constituyen acumulaciones de escaso espesor (1 a 2 m) formadas por gravas, arenas y limos en las que abunda la materia orgánica. Tienen escasa matriz y un espectro litológico con cuarcita y cuarzo dominante y una ordenación interna con cuerpos canalizados, imbricaciones y estratificación cruzada. Los fondos de valle del resto de los cursos secundarios presentan depósitos de mucha menor consideración, de espesor y desarrollo irregular, génesis mixta y litología constituida por arenas, limos y cantos (l) en proporción diversa.

Las *altas terrazas* (b) de la esquina noroeste son probablemente los aluvionamientos más antiguos. Presentan espesor métrico (2-5 m) y están constituidas por conglomerados y arenas arcósicas blancas con enrojecimientos a techo. Las gravas que tienen carácter bimodal son de cuarcita, cuarzo, granito y ocasionalmente esquistos. La fracción arenosa, de tamaño grueso y escasa, está constituida por cuarzo, fragmentos de granito y feldespato muy alterado. Suelen mostrar una estructura interna con estratificación cruzada en surco y planar o masiva, siendo extraordinariamente frecuentes los rasgos postsedimentarios de carácter edáfico. También se suelen presentar cuerpos arenosos de grano grueso con composición (cuarzo, granito, feldespatos y cuarcita) y estructuración interna similar. Todos estos sedimentos se presentan en cuerpos tabulares con morfología canalizada y superficies erosivas internas.

Las altas plataformas fluviales del borde meridional de la Hoja, responden a la tipología de *rañas* (d); constituyen depósitos siliciclásticos de color ocre de espesor oscilante entre 2-10 m que se superponen discordantemente sobre el resto de la sedimentación terciaria de la fosa.

Se trata de gravas de cuarcita y cuarzo y muy escasos fragmentos de esquistos. En la fracción arenosa, además de esos mismos componentes, aparecen micas, escasos feldespatos, algunas turmalinas y opacos. La fracción arcilla tiene illita, caolinita, accesorariamente esmectita e interestratificados y una relativa abundancia de oxi-hidróxidos de hierro en forma de goethita.

Lo más común es que se trata de depósitos de gravas clastosoportadas (centil 40 cm) relativamente pobres en matriz debido a su pérdida por lavado. Constituyen secuencias grano-decrecientes que presentan estratificación cruzada planar y en surco muy tendida o bien son masivas. Los lentejones de arenas que se suelen encontrar a techo de las secuencias o bien formando cuñas interestratificadas son masivas o con estratificación cruzada en surco. Tanto por su posición como por su organización interna, pueden interpretarse como propios de un régimen fluvial de flujo elevado.

Otras *terrazas más modernas* (e,f,g,h) constituyen el enlace morfológico entre las rañas terminales del piedemonte que aparecen en la esquina suroriental de la Hoja y los aluviones que rellenen los valles. Litológicamente suponen igualmente un suave tránsito a los rasgos de esos depósitos actuales. También constituyen franjas alargadas en la ribera occidental de los pequeños cursos del borde oriental.

Son conglomerados clastosoportados de cuarcita y cuarzo (centil 30 cm), con arenas y lutitas en proporción escasa que se organizan en cuerpos canalizados con estratificaciones cru-

zadas en surco y planar en sets de potencia decimétrica. Existen también cuñas de arenas masivas. Se interpretan como de ambientes fluviales trenzados de flujos hídricos superiores a los que caracterizan los cursos actuales a los que se asocian.

### 3.4.3. Depósitos con carácter poligénico

#### 3.4.3.1. Alteraciones

El desarrollo de perfiles de alteración es frecuente en la región salmantina, tanto sobre el zócalo hercínico como sobre la cobertera cenozoica. Igual que en otras regiones hespéricas, su espesor, extensión y tipología está sujeta a numerosas variaciones, especialmente a su naturaleza originaria ligada a la situación temporal y a su conservación. Su relación con distintas formaciones sedimentarias, cenozoicas y mesozoicas, ha permitido la situación cronoestratigráfica de muchas de estas alteritas (MARTÍN-SERRANO, 1988), aunque no siempre su reconocimiento es fácil.

La alteración más antigua, también llamada fundamental (MARTÍN-SERRANO, 1988), afecta a los metasedimentos del zócalo sepultados por las formaciones siderolíticas cretácico/terciarias del suroeste de Salamanca, por lo que se identifica en una aureola en torno a dichos afloramientos. Aunque es presumible que muchos de los restos de alteritas de la Hoja tengan su origen en dicho proceso de alteración, la erosión y la superposición de otros procesos de alteración más modernos imposibilita su reconocimiento. Aunque sólo se ha conservado la raíz de los perfiles alterados, el espesor de los mismos y la profundidad de las transformaciones mineralógicas y geoquímicas, no son sino indicativos de su importancia en la evolución del relieve y de la sedimentación continental cretácico-terciaria. Los metasedimentos esquistosos y graníticos han sufrido una importante argilización caolinítica y numerosas segregaciones de hierro y sílice que en los niveles más superficiales del perfil, casi siempre erosionados, logra la desaparición de su estructura original, preservándose de esa destrucción tan sólo los materiales más resistentes: el cuarzo de los filones y las capas o barras siliciclásticas.

Afectando a las formaciones siderolíticas de los alrededores de Salamanca, se desarrolla una fuerte silicificación que endurece el techo de dicha formación y es la causante de la conservación de mesas, resaltes y superficies estructurales de la misma en ese territorio. Su génesis, aunque discutida en varios trabajos regionales, se relaciona con procesos edáficos y freáticos sin y post sedimentarios (BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980; BLANCO Y CANTANO, 1983) hace unos 58 millones de años (BLANCO *et al.*, 1982). Las silicificaciones que aparecen en las cercanías de Cabeza de Diego Gómez afectando a los afloramientos graníticos, no parece que tengan relación con esta etapa, ya que afectan también a sedimentos atribuidos al Paleógeno medio-superior. Es de suponerlos ligados a los procesos de alteración intrasedimentarios de las formaciones paleógenas de la cuenca que han sido citados en regiones más orientales. Merecen la atención en cuanto que están actualmente implicados en el paisaje, no de forma dinámica directa como el resto de la mayoría de las alteritas que aquí se tratan, sino indirecta y estructural una vez exhumadas, pues dan lugar a fuertes endurecimientos. Aunque existen silicificaciones como las señaladas, suelen ser encostramientos carbonatados de origen edá-

fico y morfología muy variada (nodular, laminar, etc.), que contienen restos del sedimento englobado. Se relacionan con la acción de aguas saturadas en carbonato dentro de la zona vadosa.

Un rasgo frecuente sobre el zócalo de esta Hoja es la aparición de áreas terrosas de color rojo y aprovechamiento agrícola. Se debe a otro tipo de alteritas generalizadas y que regionalmente se han interpretado correlacionables con unas formaciones sedimentarias del mismo color cuya posición stratigráfica es próxima al Mioceno inferior-medio (MARTÍN-SERRANO, 1988) y muy abundantes en toda la región salmantina. Estas rubefacciones afectan no sólo a los metasedimentos del zócalo, sino a los afloramientos paleógenos de la fosa. En la Hoja, las mayores extensiones de este tipo de alteritas se relacionan claramente con los depósitos rojos que procedentes del borde meridional irrumpen por la esquina suroriental. Este tipo de alteración da lugar a argilización y rubefacción de las pizarras por oxidación y desilicificación de los materiales siliciclásticos a partir de sus discontinuidades y por tanto a su consiguiente desagregación superficial. Sin embargo, donde esta etapa de alteración alcanza resultados más espectaculares en cuanto a su desarrollo y conservación, es sobre los sedimentos paleógenos del borde oriental (Barbadillo y alrededores de Canillas de Abajo). De forma general se acepta la condición epidérmica de esta alteración y por tanto su carácter edáfico, pero también su relación con la circulación de freáticos, especialmente sobre las formaciones sedimentarias terciarias. Su color tan llamativo y espectacular no es sino producto de la liberación de hierro de minerales que lo contienen (especialmente biotita). Pero éste no es el único proceso que da lugar a este tipo de alteritas. Se han descrito, además de la rubefacción, otros como argilización, karstificación y carbonatación y según un orden de aparición determinado (BLANCO *et al.*, 1989): *argilización* por transformación de minerales lábiles (micas, feldspatos), dando lugar a neoformación de arcilla (illita y esmectita) y liberación de hierro y calcio cuando el sedimento se encuentra saturado en agua; *rubefacción*, como resultado de la fijación del hierro libre en la solución acuosa oxidándose a hematites al producirse la desecación del sedimento; la *carbonatación*, como resultado del acentuamiento de la acidificación, da lugar a la precipitación del carbonato de cuya reiteración resultan potentes costras carbonatadas.



La presencia de *alteritas ocreas*, tan generalizada en otros sectores del zócalo de la región zamorano-salmantina, aparece ligada a las rañas meridionales y las extensas superficies de erosión que afectan al zócalo del borde septentrional de la Hoja, donde se pueden apreciar casos de clara superposición, epidérmica y penetrativa, sobre algún sector de rubefacciones anteriores. Este tipo de alterita con importantes procesos de argilización (illita y caolinita) con segregaciones de goethita, implicaría en relación a la alteración roja anterior una mejora sustancial del drenaje en los perfiles. La aparición de suelos muy evolucionados sobre las plataformas aluviales más altas del piedemonte (rañas) está ligada a este proceso. Se desarrollan *luvisoles ócricos* con horizontes argílicos importantes y un tono general amarillento. Este tipo de suelos amarillos, que aparecen en la zona intertropical, están asociados a climas predominantemente húmedos, sin periodo seco notable, y deben su color a la presencia de goethita, mientras que los suelos rojos deben su color a productos ferruginosos amorfos con un clima más estacional (SEGALEN, 1969, en Espejo, 1978). Es lo que sucede en este caso, pues estos suelos se desarrollan sobre los depósitos rojos del piedemonte, herencia de condicio-

nes más estacionales que podrían cambiar a más cálidos y húmedos dando lugar tras la formación de los horizontes argílicos la ocreización del perfil.

### 3.5. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA

#### 3.5.1. Problemas cronológicos

##### 3.5.1.1. *Las secuencias de alteritas*

La profundización diferencial del zócalo se asocia a importantes procesos de alteración del mismo (MARTÍN-SERRANO, 1988). Muchas alteraciones también afectan a la cobertera alpina, pero éstas tienen mucha menor incidencia en el relieve. Las alteritas más potentes se conservan precisamente bajo esa cobertera, por lo que su localización más frecuente constituye una orla en torno a la misma. Pero también muchas zonas internas del macizo antiguo aparecen cubiertas de material suelto superficial producto de la meteorización.

A muro de la formación siderolítica cretácico-paleocena del suroeste de la cuenca del Duero, se encuentran las alteraciones más profundas e intensas (CORROCHANO Y QUIROGA, 1974; JIMÉNEZ, 1974; CORROCHANO, 1977; BUSTILLO Y MARTÍN-SERRANO, 1980; BLANCO Y MOLINA, 1980). Por su relación cartográfica y su correlación petrológica, mineralógica y geoquímica con dicha formación, se las cataloga como finimesozoicas (MOLINA *et al.*, 1989). De la misma forma otros mantos de alteración más modernos pueden situarse cronoestratigráficamente por su relación con otros depósitos de la cuenca, al mismo tiempo que se asocian con determinados elementos geomorfológicos. En ese sentido tanto las alteritas *rojas* como las *ocres* pueden situarse en función de unos depósitos correlativos. Las primeras serían sobre todo las causantes de las formaciones rojas atribuidas al Mioceno inferior o medio, y las segundas al Neógeno superior (MARTÍN-SERRANO, 1988, 1989; SANTIESTEBAN *et al.*, 1991, 1992).

Por las observaciones actuales, las alteritas prepaleocenas tienen una importancia morfológica y estratigráfica capital comparativamente con el resto. Por ello es correcto suponer que muchos de los rasgos de alteración impresos en el paisaje hercínico, son heredados de tal proceso con mayores o menores retoques de otras etapas más modernas. De hecho podría afirmarse que existe una etapa de *alteración fundamental* herencia mesozoica que presenta modificaciones posteriores con mayor o menor importancia.

##### 3.5.1.2. *El problema del encajamiento*

La ambigüedad de las referencias cronológicas disponibles plantea graves problemas a la hora de catalogar y situar los procesos de degradación del piedemonte de la fosa y la incisión de la red fluvial.

Aparte de la cronoestratigrafía de las formaciones sedimentarias que constituyen el relleno de la fosa, es preciso buscar apoyo en el análisis de las litofacies de los depósitos ligados al encajamiento. Puesto que existen analogías entre estos y algunas de las formaciones terciarias

rias más características en el suroeste de la cuenca del Duero, resulta inevitable intentar establecer comparaciones. Unos y otros depósitos tienen también una relación común con algunos tipos de alteritas que se presentan, tanto sobre el zócalo como sobre las formaciones terciarias más antiguas, por lo que dicha correlación se hace extensible a éstas.

De ser ciertas tales correlaciones los planteamientos tradicionales que aseguran una etapa de incisión relativamente reciente y centrada exclusivamente en el Cuaternario, deben ser rotundamente desechados, pues el encajamiento de la fosa y de algunas partes del suroeste de la cuenca comienza ya durante el Terciario. El hecho de que esta hipótesis pueda apoyarse en argumentos cartográficos y geomorfológicos razonablemente contrastados en otras áreas de la región (MARTÍN-SERRANO, 1988, 1991), no implica que deba considerarse siempre con precaución.

### 3.5.2. Evolución del relieve

La *penillanura salmantina* es el punto de partida de la reconstrucción de la historia paisajística de la Hoja. Pero antes existen otras referencias: las de los elementos sobre ella destacados, las sierras de La Peña de Francia, Tamames y de Frades en el borde meridional de la fosa. Dichas elevaciones constituyen relieves de resistencia de evolución policíclica y génesis diferencial como consecuencia de la desestabilización de las condiciones mesozoicas (GARCÍA ABBAD y MARTÍN-SERRANO, 1980). Dichas sierras no son sino testimonio de una época madura, estable y con una climatología tropical especialmente agresiva como atestiguan los sedimentos siderolíticos correlativos presentes en el afloramiento de Morille-Cuatro Calzadas (Hoja 388, Salamanca). El desmantelamiento de las alteritas mesozoicas desde el final del mesozoico y durante los albores del Terciario da lugar, en la cuenca, a tales depósitos y sobre el zócalo a una topografía rebajada cuyo estado final después de una lenta evolución policíclica es la *penillanura fundamental* (MARTÍN-SERRANO, 1988). Este concepto recoge un conjunto de superficies agrupadas en escalonamientos muy próximos y sin diferenciación en el horizonte.

A partir de esas altas superficies coronando los interfluvios, se ha rejuvenecido el relieve con el encajamiento de la red fluvial según dos etapas manifiestamente contrastadas. La primera consiste en una lenta degradación de la *penillanura fundamental* a partir de una evolución policíclica que da lugar a un sistema de superficies de erosión escalonadas hacia el Tormes y el Huebra desde la divisoria de Cabeza de Diego Gómez. La segunda supone una considerable aceleración de la incisión que origina el encajamiento actual de los ríos principales y el desarrollo de la red de tributarios secundarios. Ambas etapas tienen lugar en el Terciario y el Cuaternario paralelamente a acontecimientos que suceden en la fosa, en concreto a su etapa denudativa.

Previamente la sedimentación paleógena (Eoceno-Oligoceno) supuso la continuidad en los procesos denudativos (regradativos) del macizo antiguo (elaboración de *superficie fundamental*) y también el inicio de su fragmentación con la consiguiente movilidad de bloques a favor de importantes líneas de accidentación. Sin embargo, la etapa más importante de esta actividad geotectónica se concreta después del Paleógeno, en relación con la sedimentación

de conglomerados, arenas y fangos rojos miocenos. Dichos depósitos acaban sellando el accidente meridional que delimita la fosa (Hoja 502, Matilla de los Caños) por lo que es de suponer el cese de la actividad antes de la conclusión de dicha etapa. El sentido del flujo de estos mantos aluviales hacia el noroeste podría suponer la salida en esa dirección del drenaje de la fosa.

Los mantos aluviales de las rañas del borde meridional de la fosa están ligados a la jerarquización de la red fluvial. Éstas y las terrazas que siguen constituyen una secuencia perfectamente articulada hasta la situación actual del drenaje. El control que ejerce la fuerte incisión, en el entorno de Los Arribes, del sistema Duero-Tormes, necesariamente debe implicar una relación directa entre ésta y la degradación del piedemonte. La disección de éste en particular y la de la fosa en general, quedaría determinada por la progresiva captura de la fosa de Ciudad Rodrigo inducida por el encajamiento de Los Arribes en el sentido de MARTÍN-SERRANO (1991). Es una situación palpable al comparar el valor progresivo de la degradación de oeste a este en las sucesivas cuencas hidrográficas de los ríos Agueda, Yeltes y Huebra. La expresión concreta de este fenómeno progresivo en la Hoja es el codo de captura del arroyo de la Arganza que drena hacia el NNE, por un tributario del Huebra, mucho más profundamente encajado.

La cronología de estos procesos como la de la propia raña es siempre un problema. Los datos disponibles determinan que la construcción del piedemonte de relleno es entre el Paleógeno superior y el Mioceno inferior medio, es decir, correlativa al levantamiento de la Cordillera; para este episodio inicial de degradación del piedemonte con el emplazamiento de las rañas, el Neógeno superior/terminal; y desde esa etapa hasta la actualidad, el resto. Concretar más por el momento es imposible.

### 3.6. PROCESOS ACTUALES

En la actualidad, los procesos morfogenéticos dentro de la Hoja actúan con tasas imperceptibles. Esto es debido a la conjunción de varios factores. Por una parte, la transformación del paisaje por el uso agrícola ha dado lugar a la estabilización de muchas laderas. Por otra, ha habido una modificación de los patrones de drenaje mediante la creación de una red artificial regulada y la desaparición de cauces antiguos por los efectos de la concentración agrícola. Asimismo, la regulación de los principales cauces mediante embalses ha provocado un importante cambio en el régimen hídrico de éstos al homogeneizar el caudal a lo largo del año, lo que ha provocado la estabilización de los cauces. Probablemente, la tendencia climática actual (un menor contraste estacional) también amortigua los procesos morfogenéticos.

La confirmación de tales argumentos está en el hecho de que con anterioridad al uso intensivo del terreno y de la regulación fluvial, hay registro histórico de que los procesos de erosión y sedimentación ligados eran más importantes (p. ej., avenidas y desbordamientos importantes del río Tormes).

En conclusión, no hay una importante actividad morfogenética en la actualidad debido a la acción antrópica enfocada a menguar las modificaciones naturales del paisaje.

## 4. PETROLOGIA

En este capítulo se describen por una parte las características generales de las rocas ígneas (cartografía, descripción macroscópica de afloramiento y de las facies, textura, composición mineralógica y petrogénesis, y por otra el metamorfismo regional y de contacto tanto de rocas metasedimentarias como de ígneas y su relación con las facies de deformación.

### 4.1. ROCAS ÍGNEAS

Los granitoides que afloran en la Hoja se han clasificado en función de la relación existente entre los plutones cartografiados y las fases de deformación hercínica, así como en las características petrológico-mineralógicas más elementales de las facies predominantes en ellos, siguiendo en este sentido el tipo de clasificación propuesto por BELLIDO *et al.* (1987), para las rocas graníticas del N de Galicia.

De acuerdo con esta clasificación, se tiene:

Granitoides prehercínicos (prefase dos).

- Ortoneises glandulares (1).

Granitoides hercínicos (sincinemáticos).

- Leucogranitos holomoscovíticos de grano grueso con turmalina y granate. (Macizo de Ardonsillero-Rodas Viejas) (2).
- Conjunto de granitos y leucogranitos con turmalina, más menos granate, (Macizo de Doñinos de Ledesma) (3).
- Granito de dos micas de grano medio y grueso (4).
- Granito de dos micas de grano medio. (Macizo de Grandes) (5).
- Rocas básicas (6).

Granitoides hercínicos (tardicinemáticos). Macizo de Cipérez-Garcirrey.

- Conjunto de granitos de dos micas, grano grueso o medio, porfídicos (7).
- Conjunto de granitos de dos micas de grano grueso "ala de mosca" o mediano (8).
- Leucogranito (9).

#### 4.1.1. Granitoides prehercínicos (prefase dos)

##### 4.1.1.1. *Ortoneises glandulares (1)*

Los gneises glandulares se extienden ampliamente al norte de la cizalla de Juzbado y son especialmente abundantes en la Hoja de Ledesma (451), situada al norte de ésta. En el pequeño afloramiento que aparece aquí, los gneises están fuertemente milonitizados por la acción de la zona de cizalla por lo que conservan muy pocas características premiloníticas.

Las muestras menos deformadas son rocas cuarzo-feldespáticas mesócratas de grano grueso, con una marcada textura porfiroclástica foliada. El carácter porfiroclástico está determi-



nado por la presencia abundante de glándulas de feldespatos de 2 a 10 cm. de diámetro, con morfologías más o menos aplastadas y alargadas por efecto de la milonitización. La foliación que rodea a las glándulas está definida por agregados lepidoblásticos de biotita y sillimanita y adquiere una disposición anastomosada debido a la abundancia de glándulas. La matriz es un agregado granudo, inequigranular, de tamaño de grano variable debido a la milonitización, formado por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa, biotita, moscovita y sillimanita; en algunas muestras también se encuentra cordierita accesoria.

En el estadio premilonítico estas rocas están migmatizadas con la foliación prácticamente sincrónica con la fusión parcial y pueden definirse como "augen-estromatitas" (MEHNERT, 1971), aunque en ocasiones pueden llegar a estadios nebulíticos.

Estas rocas son correlacionables con el resto de los gneises glandulares del macizo hespérico y que son conocidos como gneises "Ollo de sapo". La interpretación petrogenética y la edad de estas rocas ha sido, y es, fuente de discusión, aunque la idea más extendida tiende a considerarlas como rocas ortoderivadas procedentes de granitoides subvolcánicos o extrusivos.

#### 4.1.2. **Granitoides hercínicos (sincinemáticos)**

Se describen en este apartado las unidades graníticas del área de estudio afectadas por estructuras planares precoces.

##### 4.1.2.1. ***Leucogranitos holomoscovíticos de grano grueso con turmalina y granate. Macizo de Ardonsillero-Rodasviejas (2)***

Aflora en la esquina SO de la Hoja, siendo los afloramientos muy escasos y de mala calidad excepto en la ribera del río Huebra, continuándose hacia el O por la Hoja de Villavieja de Yeltes. Este macizo en su parte O está intruido por el granito tardío de Cipérez-Garcirrey. Hacia el NE intruye en los metasedimentos del C.E.G., el contacto tiene la misma dirección que la foliación que presentan ambos materiales y hacia el S y E está recubierto por materiales terciarios.

Está constituido por una serie de granitos y leucogranitos de dos micas, de tamaño de grano variable de medio a grueso, presentando una fuerte deformación, la cual se observa muy bien, pues produce una fuerte foliación. En este sector, la foliación presenta una dirección N130°E y un buzamiento de 60-80° al SO. Se pueden observar a simple vista minerales accesorios como turmalina, granates, apatito, teniendo estos una distribución muy irregular, pero siendo en algunos puntos muy abundantes, sobre todo la turmalina y los granates.

Los enclaves que presenta son de tipo metamórfico, con unos tamaños que varían desde centimétricos hasta 2-3 m. de diámetro. Los diques son principalmente de cuarzo ("sierros"), con direcciones al NE, coincidentes con la fracturación tardihercínica, pegmatitas y aplitas.

La textura es holocristalina, heterogranular de grano medio a medio-grueso, con orientación deformativa. Los minerales principales son cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa, biotita y

moscovita. Los minerales accesorios son cordierita completamente pseudomorfizada, andalucita, sillimanita, opacos, circón y apatito. Los minerales secundarios son sericita, moscovita, clorita, rutilo, como resultado de los distintos procesos de desestabilización de los distintos minerales esenciales y accesorios.

El cuarzo se presenta con un tamaño de grano variable. Da la impresión de haber sufrido un proceso de recristalización, pues presenta formas bastante poligonales, sin extinción ondulante muy fuerte, con puntos triples de unión, lo cual no concuerda con la foliación que presenta en el campo. En aquellos cuarzos con extinción ondulante, se observa una tendencia de los granos a la poligonización. Otros tipos de cuarzo de origen tardío son aquellos que se encuentran incluidos dentro de las moscovitas tardías o formando bordes simplectíticos.

El feldespato potásico está casi completamente desestabilizado a moscovita y sericita principalmente, siendo de difícil reconocimiento.

La plagioclasa presenta formas anhedrales o se encuentra de forma intersticial, presenta la macla de la albita, nada perfitica. Está alterada con una intensidad variable a sericita y moscovita. El contenido en anortita es inferior a 10%.

La biotita se presenta en pequeñas placas, con un pleocroísmo que varía de marrón-rojizo a casi incolora. Se encuentra marcando una foliación. Está muy desestabilizada a moscovita. La cloritización es muy escasa, dando como subproducto rutilo. Presenta inclusiones de opacos y circones; estos últimos desarrollan halos pleocroicos.

La moscovita en su mayoría es de origen secundario, procedente de la desestabilización de varios minerales, los cuales se describen a continuación. Moscovita procedente de la biotita, la cual se presenta en grandes placas, con restos de biotita en su interior, así como de opacos, circones; suele presentar la misma exfoliación y la misma extinción, con lo cual también marcan la foliación dentro de la lámina. Otro tipo de moscovita procede a partir de la desestabilización de la andalucita; también se presenta en grandes placas, las cuales conservan pequeños restos de andalucita. Moscovita procedente del feldespato potásico también se presenta en grandes placas. Estos tipos de moscovitas suelen tener incluido cuarzo, así como desarrollar bordes simplectíticos. Otro tipo de moscovita de menor tamaño es el que se produce a partir de la desestabilización de la plagioclasa y cordierita.

La andalucita se presenta como restos incluidos en las moscovitas, presenta un ligero pleocroísmo que va de un rosa pálido a incoloro.

La cordierita se encuentra completamente pseudomorfizada a moscovita y sericita, presentándose estos minerales en formas bastante prismáticas.

Petrográficamente este granito se puede clasificar como un leucogranito de dos micas.

Por lo que se refiere a los enclaves de origen metamórfico (corneanas), estos presentan una foliación relictiva ligeramente plegada, la cual se encuentra marcada principalmente por la bio-

tita. Todo ello ha sufrido un proceso de recristalización, presentando los minerales formas subhedrales, sin fuerte extinción ondulante.

La mineralogía que presentan estos enclaves es la siguiente: cuarzo, plagioclasa biotita, moscovita, cordierita, clorita, turmalina, circones, opacos.

Algunas de las características más importantes de estos minerales son:

El cuarzo se presenta con formas poligonales, con puntos triples de unión y sin una extinción ondulante muy fuerte, dando lugar a una textura típica de recristalización.

La plagioclasa es subhedral a anhedral, con la macla de la albita. Las medidas realizadas sobre el contenido en anortita dan una composición de oligoclasa ácida. Están poco o nada sericitizadas.

La biotita se presenta en formas subhedrales, de color marrón-rojizo. Se encuentra marcando una esquistosidad muy grosera, la cual está ligeramente plegada. Está poco alterada a clorita, con formación de rutilo, así como desestabilizada a moscovita. Se puede observar una biotita de pequeño tamaño que procede de la retrogradación de la cordierita y que está parcialmente cloritizada.

La moscovita es mucho más escasa que la biotita, presentándose con el mismo tamaño o en placas un poco mayores. Se pueden diferenciar dos moscovitas, una de origen primario y otra de origen secundario y procedente de la retrogradación de la biotita y de la cordierita.

La cordierita se observa en formas bastantes prismáticas y está totalmente pseudomorfizada a clorita, moscovita, cuarzo, biotita y feldespato potásico.

#### **4.1.2.2. *Granitos de dos micas y leucogranitos con turmalina (+/- granate). Macizo de Doñinos de Ledesma (3)***

Los leucogranitos turmalínicos de Doñinos de Ledesma se encuentran en el centro-norte de la Hoja y se extienden hacia el norte por la Hoja de Ledesma (451). Estos leucogranitos intruyen hacia el E y hacia el O en los metasedimentos véndico-cámbricos. En su parte sur están intruidos por el granito tardío de Sando (facies común del Macizo de Cipérez-Garcirrey). Dentro de este grupo se pueden diferenciar dos facies de granitos-leucogranitos:

- Facies de grano grueso, dos micas (facies común) (3).
- Facies de grano fino (3a).

En general, estos granitos afloran mal debido al desarrollo de la penillanura en esta zona y a que en parte se encuentran recubiertos por materiales terciarios. En la mayoría de los escasos afloramientos el granito aflora en lajas a ras de suelo o bien en pequeños bolos y lancharas. Las facies de grano grueso presentan una fuerte deformación, con una fábrica plano-linear ( $L < S$ ) de dirección N130°E, horizontal, marcada por las micas y por el cuarzo princi-

palmente. A escala cartográfica estos leucogranitos dan lugar a una pequeña antiforma con el eje del pliegue paralelo a la lineación.

### *Granito grano grueso, dos micas (3)*

Se encuentra situado en el centro-norte de la Hoja, pasando hacia el norte a la Hoja de Ledesma (451). Cartográficamente tiene una forma alargada según la dirección N130°E.

Esta facies tiene la mayoría de los cristales macroscópicamente visibles situados entre 5 y 10 mm, con algunos feldespatos de hasta 15 mm, aunque en ningún caso tienen textura porfídica. La biotita aparece en cristales relativamente grandes, 5-8 mm, recordando a los granitos con textura "ala de mosca"; presentan secciones basales equidimensionales y algo idiomorfas. La moscovita tiene un tamaño de grano variable (2-6 mm), xenomorfa y de contornos irregulares. En muchas ocasiones se encuentran en intercrecimientos con la biotita, a la que puede rodear total o parcialmente. La turmalina se presenta en cristales prismáticos subidiomorfos de hasta 3 mm de diámetro y 8 mm de largo o bien se puede encontrar en nódulos que recuerdan a cavidades mirolíticas; su abundancia es mucho menor que en la facies a.

Hacia el NE hay una disminución de biotita, hasta casi desaparecer, y un aumento de la turmalina (paso gradual de una a otra).

Las texturas que presentan son holocristalinas, alotriomorfas e inequigranulares; cuando el granito está deformado presenta texturas foliadas e incluso miloníticas.

Como minerales principales tiene cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios se encuentran opacos, apatito, circón, turmalina, granate.

El cuarzo forma agregados policristalinos, con los cristales de hábito anhedral o bien con los hábitos muy condicionados por la deformación.

Los únicos fenocristales los forma el feldespato potásico, con un tamaño de 8 a 12 mm, subhedrales, siempre con la macla de la microclina, no perfiticos y con abundantes inclusiones de plagioclasas, moscovita y apatito. Otros cristales de menor tamaño (4-5 mm) también subidiomorfos, presentan las mismas características. Es abundante otro feldespato de tamaño pequeño (1-3 mm), sin macla, alotriomorfo y con carácter intersticial que está sustituyendo de forma parcial y corroe a la plagioclasa.

La plagioclasa forma cristales individuales, de 4 a 8 mm, euhedrales a subhedrales y con hábito tabular. Presenta de manera generalizada las maclas de albita y carlsbad. Tiene inclusiones de apatitos de hábito acicular. Presenta procesos de sericitización y moscovitización.

La biotita se presenta en cristales aislados de 3-5 mm, rara vez en agregados; tiene orlas parciales de moscovita; ambas micas están en continuidad óptica.

La moscovita se encuentra en agregados policristalinos de 3 a 5 individuos o en cristales individuales que no llegan a superar los 5 mm.

La turmalina es el accesorio más característico; se presenta en cristales prismáticos, con un tamaño mayor que el resto de los componentes de la roca.

#### *Leucogranitos de grano fino con turmalina (3a)*

Este granito se encuentra en el centro-norte de la Hoja, en dos afloramientos en forma de lámina granítica.

Los afloramientos están formados por un leucogranito de grano fino (1-2 mm), holomoscovítico con biotita muy accesoria, textura sacaroidea y a veces carácter aplítico. Una característica muy llamativa de esta facies es la gran abundancia de turmalina, que se presenta en pequeños prismas idiomorfos de 5-10 mm; es frecuente observar pequeños granates de 3-4 mm de diámetro.

Las texturas que presenta el granito son holocristalina, alotriomorfa, subequigranular, con un tamaño que oscila entre 1 y 2 mm.

Como minerales principales tiene cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita. Como accesorios tiene turmalina, opacos, apatito, circón y biotita.

El cuarzo se encuentra en agregados policristalinos cuya forma se encuentra fuertemente condicionados por la deformación.

Los cristales mayores (2-3 mm) son de plagioclasa subidiomorfa, con la macla de la albita y carlsbad. Tiene inclusiones reticulares de moscovita y, a veces, presenta procesos de sustitución por feldespato potásico en la parte central de los cristales.

El feldespato potásico se encuentra en cristales de 2 mm. alotriomorfos, con la macla de la microclina.

La moscovita se presenta en pequeños cristales aislados cuyo hábito está condicionado por la deformación, presentando peces de micas.

Todas las facies muestran una fuerte deformación, sobre todo las facies de grano grueso, con una foliación mineral muy marcada principalmente por el cuarzo, que además tiene texturas de recristalización.

#### **4.1.2.3. Granitos de dos micas de grano medio y grueso (4)**

Se encuentra situado al NO de la Hoja en dos afloramientos, continuándose uno de ellos hacia el N por la hoja de Ledesma (451). Aflora en lajas a ras de suelo o en pequeños bolos

en pequeños lanchares cuya morfología está condicionada por la fuerte deformación que presenta.

En general, tiene una foliación según N110°E/ 20-30°S, en su parte norte; en el límite con la Hoja de Ledesma se encuentra afectado por la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo. Es muy frecuente observar criterios de falla normal con el bloque sur hundido.

Es muy rico en turmalina, lo cual hace que se asemeje mucho a los granitos descritos anteriormente. La turmalina se presenta en nódulos alargados según la dirección predominante (N110°E).

Se observan fracturas frágiles de dirección N10°E/65°O, que corresponden a las fracturas tardihercínicas.

Las texturas que presenta son holocristalina, heterogranular de grano fino a fino-medio, deformativa con reducción del tamaño de grano y recristalizada.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita) y moscovita. Como minerales accesorios, opacos, apatito, circón, turmalina y biotita.

Toda la mineralogía está condicionada por la deformación que sufre el granito. La deformación se manifiesta principalmente en el cuarzo y en la moscovita. El cuarzo sufre una reducción del tamaño de grano que se manifiesta en bandas con diferente intensidad y dentro de estas bandas presenta texturas de recristalización con formas poligonales, bordes rectos y puntos triples de unión. La moscovita se presenta en agregados de pequeños cristales alargados que marcan la foliación; se puede diferenciar otro tipo de moscovita en grandes placas que tienen formas de peces de micas. La plagioclasa y el feldespato potásico forman microfenocristales cuyo hábito también está condicionado por la deformación, con cristales redondeados, alargados según la foliación y, a veces, con sombras de presión.

#### 4.1.2.4. **Granito de dos micas de grano medio (Macizo de Grandes) (5)**

Está situado en la parte noroeste de la Hoja, continuándose hacia el oeste por la Hoja de Villavieja de Yeltes. Se encuentra a lo largo del borde norte del macizo de Cipérez-Garcirrey, por el cual está intruido, con una dirección N50E. Aflora formando berrocales, con bolos redondeados de pequeñas dimensiones y como lajas a ras del suelo. Intruye en los materiales vendico-cámbricos situados al N.

Está formado por un granito de dos micas, grano grueso, no porfídico y de color leucocrático. Tienen una matriz inequigranular y una textura en "ala de mosca" formada por la biotita, la cual se presenta en grandes placas de 7-8 mm. La moscovita se presenta con un tamaño un poco menor que la biotita. Muy raramente se observan fenocristales de feldespato potásico, de forma exagonal con un tamaño de 2 cm.

Este granito en su parte norte se encuentra afectado por la zona de cizalla dúctil senextra de Juzbado-Penalva do Castelo; presenta orientaciones según N70°E, buzando 60-70° al sur. En

algunos puntos se observa una reducción de tamaño de grano, sobre todo en las micas. Fuera de la zona de cizalla, el granito presenta una orientación N130°E y buzando al S, la cual es concordante con las estructuras regionales que se encuentran en la zona.

La textura es holocristalina, inequigranular, algo porfídica de grano grueso, con orientación deformativa producida por la cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo, que da lugar a una foliación marcada principalmente por las micas; también se observa una reducción del tamaño de grano, dando lugar a una textura de tipo mortero.

Este granito se encuentra afectado por la cizalla senextra de Juzbado-Penalva do Castelo, observándose en las láminas una fuerte deformación, con reducción del tamaño de grano y orientación de los minerales, principalmente de las micas. Al observar en lámina delgada esta deformación, se aprecia que es más intensa en estrechas bandas que se anastomosa y donde se pueden observar estructuras C-S con criterio senestro. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son circón, apatito y opacos. Como minerales secundarios tenemos clorita, rutilo, sericita, feldespato potásico, sericita como resultado de la cloritización de la biotita y sericitización de la plagioclasa. El feldespato potásico procedente de la biotita se dispone en finos husos en los planos (001), pero es muy escaso. También se puede diferenciar una moscovita secundaria procedente de la biotita y que da lugar a grandes placas de moscovita tardía, y otra procedente de la plagioclasa con menor tamaño que se encuentra orientada dentro de cada cristal de plagioclasa.

El cuarzo principal es alotriomorfo, con fuerte extinción ondulante, formando *ribbons* sigmoidales; en las láminas delgadas, donde se observa una deformación muy intensa, el cuarzo puede presentar una fuerte poligonización, con bordes suturados y también se pueden observar formas poligonales con puntos triples de unión y sin extinción ondulante.

El feldespato potásico es microclina, con extinción ondulante, con zonas donde se observa una fuerte reducción del tamaño de grano, dando lugar a texturas en mortero. En láminas donde la deformación es más intensa, el feldespato potásico presenta formas poligonales, con puntos triples de unión, con finas micas entre los cristales; junto con el cuarzo que presenta esta misma textura, se puede decir que ha existido un proceso de recristalización. El feldespato potásico presenta textura pertítica y mirmequítica. Incluye a cuarzo y a plagioclasas bastante idiomorfas.

La plagioclasa, en las zonas menos deformadas, es subidiomorfa a idiomorfa, con la macla de la albita, observándose que está deformada en las zonas próximas a la zona de cizalla, produciéndose una reducción del tamaño de grano. Está poco sericitizada, tiene inclusiones de cuarzo y moscovita.

Otro tipo de plagioclasas se encuentran como inclusiones de los feldespatos potásicos, presentado formas subhedrales a euhedrales, con los núcleos alterándose a sericita.

Los moscovita se presenta en grandes placas procedentes de la biotita principalmente, quedando restos en su interior, así como de los circones y apatitos. Con la deformación, las micas (moscovita y biotita) presentan extinción ondulante, con *kink* y tienden a formar peces

de micas. Otra moscovita es la procedente de la plagioclasa, que se presenta en pequeñas láminas, y se dispone según las líneas de exfoliación de la plagioclasa. Otro tipo de moscovita, pero menos abundante, es la procedente del feldespato potásico. De acuerdo con lo dicho, la gran mayoría de la moscovita tiene un origen tardío y/o secundario.

La biotita se presenta en pequeñas placas de color marrón-rojizo con frecuentes inclusiones de circones metamicticos, y a veces de apatito. Está poco alterada a clorita.

#### 4.1.2.5. **Rocas básicas (6)**

Se encuentran situadas al SO de la Hoja, en un pequeño afloramiento con forma circular que intruye a los granitos de dos micas y leucogranitos holomoscovíticos (granitos de Ardonsillero-Rodasviejas). Se trata de una roca de grano medio, color muy oscuro y compuesta casi únicamente por anfíbol.

En superficie se observa muy mal; todo lo contrario ocurre en la pequeña explotación minera que se encuentra dentro de la roca básica. Se trata de una explotación de feldespato de un dique de pegmatita con dirección N130°E/50°NE; tiene los feldespatos de color rosa, biotitas en punta de flecha que pueden alcanzar los 10 cm. de largo y se pueden observar pequeños granates.

En lámina delgada la roca presenta una textura holocristalina, equigranular. El mineral principal es un anfíbol (tremolita-actinolita). Como accesorios se encuentran flogopita, ligeramente alterada a clorita, circón y opacos.

#### 4.1.3. **Granitoides hercínicos tardicinemáticos**

Se describen en este apartado los materiales de la unidad granítica macizo de Cipérez-Garcirrey y los de dos afloramientos semejantes situados al NE del citado Macizo, el de San Román (km 10 ctra. de Robliza a Doniños de Ledesma) y el de Garcigrande, unos tres km al NW de Rollán. El emplazamiento de todos ellos es posterior a la tercera fase de deformación (D<sub>3</sub>) y anterior a la cuarta (D<sub>4</sub>).

El Macizo de Cipérez-Garcirrey presenta una forma redondeada, continuándose hacia el O por la Hoja de Villavieja de Yeltes, intruye a los granitos de dos micas en su parte E y aflora en grandes bolos de dimensiones métricas, redondeados y con formas alargadas de dirección N-S, debido al fuerte diaclasado que presenta. Más hacia el E se encuentran otros dos afloramientos de la facies común, al S de la localidad de Guejo de Don Diego.

En general, en el campo se puede diferenciar tres tipos de facies, las cuales son:

- a) Granito grano grueso-muy grueso, dos micas, porfídico y con cordierita (facies común, 7). Se ha diferenciado una facies de grano más fino (7a) que se encuentra en el Macizo de Cipérez-Garcirrey y en el pequeño Macizo situado al S de Guejo de Don Diego.



- b) Granito tipo "ala de mosca", con dos subfacies, una de grano grueso-muy grueso (8), y otra de grano medio (8a) (leucogranitos de dos micas).
- c) Leucogranito principalmente moscovítico (9).

Las facies b y c no presentan ningún tipo de foliación y orientación de los minerales.

En el macizo de Cipérez-Garcirrey se observan dos familias de fracturas: una con dirección N 20°E a N30°E y otra familia de fracturas con dirección N-S. Estas dos familias de fracturas producen un movimiento del bloque oeste hacia el S. El granito, en la facies a, presenta un fuerte diaclasado N-S, que condiciona la morfología de los afloramientos.

Se observan los siguientes tipos de diques: los de cuarzo ("sierros"), con direcciones N 30° E, y que intruyen a favor de las fracturas mencionadas anteriormente; en el macizo de Cipérez-Garcirrey se puede observar un dique de pórfido que se encuentra en la parte más occidental del macizo, en la hoja de Villavieja de Yeltes, dentro de la facies común; tiene una dirección N100°E.

Las características de este dique que se observan en el campo son: el cuarzo presenta formas angulosas y redondeadas (en estas se pueden apreciar golfos de corrosión). No contiene moscovita. La biotita varía de xenomorfa a idiomorfa, con un tamaño de 3-4 mm. Los feldespatos tienen formas tabulares y exagonales con un tamaño de 4 cm., pudiendo alcanzar los 7 cm. En los de forma exagonal, se puede observar a simple vista un zonado, a veces marcado por la inclusión de finas biotitas. Los feldespatos están orientados con una dirección N 100°E a N 110°E, al igual que en los afloramientos que los rodean.

El Macizo de Cipérez-Garcirrey no se encuentra afectado por la zona de cizalla dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo. Las orientaciones que presenta, con direcciones norteadas, se pueden deber a que estos cuerpos han intruido en un estado de esfuerzos correspondientes a la fase 4 hercínica (D<sub>4</sub>).

#### 4.1.3.1. **Facies común (7) y facies de grano medio (7a)**

Ocupa la mayor parte del macizo y es la facies principal. También se pueden observar otros dos afloramientos situados hacia el E y de menor extensión, que junto con el Macizo de Villavieja de Yeltes siguen una dirección N 70°E, paralela a la dirección de la zona de cizalla dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo. Está constituido por un granito de grano grueso a muy grueso, dos micas; localmente la biotita es más abundante que la moscovita, y con carácter porfídico. Tienen una matriz inequigranular y el carácter porfídico está marcado por los feldespatos. Aflora en grandes bolos de dimensiones métricas y con forma redondeada.

La biotita presenta formas xenomorfas a subidiomorfas, con un tamaño de 2-3 mm como más frecuente. La moscovita presenta el mismo tamaño, aunque se puede diferenciar otro tipo de moscovita que se presenta en grandes placas de hasta 7 mm. El cuarzo se

presenta en grandes cristales de 10-15 mm de diámetro. Los feldespatos presentan formas subidiomorfas a idiomorfas, tabulares o hexagonales, con un tamaño de 4-5 cm, pero pueden alcanzar los 7-8 cm, presentando maclas que se pueden observar a simple vista. Los feldespatos de forma hexagonal presentan un zonado, a veces marcado por la inclusión de finas biotitas, dando lugar a texturas de tipo Frasl. Los feldespatos tienen pequeñas oquedades con tonalidades rojizas o rosáceas. Se observan prismas de cordierita de 1-2 cm de longitud, y siempre están alterados a un agregado de minerales de color verde oscuro. El granito tiene turmalina de forma diseminada o formando cavidades miarolíticas. Es frecuente encontrar bolsadas de tipo pegmatítico ricas en feldespato y turmalina.

Localmente, se encuentran *schlieren* formados por un granito de grano medio muy rico en biotita y que no tiene carácter porfídico.

El granito presenta una orientación marcada principalmente por los feldespatos, aunque también puede estar marcada por la biotita, con unas direcciones N-S y N 170° E como más frecuentes.

Los enclaves que se han observado, aunque muy escasos, son biotíticos, metamórficos, migmatíticos y microgranudos, todos ellos de pequeño tamaño.

La facies común del macizo es comparable a la que constituye el Macizo de Villavieja de Yeltes, situado en la parte occidental de la Hoja de Villavieja de Yeltes (476).

La textura del granito varía de alotriomórfica a hipidiomórfica inequigranular y generalmente es de tendencia porfídica debido al desarrollo de fenocristales y megacristales de feldespato potásico que destacan en tamaño frente a los constituyentes de la mesostasis, superando fácilmente 0,5 cm de longitud en lámina delgada; en ocasiones también las plagioclasas muestran una tendencia a desarrollar fenocristales, pero nunca llegan a alcanzar los tamaños del feldespato potásico. De todas formas la textura porfídica es poco acusada dado el tamaño de grano de los componentes de la mesostasis.

Las principales variaciones observadas en las muestras estudiadas de este macizo radican en el diferente grado de porfidismo de la roca, es decir, variaciones en el porcentaje y tamaño del feldespato potásico, así como variaciones relativas de los constituyentes mayoritarios y de la relación biotita/moscovita. Una característica a destacar es la presencia común, aunque siempre en cantidades accesorias, de silicatos de aluminio, andalucita y sillimanita (generalmente fibrolita), así como pseudomorfos o agregados procedentes muy probablemente de la desestabilización total de cordierita, mineral que nunca se ha observado fresco en las muestras estudiadas. Otros accesorios siempre presentes son apatito, opacos, rutilo, circón y quizás otros minerales radiactivos no identificados.

Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios se encuentra sericita, moscovita, clorita, rutilo, esfena, leucoxeno, epidotas, feldespato potásico, albita, cuarzo, óxidos de hierro, carbonatos, topacio, fluorita y turmalina.

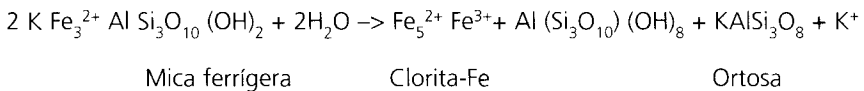
El feldespató potásico es uno de los constituyentes mayoritarios de la roca y se presenta con varias formas. En la mesostasis se encuentran como cristales o agregados generalmente de hábitos anhedrales que pueden presentar maclas de carlsbad y microclina; este feldespató potásico se caracteriza por ser escasamente o nada pertítico y pobre en inclusiones. Más raramente puede mostrar carácter intersticial.

La mayor parte del feldespató potásico se encuentra, sin embargo, constituyendo fenocristales de 0,5 a 1,5 cm de longitud, aunque su tamaño es variable y de tendencia seriada llegando a desarrollar megacristales que alcanzan los 4 o 5 cm. Son cristales de hábitos subhedrales, casi siempre maclados carlsbad y que suelen mostrar o no macla de la microclina, la cual puede estar desarrollada afectando parcial o totalmente al cristal.

Al contrario que los cristales de la mesostasis son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita, feldespató potásico de menor tamaño y sobre todo plagioclasas, las cuales suelen mostrar una disposición zonada (inclusiones Frasl). La abundancia de las inclusiones hace que en muchos casos presente un hábito marcadamente poiquilitico. Por otro lado, algunos cristales parecen haber tenido más de un episodio de crecimiento puesto de manifiesto por el reconocimiento de antiguos bordes más o menos netos, los cuales pueden estar marcados por inclusiones.

Otra característica que los individualizada de los cristales de la mesostasis es que suelen ser cristales muy pertíticos en los que se desarrollen más de una generación o sistemas de pertitas conjugadas. Morfológicamente pueden considerarse como "film pertite" y "vein pertite" correspondientes principalmente a los tipos "string, band or ribbon, braid, interpenetrating, flame" y pertitas de tipo "patch", según la clasificación de ALLING in SPRY (1969). Así pues, aunque existen algunas pertitas de exolución ("string"), son en su mayoría pertitas de sustitución debidas a procesos de albitización postmagmática.

Además, el feldespató potásico debe tener un crecimiento blástico en etapas tardías o postmagmáticas durante el cual sustituye o reemplaza parcialmente a las plagioclasas y llega a englobar en algún caso al cuarzo que forma agregados en la mesostasis (cuarzo normal de la roca o cuarzo III); por último, existen pequeñas cantidades de feldespató potásico de origen secundario originadas de los procesos de cloritización de la biotita de acuerdo con la reacción de CHAYES (1955):



En el feldespató potásico presenta formas de huso según las trazas de exfoliación de la Clorita, planos (001).

La plagioclasea puede encontrarse como cristales aislados y más frecuentemente en agregados, con hábitos subhedrales o anhedrales. Algunos cristales constituyen fenocristales que destacan ligeramente sobre la mesostasis. Suelen estar macladas según albita, albita-carlsbad y periclina, presentan zonados composicionales continuos u oscilantes y en algunos

casos zonados irregulares o a parches, "patchy zoning" de VANCE (1965), afectando a los núcleos de los cristales.

Los cristales no zonados muestran una composición predominantemente albítica con  $AN > 10\%$ , mientras que los cristales zonados tienen núcleos de oligoclasa ácida  $An_{14-12}$  y bordes albíticos  $An_4$  (CARNICERO, 1980; CARNICERO *et al.*, 1987), aunque estos autores dan un contenido de  $An_{31}$  en el núcleo de una plagioclasa zonada. Estas plagioclasas de composición predominantemente albítica o albíta-oligoclasa ácida son consideradas por algunos autores (TUTTLE y BOWEN, 1958) como originadas por desmezcla y no como un producto de cristalización magmática. Sin embargo, de acuerdo con CORRETGE y MARTÍNEZ (1975) las consideramos de origen primario dado que como describen estos autores la albíta aparece incluida y corroída por el feldespato potásico, lo que descartaría una desmezcla feldespática.

Engloban inclusiones correspondientes a biotita, opacos, rutilo granular parcialmente alterado, leucoxeno, rutilo acicular, plagioclasas de menor tamaño, cuarzo, apatito y pequeños cristales de andalucita rodeados o no por coronas moscovíticas.

La alteración es por lo general poco intensa y casi siempre parcial afectando principalmente al núcleo de los cristales. La alteración más frecuente es a agregados de sericita-moscovita, aunque también se alteran a minerales arcillosos; en casos aislados se originan pequeñas cantidades de epidota (zoisita, clinozoisita) y una sola vez se han observado carbonatos como producto de alteración. Es típico que presenten núcleos de color rosado o pardo rojizo y algunas veces oscurecidos por óxidos de hierro. Es común la existencia de fluorita anhedral asociada a las plagioclasas, mineral de cristalización tardía o secundaria relacionado muy probablemente con el proceso de sericitización (SCHERMERHORN, 1956).

Otro tipo de plagioclasa presente correspondiente a albíta secundaria desarrollada por procesos de albitización postmagmática en la que además de albíta originada en los procesos de pertitzación por sustitución antes, se incluirían: 1) albíta mirmequítica originada en el contacto plagioclasa-feldespato potásico; y 2) albíta intergranular monocristalina y policristalina, a veces débilmente mirmequítica, desarrollada principalmente en el interfase feldespato potásico-feldespato potásico, tal y como describen CORRETGE y MARTÍNEZ (1975) dentro de los procesos de albitización secundaria o postmagmática.

En el primer caso no se puede hablar exactamente de una albitización mirmequítica, ya que aunque existe una acción blástica de la plagioclasa sobre el feldespato potásico adquiriendo la primera una cierta morfología lobulada, el desarrollo de mirmequitas es bastante escaso. De todas formas esta pobreza de cuarzo mirmequítico podría explicarse por el escaso contenido en Ca de las plagioclasas, dada la relación directa existente entre su contenido en Ca y la riqueza en bastoncitos de cuarzo (WIDENFALK, 1969). El segundo caso de albitización está mejor desarrollado, siendo frecuente que la albíta intergranular forme orlas continuas en los contactos entre feldespatos potásicos. Aunque es poco frecuente, en el proceso de albitización puede originarse albíta en cierta tendencia coalescente como la descrita por CORRETGE y MARTÍNEZ (1975).

El cuarzo aparece también con diferentes formas y significado. El mayor porcentaje en la roca se encuentra como agregados de cristales anhedrales que fácilmente alcanzan o superan el

centímetro (3-10 mm) y engloban los minerales previamente cristalizados. Estos agregados presentan frecuentemente formas externas globosas, mientras que los contactos entre granos suelen ser suturados. Muestra señales de deformación como extinción ondulante y poligonización más o menos acusada. Algunos cristales son ricos en agujas de rutilo. Más raramente el cuarzo se encuentra rellenando intersticios en la roca.

Con anterioridad al desarrollo de los agregados es posible que haya habido una escasa cristalización de cuarzo más precoz representado por inclusiones de contornos corroídos englobadas principalmente en el feldespato potásico (cuarzo I). Además se distinguen algunos cuarzos con morfología alargada en ocasiones asociados a los bordes de inclusiones de biotita y plagioclasas, en el feldespato potásico o siguiendo planos de maclas; este cuarzo (cuarzo II) es considerado por SCHERMERHORN (1956) como de cristalización precoz a partir de gotas de magma residual atrapadas en feldespato potásico.

El resto del cuarzo presente en la roca es tardío o postmagmático. Se incluye aquí el cuarzo originado por recristalización del primero o cuarzo normal de la roca (cuarzo III) que corroe a la biotita y sobre todo al feldespato potásico y plagioclasa en los que llega a aparecer como inclusiones que muestran una extinción común entre ellas y con el cuarzo externo adyacente (cuarzo IV); cuarzo de mirmequitas (cuarzo V), como ya se ha dicho es relativamente escaso; cuarzo en forma de redes de finas venillas, o cuarzo VI de SCHERMERHORN (1956), que reemplaza al feldespato potásico y suele mostrar extinción común al cuarzo asociado con moscovita histerógena formando muy frecuentemente crecimientos simplectíticos en sus bordes.

La biotita se encuentra principalmente como cristales aislados y más raramente forma agregados de dos o tres cristales. Presenta tamaños inferiores a 3 mm. Es de hábito subhedral o anhedral (más frecuente en las secciones basales) y muy pleocroica:

Ng, Nm ——— amarillo rojizo o castaño muy oscuro  
Np————— amarillo claro

Engloba abundantes inclusiones de apatito, opacos, circón y a veces es extraordinariamente rica en halos pleocroicos u otros minerales radiactivos no identificados.

La alteración es variable en intensidad de unos cristales a otros. Puede estar parcialmente sustituida por moscovita que crece en muchos casos en continuidad cristalográfica con la biotita; esta transformación suele ir acompañada de la formación de ilmenita. El otro proceso de alteración es la cloritización, que puede ser parcial, según las trazas de exfoliación de la biotita o afectar a todo el cristal. Los productos de alteración más frecuentes que acompañan a la clorita son rutilo sagenítico, esfena, epidotas, rutilo granular + leucoxeno, feldespato potásico y fluorita.

La moscovita se encuentra en porcentajes variables de unas muestras a otras, pudiendo superar en proporción a la biotita; presenta tamaños próximos a los de la biotita, pero generalmente desarrolla tamaños algo superiores. Suele estar asociada a la biotita según cristales de hábito subhedral o blástico aunque es más marcado cuando aparece en cristales aislados que crecen preferentemente sobre el feldespato potásico.

Se trata de un mineral de cristalización tardía, moscovita histerógena, que se desarrolla principalmente a expensas de feldespato potásico en etapas postmagmáticas, o de origen secundario originado por la alteración de las plagioclasas y biotita, según ya se ha descrito, y de la andalucita.

Los cristales blásticos suelen presentar intercrecimientos con cuarzo (cuarzo VI), de tipo simplectítico en los bordes, y desarrollar apófisis dactilíticas sobre el feldespato potásico a veces acompañadas de sillimanita. Por otra parte, no es raro que las moscovitas blásticas engloben cristales de andalucita relicticos y agregados de pequeños prismas de sillimanita o de fibrolita. En este caso es muy probable que la moscovita tenga un origen secundario constituyendo un producto de desestabilización de la andalucita. Por último, la moscovita aparece en agregados xenomorfos o formando pseudomorfos, acompañada de clorita y cuarzo, constituyendo un producto de desestabilización total de cordierita a la que recuerda algunos pseudomorfos por la forma que presentan.

La andalucita, sillimanita y cordierita se encuentran siempre en cantidades accesorias, pero su presencia es muy común. La andalucita está casi totalmente transformada en moscovita, aunque es muy frecuente que se conserven pequeños restos dentro de ésta. Además aparece como inclusiones en las plagioclasas mostrando una corona externa de sericita o moscovita. Suele tener un débil pleocroismo rosado.

La sillimanita se encuentra, como ya hemos dicho, en pequeños prismas o en agregados de fibrolita dentro de la moscovita asociada a andalucita y en cristales de moscovita histerógena crecidos sobre feldespato potásico. Por último, la cordierita está totalmente desestabilizada a moscovita y clorita a las que pueden acompañar cuarzo y andalucita. La transformación de cordierita a andalucita se explicaría según CARNICERO (1980) por la reacción:  $Mg \text{ cordierita} + H_2O \rightarrow Mg \text{ clorita} + \text{Alsilicato} + Q$ , reacción dada para rocas metamórficas a bajas presiones por SEIFERT y SCREYER (1970).

Tanto andalucita como cordierita y sillimanita han sido considerados como restos de fusión, restitas, al igual que los xenolitos de naturaleza pelítica englobados en el granito (CARNICERO, 1980). De todas formas algo de andalucita tendría un origen secundario a partir de la fase aluminica sobrante en la moscovitización de la andalucita.

La desestabilización total de cordierita en pinnita y moscovita se explicaría por la influencia del magma rico en  $K^+$  (CARNICERO, 1980) mientras que la andalucita y sillimanita se conservarían, ya que son estables en condiciones superiores al "minimum melt" según las curvas de RICHARDSON *et al.* (1969), ALTHAUS (1967) y ALTHAUS *et al.* (1970).

Una interpretación sobre el origen de la andalucita, sillimanita y cordierita es la proporcionada por UGIDOS (1973) y MARTÍNEZ (1974), entre otros. Asimismo, parte de la biotita contenida en el granito podría tener el mismo origen o significado (CARNICERO, 1980).

En cuanto al resto de los minerales accesorios, el circón incluido en buena parte de los constituyentes esenciales de la roca muestra muy frecuentemente hábitos bipiramidados y zonados concéntricos, mientras que cuando está incluido en biotita es de menor tamaño y de

morfología más redondeada. Es posible que los halos pleocroicos de la biotita no sólo sean originados por inclusiones de circón, pudiendo ser debidos a otros minerales radiactivos no identificados, recordando alguno de ellos por su hábito, a la monacita.

El apatito es otro accesorio incluido en casi todos los constituyentes de la roca. Muestra hábitos prismáticos, hexagonales o aciculares, mientras que algunos apatitos de mayor tamaño son más redondeados y ricos en inclusiones de circón y otros identificables, los cuales pueden tener disposiciones orientadas. Los opacos son escasos, de pequeño tamaño y hábitos anhedrales o redondeados. El rutilo es relativamente frecuente como cristales de hábito acicular incluido en parte de los constituyentes mayoritarios aunque es más abundante en el cuarzo; también aparece incluido en biotita y en algún caso en plagioclasa con morfología granular parcialmente alterada a leucoxeno.

Como minerales de cristalización tardía, además de fluorita anhedral asociada a las plagioclasas y con formas alargadas siguiendo trazas de exfoliación en biotita y clorita, es muy frecuente el topacio, que raramente desarrolla formas idiomorfas, siendo más común que muestre hábitos anhedrales; está relacionado principalmente con las plagioclasas y feldspatos potásicos en los que también aparece con formas irregulares muy finas. Además en escasas muestras se ha observado algún cristal de turmalina asociado a los agregados de moscovita y clorita originados a partir de cordierita.

En cuanto a los enclaves englobados por el granito, como ya hemos dicho, uno de los observados corresponde a un esquistito afectado por un metamorfismo regional de alto grado, zona de la sillimanita, en el que la paragénesis es: biotita-moscovita-andalucita-sillimanita. Como accesorios contiene circón, opacos y rutilo + leucoxeno. Alternan en él niveles micáceos ricos en silicatos de aluminio y niveles cuarzo-plagioclásicos más pobres en micas. La andalucita está parcialmente transformada a moscovita, quedando pequeños restos frescos o alterados a filosilicatos de color oscuro. La sillimanita aparece como agregados de fibrolita asociados a biotita y como pequeños prismas o agujas incluidas en la moscovita originada en la desestabilización de la andalucita. Por otra parte, se observan agregados de moscovita y clorita que podrían derivar de la transformación total de cordierita.

El otro enclave corresponde a un microgranito de textura microporfídica con mesostasis alotriomórfica. Los constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, mientras que como accesorios contiene opacos, apatito, circón, rutilo, turmalina y andalucita. Los secundarios son principalmente clorita, sericita, moscovita, rutilo saogenítico y óxidos de hierro.

El feldespato potásico aparece como un constituyente de la mesostasis, es anhedral, no peritítico y suele mostrar desarrollada la macla de microclina. Sustituye a las plagioclasas en las que puede formar una corona externa quedando el núcleo sin reemplazar. Engloba abundantes inclusiones de cuarzo con formas redondeadas.

Las plagioclasas se encuentran como un constituyente de la mesostasis o formando microfenocristales. Son subhedrales y muestran núcleos alterados a sericita-moscovita, a agregados microcristalinos o se encuentran oscurecidos por óxidos de hierro. Al igual que el fel-

feldespato potásico engloba abundantes inclusiones de cuarzos redondeados. En el contacto con el anterior existe un débil desarrollo de mirmequitas.

El cuarzo forma también microfenocristales de formas redondeadas y aparece en la mesostasis en cristales aislados o en agregados que aunque pueden mostrar hábitos anhedrales suelen tener, como en el caso de los microfenocristales, formas redondeadas. Son frecuentes las extinciones ondulantes y más raras las señales de poligonización.

De los filosilicatos, la biotita aparece generalmente en cristales aislados de hábitos largos y tamaño próximo al del resto de los componentes de la mesostasis o ligeramente superior. La moscovita puede estar o no asociada a la biotita y muestra hábitos subhedrales o blásticos; los cristales blásticos suelen englobar cristales relicticos con andalucita.

#### 4.1.3.1.1. *Enclaves*

Únicamente se ha estudiado un enclave englobado en esta facies granítica correspondiente a una tonalita microgranodiorita biotítica y un dique clasificado como un granito turmalínifero de grano medio.

El enclave muestra una textura microporfídica debida al desarrollo de microfenocristales de plagioclasa y en menor proporción de cuarzo. La mesostasis está constituida por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, apatito, opacos, circón, rutilo y topacio ( $\zeta$ ); como minerales secundarios se han observado sericita, moscovita, rutilo-leucoxeno y óxidos de hierro. La textura de la mesostasis es alotriomorfa, aunque en origen es posible que fuera hipidiomorfa, perdiéndose este carácter por la gran corrosión que sufren sus constituyentes por parte del cuarzo.

Los fenocristales de plagioclasa son subautormofos, maclados y con zonados concéntricos continuos, oscilantes o a parches. La alteración es variable en intensidad y en ella se originan cristales de hábitos alargados de moscovita orientados en una o dos direcciones, formando en el segundo caso enrejados dentro del cristal. La alteración puede afectar a todo el cristal, al núcleo, o forma coronas en zonas más externas. Pueden englobar abundantes inclusiones de pequeñas biotitas y opacos. Los cristales de la mesostasis son subhedrales o anhedrales, están menos alterados y engloban menos inclusiones. Tanto éstas como los fenocristales presentan abundantes inclusiones de cuarzo por corrosión intensa del cuarzo de la mesostasis.

Los fenocristales de cuarzo presentan formas redondeadas, extinciones ondulantes y señales de poligonización; engloban escasas inclusiones de pequeños opacos y rutilos aciculares. El cuarzo de la mesostasis es anhedral y como ya hemos dicho ejerce un gran poder corrosivo sobre todos los componentes de la roca. El feldespato potásico aparece como cristales anhedrales en la mesostasis generalmente maclados según la macla de la microclina.

La biotita suele formar agregados y más raramente aparece en cristales aislados de hábitos alargados o anhedrales; es muy pleocroica y rica en inclusiones de opacos, apatito y circón



o halos paleocroicos. El circón es de hábitos redondeados o alargados; el apatito puede ser acicular, prismático y los cristales de mayor tamaño son más anhedrales.

#### 4.1.3.2. **Granito tipo "ala de mosca". Facies de grano grueso-muy grueso (8) y facies de grano medio, leucogranitos de dos micas (8a)**

Dentro de la facies de granitos-leucogranitos "ala de mosca" se pueden distinguir dos variedades en base sobre todo a criterios texturales: a) granitos-leucogranitos de dos micas y grano grueso a muy grueso, b) granitos-leucogranitos de grano medio.

a) *El granito "ala de mosca" de grano grueso-muy grueso, dos micas*, no presenta carácter porfídico y es de color leucocrático. Se encuentra como facies de borde en el N y SE del macizo, aflora en bolos redondeados de tamaño métrico. Presenta una matriz inequigranular. El cuarzo puede alcanzar un tamaño de 10-12 mm de diámetro. La biotita se presenta en pequeñas secciones de 4-5 mm. En la moscovita se pueden diferenciar dos familias, una de igual tamaño que la biotita y otra de mayor tamaño formando moscas de 11-12 mm, que suelen incluir a pequeños cristales de biotita. Localmente, esta facies presenta megacristales de feldespato potásico, muy escasos, los cuales son iguales a los de la facies anterior. La turmalina se puede encontrar diseminada por el granito o formando cavidades miarolíticas. Nunca se han observado prismas de cordierita.

No se han observado enclaves.

En la parte NO, este granito presenta una fuerte alteración, encontrándose lugares en donde se ha explotado para el firme de las pistas y caminos.

b) *El granito "ala de mosca" de grano medio, dos micas*, no presenta carácter porfídico y es de color leucocrático. Se sitúa en el centro-oeste de la Hoja (centro del macizo). Presenta una matriz cuarzo-feldespática bastante equigranular. La biotita forma moscas con un tamaño de 4-5 mm. La moscovita aparece en placas un poco mayores que la biotita, produciéndose un intercrecimiento de ambas o la moscovita incluye a la biotita. Se encuentra turmalina diseminada por el granito o en pequeños nódulos con un tamaño de 5-7 mm.

Microscópicamente se pueden individualizar de la facies común (7) anteriormente descrita tanto en base a criterios texturales como por algunas diferencias composicionales, aunque también participan de otras características comunes. Las diferencias más notables entre ambas facies serán citadas a lo largo de la siguiente descripción y resumidas al final de este apartado.

Petrográficamente corresponden en la mayor parte de los casos a leucogranitos más que granitos, ya que aunque el porcentaje de biotita es variable de unas muestras a otras, este mineral suele encontrarse casi siempre en cantidades accesorias. De todas formas es probable que el contenido en biotita fuera en origen algo superior, ya que es frecuente que se encuentre casi totalmente transformada en moscovita.

La textura es alotriomórfica inequigranular y muy raramente de tendencia porfídica, lo que diferencia a los granitos de esta facies con la facies común antes descrita (7). De todas formas, en casos esporádicos se observan algunos fenocristales de feldespato potásico, los cuales muestran las mismas características que los contenidos en la facies común, así como algún desarrollo de fenocristales de plagioclasa. Otra diferencia textural respecto a la facies anterior (7), y que es además la utilizada para denominar a las dos variedades graníticas que integran esta facies, es la presencia de biotitas y sobre todo moscovitas de tamaños muy superiores al resto de los componentes de la roca, contituyendo las denominadas "alas de mosca".

a) *Granitos de dos micas de grano grueso a muy grueso (8)*

Los constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, mientras que la biotita, salvo en algunas muestras, se encuentra en cantidades accesorias junto con opacos, apatito, granate, circón, rutilo. Además se encuentran algunos pseudomorfos o agregados procedentes muy probablemente de la transformación de andalucita o cordierita y escasas cantidades de fibrolita. Los minerales de cristalización tardía y/o secundarios son turmalina, topacio, berilo, clorita, sericita, moscovita y óxidos de hierro.

Las plagioclasas que suelen constituir agregados, son subhedrales o anhedrales y frecuentemente de hábitos largos. Sus tamaños son muy variables, pudiendo llegar a destacar frente al resto de los componentes de la roca. Están macladas, pero los zonados composicionales son muy excepcionales; además pueden mostrar maclas mecánicas. Engloban plagioclasas de menor tamaño, apatitos y granates. La alteración suele estar orientada dentro del cristal y formar enrejados. En el contacto con el feldespato potásico existe un débil desarrollo de mirmequitas en algunos cristales; por otra parte, el desarrollo de albita intergranular, a veces mirmequítica, entre feldespatos potásicos es, por lo general, escasa.

El feldespato potásico es subhedral o más frecuentemente anhedral y de tamaño próximo al resto de los componentes; puede aparecer también rellenando intersticios en la roca. Suele estar maclado según la macla de la microclina y es poco pertítico. Esporádicamente se desarrollan fenocristales de hasta 1 cm de tamaño que presentan las mismas características que los contenidos en la facies anterior: cristales subhedrales, maclados carlsbad y microclina, y frecuentemente poiquilíticos englobando abundantes inclusiones de biotita y plagioclasa que pueden mostrar disposición zonal. Junto con los cristales antes descritos las pertitas corresponden a los tipos "string, band or ribbon, flame" y más raramente "patch" según la clasificación de ALLING in SPRY (1969) o de morfología más irregular, desarrolladas mayoritariamente por sustitución durante procesos de albitización tardi o postmagmática.

El cuarzo aparece en cristales aislados, con carácter intersticial y sobre todo formando agregadas de tamaño variable pero que pueden superar 1 cm. Los agregados suelen tener un aspecto globoso, los cristales son anhedrales y los contactos entre ellos rectos o suturados. Muestran extinciones ondulantes y señales de poligonización. Engloban escasas inclusiones de plagioclasa, feldespato potásico, apatito acicular y rutilo acicular. Al igual que el feldespato potásico y las plagioclasas puede estar fracturado.

Como cuarzo de cristalización tardía se incluiría el que corroe y forma inclusiones en feldespato potásico y plagioclasa, por recristalización del cuarzo de la roca, el escaso cuarzo de mirmequitas y el asociado con moscovita blástica o histerógena.

La biotita es casi siempre escasa y se encuentra en cristales aislados o en agregados con tamaños inferiores a 3 mm aunque algunos cristales superan este tamaño pudiendo constituir "alas de mosca". Engloba opacos, apatito, circón y puede ser muy rica en halos pleocroicos. Se encuentra alterada a clorita junto con ilmenita, rutilo-leucoxeno o enmascarada por óxidos de hierro. Es frecuente que esté intensamente transformada en moscovita.

La moscovita es más abundante que la anterior y de mayor tamaño llegando a desarrollarse cristales que superan en tamaño a todos los componentes de la roca (6-8 mm). Como en la facies antes descrita, se trata de un mineral de cristalización tardía o secundario, que puede mostrar hábitos subhedrales o claramente blásticos y poiquiloblásticos. Suele mostrar trazas de exfoliación curvadas y extensiones ondulantes por deformación.

Aparece asociada a la biotita, a la que engloba y sustituye casi totalmente; a las plagioclasas según cristales finos y alargados o bien en los agregados con cuarzo antes descritos; al feldespato potásico, donde quizás desarrolla un aspecto más blástico. Suele mostrar intercrecimientos con cuarzo con morfología simplectítica en los bordes y desarrolla apófisis dactilíticas principalmente sobre el feldespato potásico y plagioclasa.

Algunos cristales engloban agregados constituidos por micas oscuras, generalmente de color pardo, moscovita y en ocasiones turmalina, que proceden de la alteración total de cordierita o andalucita, así como escasas cantidades de fibrolita. Estos minerales tendrían el mismo origen que los contenidos en la facies anterior.

Otros accesorios son: granates englobados en feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, parcialmente alterados a biotita y óxidos de hierro; topacio de formas generalmente anhedrales asociado principalmente a las plagioclasas; berilo con formas anhedrales, a veces de gran desarrollo; turmalina muy escasa, de aspecto blástico y pleocroismo azulado; además de escasos opacos, apatitos y circones que pueden mostrar hábitos bipiramidados y zonado concéntrico.

#### b) *Granitos-leucogranitos de dos micas y grano medio (8a)*

Dado que presentan muchas analogías texturales y mineralógicas con la otra variedad granítica que integra esta facies de granitos-leucogranitos "ala de mosca" citaremos únicamente aquellos aspectos más relevantes o diferenciadores de la anterior.

Una de las diferencias más notables es que desarrolla un menor tamaño de grano, siendo en este caso granitos de grano medio. La fracción leucócrata presenta las mismas características que en la variedad de grano grueso existiendo algún fenocristal esporádico de feldespato potásico. Por el contrario, en esta variedad las biotitas raramente forman "alas de mosca" siendo la moscovita el principal responsable de este carácter textural. Además, aunque la

moscovita desarrolle tamaños próximos a los de la variedad de grano grueso, en este caso constituyen cristales más anormalmente grandes comparados con el resto de los componentes de la roca, desde la diferencia relativa respecto a la mesostasis que aquí es de menor tamaño de grano.

Andalucita, sillimanita y minerales derivados quizás de la transformación total de cordierita ( $\zeta$ ), son en este caso mucho más escasos o inexistentes en parte de las muestras estudiadas. Tampoco se han observado los granates contenidos en la variedad de grano grueso. Por otra parte, algunas muestras pueden ser muy ricas en turmalina blástica o poiquiloblástica.

Por último, el conjunto de características que permiten diferenciar los granitos que integran la facies "ala de mosca" respecto a la facies común del macizo pueden resumirse en menor contenido en biotita y por tanto un carácter más leucogranítico, desarrollo muy escaso de feldespato potásico, lo que incide en la textura no porfídica, mayores dimensiones de la moscovita formando "alas de mosca", plagioclasas de composición más ácida (albita), presencia de granate y menor contenido en silicatos de aluminio y cordierita.

#### 4.1.3.3. ***Leucogranitos principalmente moscovíticos (9)***

Es un leucogranito de grano medio a medio-fino. Se encuentra en el centro-este del macizo. Aflora en bloques angulosos en su parte N; en cambio al S aflora muy mal debido a la fuerte alteración que hay en toda la zona. Presenta una matriz equigranular y con textura sacaroide.

Por lo general, el leucogranito sólo tiene moscovita, pero hacia el contacto con la facies anterior presenta biotita de forma accesoria formando moscas de 4-5 mm.

Son rocas de textura alotriomórfica y grano medio que se diferencian de los granitos-leucogranitos anteriores en que no presentan textura "ala de mosca", mostrando la moscovita tamaños similares al resto de los componentes de la roca, la biotita está prácticamente ausente y no se han observado ni cordierita ni silicatos de aluminio. De todas formas el número de muestras estudiadas de esta facies granítica es muy escaso, por lo que resulta aventurado precisar sus diferencias o similitudes con los granitos anteriores.

Los minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita. Además de los accesorios comunes, apatito, opacos, rutilo y algo de biotita, contiene diferentes minerales de cristalización tardía o postmagmática como sericita, moscovita, fluorita, berilo, topacio y epidota.

Las plagioclasas son de composición albitica, no muestran zonados composicionales pero sí maclas, en algunos casos mecánicas; son anhedrales o subhedrales y están parcialmente alteradas a sericita-moscovita. El feldespato potásico es anhedral, no perítico y puede mostrar o no macla de la microclina. No se observa desarrollo de mirmequitas en los contactos entre plagioclasa y feldespato potásico pero sí existen pequeñas cantidades de albita intergranular postmagmática. El cuarzo forma agregados o aparece con carácter intersticial.

La moscovita es casi la única mica presente, es subhedral o anhedral y puede presentar señales de deformación. La biotita es sumamente escasa o inexistente. El topacio y la fluorita aparecen en pequeños cristales anhedrales en la roca frecuentemente asociados a las plagioclasas. El berilo es anhedral al igual que la epidota (pistacita); esta última es muy abundante en una de las muestras estudiadas asociada a las plagioclasas y englobando pequeños cristales de moscovita.

Por el tipo de alteración que muestra la roca y otros aspectos como es la presencia abundante de cristales o agregados de epidota en alguna muestra, parece probable que este granito esté afectado por alguna alteración quizás de tipo episienítico.

## 4.2. ROCAS FILONIANAS

### 4.2.1. Diques de cuarzo "sierros" (10)

Este tipo de diques de cuarzo son muy frecuentes en la parte oeste de la provincia de Salamanca, recibiendo el nombre de "sierros", dando elevaciones sobre la penillanura salmantino-zamorana. GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1971) hacen por primera vez una descripción de estos diques, considerándolos como zonas de tensión dentro de los granitos.

Estos diques intruyen sobre todo en materiales graníticos o gneísicos, siendo muy escasos los que se encuentran en rocas metasedimentarias. Forman los escasos relieves positivos desarrollados en la penillanura, con una potencia que varía de 2 a 20 m. En general, presentan una serie de características comunes y bastante constantes, las cuales son:

- a) Están formados por cuarzo lechoso. GONZALO y LÓPEZ-PLAZA (1983) indican que algunos de estos diques están mineralizados.
- b) Presentan una dirección muy constante hacia el NE, intruyendo a favor de fracturas, las cuales, según PARGA (1969) son de edad tardihercínica.
- c) Presentan una longitud variable, desde varios kilómetros hasta unos cientos de metros, presentando recorridos con formas sigmoidales.
- d) A menudo el cuarzo está milonitizado y/o brechificado, evidenciando rejuegos posteriores de las fracturas.

Dentro de esta Hoja los principales diques de cuarzo se encuentra al SO y su continuación al NE, tienen recorridos importantes que casi llegan a cruzar toda la Hoja. Dan lugar a resaltes topográficos como Sierra de Ardonsillero (812 m), Sierra Grande (825 m), Gurullero (875 m).

## 4.3. METAMORFISMO

Las rocas Hercínicas que afloran en esta Hoja fueron afectadas por un metamorfismo regional sincrónico con el desarrollo orogénico. En los niveles actualmente aflorantes el grado

metamórfico varía desde la parte media de la facies de los esquistos verdes hasta la parte alta de la facies de las anfibolitas. En el Sinforme de Garcirrey prácticamente todas las rocas contienen sillimanita, mientras que en los afloramientos del norte de la Hoja las rocas contienen biotita y localmente andalucita.

La asociación mineral más común en las litologías semipelíticas es:



Y en las composiciones psamíticas:



Si bien en algunas muestras del flanco norte del sinforme en vez de sillimanita aparece andalucita. Por otra parte, en algunas rocas del flanco sur, se han encontrado relictos de granate o de estauroлита, siempre rodeados por la foliación y parcial o totalmente transformados en sillimanita.

En todos los casos la sillimanita es sincinemática con la foliación  $S_2$ . La biotita y la moscovita forman lepidoblastos que definen la esquistosidad  $S_2$  mientras que la plagioclasa constituye porfiroclastos rodeados por la foliación. La andalucita suele encontrarse bastante alterada a sericita por lo que las relaciones con la  $S_2$  son oscuras; en todo caso es claro que no es posterior a ella.

En los afloramientos que hay en torno a Sando y a Santa María de Sando las rocas son, en general, de composición más pelítica y la fábrica penetrativa es también la  $S_2$ . En estas zonas las asociaciones minerales más comunes son:



La biotita y la moscovita forman lepidoblastos que definen la esquistosidad  $S_2$ , mientras que la plagioclasa constituye porfiroclastos rodeados por la foliación. La andalucita suele encontrarse bastante alterada a sericita, por lo que las relaciones con la  $S_2$  son oscuras; en todo caso es claro que no es posterior a ella.

En el afloramiento situado al sur de Golpejas y entre las dos bandas de deformación de segunda fase, la fábrica penetrativa principal es la  $S_1$ , aunque puede estar modificada por crenulaciones posteriores. En esta zona las asociaciones minerales en las rocas pelíticas y semipelíticas son:



La esquistosidad  $S_1$  está definida por lepidoblastos de biotita y moscovita, pero las rocas tienen también fenoblastos de biotita que, texturalmente, son post  $S_1$  y previos a las crenulaciones  $D_3$ .

En todas las zonas, las crenulaciones ligadas a  $D_3$  suponen una retrogradación de los minerales previos, produciéndose moscovitizaciones de andalucita y sillimanita y cloritizaciones parciales de la biotita. En las raras ocasiones en las que se desarrolla una auténtica esquistosidad de crenulación  $S_3$ , está definida por lepidoblastos de pequeño tamaño de moscovita y clorita, indicando una retrogradación respecto a las condiciones de la fase anterior.

En las bandas de deformación asociadas a las zonas de cizalla de Juzbado y de Campillo de la Zorrita se producen fábricas miloníticas y filoníticas definidas por finos agregados de cuarzo ("ribbons"), lepidoblastos de pequeño tamaño de clorita y moscovita y peces de mica de biotita y moscovita previas. Estas rocas miloníticas evidencian una fuerte transformación de las asociaciones minerales previas, con formación de fases características de la facies de los esquistos verdes como cuarzo, microclina, moscovita, albita y clorita. Se trata de reacciones retrógradas favorecidas por la movilidad de los fluidos en las zonas de cizalla que ocasionan transformaciones de biotita en clorita, de feldespatos en moscovita, de plagioclasa cálcica en otras más sódicas y de sillimanita, andalucita y cordierita en agregados sericiticos y pinníticos de grano fino, acompañadas por la producción adicional de abundantes opacos como subproductos.

## **Evolución temporal**

De acuerdo con los datos obtenidos en áreas cercanas (Hoja de Villavieja de Yeltes) donde la columna tectonotermal es más completa y hay menor abundancia de granitos, resulta apropiado subdividir el ciclo metamórfico en tres etapas de blastesis:  $M_1$ ,  $M_2$  y  $M_3$ , entendidas como estadios de un continuo evolutivo, correspondientes a otras tantas etapas en la evolución del orógeno.

La etapa  $M_1$  es sincrónica con la primera fase de deformación  $D_1$  (pliegues y probablemente zonas de cizalla compresionales en profundidad) y se caracteriza por el desarrollo de una secuencia zonal determinada por la aparición progresiva de clorita, biotita, granate, estaurolita y sillimanita que, como se recordará, son minerales sincinemáticos con  $D_1$ , o previos a  $D_2$  donde no puede reconocerse la primera fase por haber sido obliterada. Las condiciones obtenidas en las rocas de mayor grado indican un régimen bórico de presiones intermedias, algo menores a las del tipo Barroviense típico, y caracterizan un primer segmento de la trayectoria prógrada del metamorfismo, cuyo sentido horario es propio del engrosamiento orogénico de la corteza continental (*England & Thompson, 1984*).

En relación a la segunda fase de deformación y a la intrusión de los primeros granitos, se producen asociaciones minerales con sillimanita, andalucita y biotita que son sin o tardicine-máticas con el desarrollo de las fábricas  $S_2$  y posteriores a  $S_1$ , y que caracterizan la etapa metamórfica  $M_2$ . Esta secuencia zonal indica un régimen de baja presión, de tipo Abukuma, e implica una descompresión respecto a la etapa anterior  $M_1$ . Esta descompresión puede ser explicada si la segunda fase de deformación es una zona de cizalla subhorizontal de escala cortical y de carácter extensional que colapsa gravitatoriamente el edificio orogénico previamente sobregrosado.

Finalmente, se reconoce una tercera etapa metamórfica  $M_3$  con un desarrollo ligado a las áreas afectadas por las fases de deformación tardías:  $D_3$ , zonas de cizalla transcurrentes y  $D_4$ . Las transformaciones minerales más extendidas ligadas a esta etapa son la cloritización de la biotita, la sericitización y moscovitización de plagioclasas, andalucitas y sillimanitas y la pinnitización de cordieritas, que son procesos que suponen una retrogradación de las rocas hacia condiciones cada vez de menor grado y que caracterizan el segmento retrógrado de la trayectoria metamórfica.

## 5. HISTORIA GEOLÓGICA

### TIEMPOS PRECÁMBRICOS (PRECÁMBRICO SUPERIOR)

Los materiales más antiguos del área sur de Salamanca, correspondientes al autóctono de la parte sur de la Zona Centroibérica, son los del Grupo Domo Extremeño (Hojas de Ciudad Rodrigo, Fuenteguinaldo, Martiago, Miranda del Castañar, etc.). Estos materiales no aflorantes en la Hoja, tienen gran espesor y están compuestos por pizarras, grauwacas y conglomerados alternantes, entre los que se intercalan potentes tramos desorganizados. Están afectados por una tectogénesis cadomiense, regional, evidenciada por: a) las discordancias entre el Alcudiense inferior y el superior [BOUYX (1970), ORTEGA y GONZALEZ-LODEIRO (1983)], las mismas que entre el Grupo Domo Extremeño y los Grupos Ibor y Valdelacasa de ÁLVAREZ-NAVA *et al.* (1988); b) El vulcanismo o plutonismo asociado, como la presencia de ortoneises prehercínicos en la Antiforma de Martinamor (GONZALO *et al.*, 1975) o en la Antiforma de Castellanos (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992), etc.; c) Una sedimentación de tipo "flysch" relacionada con depósitos sinorogénicos en un margen pasivo [cuenca de antepaís, (QUESADA, 1991)].

La enorme extensión que ocupan las secuencias del Precámbrico terminal-Cámbrico en la Península Ibérica, así como sus características (facies, potencia, continuidad de afloramiento, basculamientos locales y vulcanismo asociado) se pueden explicar también en el contexto de una tectónica extensional que habría adelgazado la corteza y que pudo haber incluido movimientos transcurrentes. Este episodio extensional habría seguido de cerca la fase cadomiense de la orogenia panafricana [VIDAL *et al.* (in litt.)].

### TIEMPOS PREORDOVÍCICOS (VENDIENSE SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR)

Considerando las descripciones y correlaciones establecidas en el Dominio de los Piegues Verticales (véanse apartados 1, 1.1 y 1.1.4.), con posterioridad al plegamiento de los materiales del Domo de las Hurdes (Serie inferior o Domo extremeño) y durante la sedimentación del Grupo Valdelacasa (Fms. Monterrubio, Aldeatejada, etc.) habría una estructuración del área por efecto de grandes fallas normales que controlarían la sedimentación del Grupo Valdelacasa anteriormente citado (ORTEGA *et al.*, 1988), como también se indica en la última parte del párrafo anterior. Las discordancias preordovícicas y la sedimentación de las series del Tremadoc se interpretan como relacionadas con una tectónica de bloques (McDOUGALL *et al.*, 1987).



El Grupo Valdelacasa, discordante sobre el Grupo Domo Extremeño (o también Domo de Las Hurdes) tiene un espesor de más de 4.000 m y se deposita en una cuenca que evoluciona desde condiciones de plataforma-talud a someras ("near shore").

La fase preordovícica no presenta claras evidencias en el área de estudio, ya que los recubrimientos terciarios y cuaternarios impiden la observación de la discordancia entre el Ordovícico y los materiales infrayacentes, pero adquiere cierto desarrollo en zonas colindantes, como Tamames (Hoja 527), Ciudad Rodrigo (Hoja 525), Villar de Ciervo (Hoja 500), etc., donde además de detectarse la discordancia cartográfica entre el Ordovícico y su sustrato, provoca un basculamiento generalizado de los materiales véndico-cámbricos hacia el S y produce pliegues suaves que podrían ser consecuencia del rejuego en dirección de las fallas normales citadas anteriormente. Recientemente se atribuye un carácter extensional a esta deformación en la que se generarían basculamientos y semigrabens ligados a las fallas normales, que también explicarían la distribución irregular de los depósitos del Paleozoico inferior así como los cambios de potencia o de facies de estas series (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992).

La ausencia de Cámbrico medio y superior debe atribuirse a la emersión y regresión que provoca dicha fase de deformación.

## TIEMPOS ORDOVÍCICOS, SILÚRICOS Y DEVÓNICOS

Sobre el irregular paleorrelieve generado por las deformaciones previas y erosión subsiguiente a la etapa de deformación preordovícica se produce la transgresión postcámbrica. GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1990) agrupan los diversos episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el hiperciclo postcámbrico, en la Zona Centroibérica, en dos grandes unidades: la primera, que va desde el Ordovícico inferior al Carbonífero inferior e incluye tres megasecuencias de materiales preorogénicos y sinorogénicos tempranos, y la segunda, que comprende el Carbonífero medio y superior y es una megasecuencia de materiales postorogénicos.

En la región de Salamanca se evidencian, aunque incompletas, dos megasecuencias de la primera unidad (preorogénicas): la ordovícica y la silúrica.

En la megasecuencia ordovícica (*Hunneberg-Llandeilo*) se podrían diferenciar, de acuerdo con PORTERO y DABRIO (1988) tres unidades tectosedimentarias (UTS). Las dos UTS basales reflejarían por una parte el control ejercido por el paleorrelieve (sedimentación fluvio-marina) y por otra la constancia de facies de la C. Armoricana (plataforma sublitoral) con un marcado carácter transgresivo en un margen de cuenca extensivo. La tercera UTS, de predominio pelítico en la base y niveles arenosos a techo, manifiesta un avance de áreas sublitorales sobre la plataforma externa. Durante el Ordovícico superior o bien no se produjo sedimentación o bien (más probable) las series fueron erosionadas antes del Silúrico.

Durante el Ordovícico y más abundantemente durante el Silúrico se produjo un vulcanismo que depositó coladas subacuáticas de basanitas alcalinas intercaladas con las rocas pelíticas (Hoja de Tamames, 527) (DÍEZ BALDA, 1986).

En la megasecuencia silúrica se pueden diferenciar dos UTS. La basal está relacionada con la erosión de la plataforma ordovícica, bien por emersión ligada a la fase tectónica o bien por un descenso relativo del nivel del mar (glaciaciones) y asociada a una etapa de extensión cortical con fracturación y vulcanismo asociados. Estos desniveles tectónicos producen cuencas locales y taludes bien desarrollados. La UTS superior, pelítica, con vulcanitas en la base y con tramos arenosos a techo, refleja una secuencia de somerización con vulcanismo asociado (lavas básicas con marcado carácter alcalino).

Es posible, como indica DÍEZ BALDA (1986), que en el área de Salamanca se sedimentasen todo el Silúrico superior y el Devónico porque aunque no se han conservado (erosión post-hercínica), de las paragénesis encontradas en las rocas volcánicas silúricas del núcleo del Sincinal de Tamames-Ahigal se deducen unas condiciones de presión de 1 a 4 kbars que pueden indicar un apilamiento de sedimentos de más de 3 km.

## TIEMPOS HERCÍNICOS

Los materiales hasta aquí depositados (y conservados) tanto precámbricos como paleozoicos son deformados durante la orogenia hercínica. Esta orogenia es de carácter polifásico (tres facies principales de deformación seguidas de otras de menor desarrollo e intensidad) y va acompañada de metamorfismo y plutonismo.

Las características de la primera fase ( $D_1$ ) se han descrito en el Capítulo 2 (Tectónica) y de ellas se deduce que la región sufrió un acortamiento importante NNE-SSW. Sincrónico con ella o previamente a la  $D_2$  hay una etapa de metamorfismo  $M_1$  de presiones intermedias.

Las características de la segunda fase ( $D_2$ ) también se han descrito en el capítulo de tectónica, reconociéndose dos bandas de deformación con fuerte desarrollo de  $S_2$ . Al mismo tiempo se produce la intrusión de las rocas ígneas sincinemáticas (macizos de Ardonsillero-Rodas viejas, de Doniños de Ledesma, de Grandes, etc.). En relación con lo descrito se produce un metamorfismo  $M_2$  caracterizado por asociaciones minerales sin-tardicinemáticas respecto a  $S_2$  que indican un régimen de baja presión (descompresión respecto a  $M_1$ ). Esta descompresión se explica si la fase 2 es una cizalla subhorizontal de carácter extensional que sería responsable de la sustracción de corteza con posterioridad al engrosamiento de la misma.

La tercera fase pliega las estructuras previas (dando estructuras kilométricas) y desarrolla una esquistosidad de crenulación  $S_3$  verticalizada. Posteriormente el área de estudio se ve afectada por la zona de cizalla de Juzbado, que es un desgarre dúctil senextro y subvertical. La cuarta fase es de irregular desarrollo y dirección norteada de pliegues abiertos (deca-hectométricos) y plano axial subvertical. Durante estas últimas etapas se reconoce un metamorfismo  $M_3$  de carácter retógrado de la trayaectoria metamórfica.

## TIEMPOS TARDIHERCÍNICOS

La región fue afectada por la fracturación tardihercínica, siendo el sistema más evidente el de dirección NNE-SSW. Todas estas fallas pueden haber tenido rejugos mesozoicos y alpinos.

## TIEMPOS ALPINOS

Durante la mayor parte del Mesozoico, el macizo hespérico representó un área emergida con relieves poco importantes y tectónicamente estable. La ausencia de sedimentación durante este periodo y la actuación de un clima tropical húmedo dieron lugar a la formación de un importante manto de alteración laterítico sobre los metasedimentos y rocas ígneas del zócalo (MARTÍN-SERRANO, 1988).

La desestabilización de las condiciones tectónicas y climáticas da lugar al desmantelamiento de los perfiles de alteración heredados del Mesozoico. Sus relictos quedan acumulados sobre una paleotopografía irregular que es la suma de erosión diferencial y tectónica.

Los sistemas fluviales trenzados de las unidades *siderolítica* y *silíceas* de los alrededores de Salamanca, constituidas a expensas de estos perfiles desmantelados, fosilizan progresivamente estos relieves en las áreas más próximas a la cuenca de sedimentación, de tal forma que en el Paleoceno el paisaje estaba dominado por la planitud de un piedemonte salpicado de *inselbergs*.

De nuevo la fragmentación del área especialmente la meridional (¿fase *neolarámica*?) cambia el entorno geográfico regional. La sedimentación fluvial paleógena atestiguada por el registro arcósico, es pareja a una gran revolución morfoestructural en la región: la fragmentación y movilidad tectónica del macizo con la elevación del Sistema Central y hundimiento de la cuenca, cuya persistencia hasta el inicio del Neógeno da lugar a que los propios sedimentos paleógenos se encuentren afectados. Paralelamente prosigue una lenta y continuada denudación con carácter selectivo que da como resultado un paisaje muy parecido al que se contempla sobre el nivel de penillanura. Se crean valles de origen tectónico que tienen su máxima expresión en la Fosa de Ciudad Rodrigo, desarrollándose un paisaje fluvial que da lugar a un importante registro sedimentario de ríos trenzados. Hay profusión de interrupciones sedimentarias probablemente fruto de la persistencia y/o aceleración de la actividad tectónica, hecho que puede quedar registrado en la sedimentación mediante encostramientos y ligeras disarmonías estratigráficas de carácter más o menos regional. Estos ríos de cauce estable que generan llanuras de inundación fluyen desde el oeste. Los aportes meridionales a este sistema son locales, sin consideración hasta la entrada del Neógeno, que es cuando se produce el levantamiento del bloque meridional. Estas circunstancias dan lugar a una disposición estratigráfica progradante hacia el NE mientras que la cuenca se expande por relleno en sentido contrario. La estacionalidad del clima durante esta etapa todavía admitía la persistencia de una abundancia hídrica tal que permitiera la pervivencia de faunas tropicales de vida acuática.

Todo el Neógeno e incluso el final del Paleógeno parece enmarcarse en un significativo cambio de situación geodinámica. Hay que basarse en dos hechos fundamentales y significativos: la escasez de registro sedimentario y la relación discordante y discontinua de éste con los depósitos paleógenos precedentes. La segunda mitad cenozoica se enmarca en un contexto general más denudativo que acumulativo, al contrario que en su primera mitad. Ese cambio señalado, con seguridad a condiciones de exorreísmo más manifiesto, es independiente de otras manifestaciones geodinámicas, externas o internas. Es el caso de los depósitos rojos sobre los que se edifica al complejo piedemonte de las Sierras de Tamames y de La Peña de Francia, ambas situadas más al sur, pues deben ser testigos de la reactivación de los

frentes de sierra de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Plioceno inferior-medio (*¿fases sávida/estairica?*) y también de las condiciones climáticas más secas, de tipo mediterráneo. El emplazamiento de estos depósitos rojos supone en cierto modo el cierre de una etapa y el inicio de otra en la que se ha venido esculpiendo el paisaje actual. Estas formaciones aluviales sellan los accidentes que afectan al Paleógeno, por lo que con ellas el cese de actividad tectónica regional debe ser previo o inmediato a su emplazamiento, ya que como se acaba de señalar también se les atribuye carácter de tectofacies (MARTÍN SERRANO *et al.*, 1995).

Durante la segunda parte del Neógeno se produce la degradación del piedemonte y el rejuvenecimiento del relieve de la fosa con el encajamiento de la red fluvial una vez que ésta es capturada por la progresión fluvial desde Los Arribes (MARTÍN SERRANO, 1991).

La evolución de este encajamiento se articula desde el techo del piedemonte en el borde meridional representado por las rañas que son los primeros testigos de este proceso de rejuvenecimiento. Los sistemas de terrazas que las suceden han dado lugar a los cursos fluviales actuales, que son canalizados fuera de la fosa a través del Huebra por el noroeste y ribera de Valmuza por el noreste.

Si la evolución climática durante el Paleógeno medio-superior tendía a la aridez, alcanzando en el Neógeno inferior condiciones de tipo mediterráneo, en el Neógeno superior se recuperan ambientes algo más húmedos.

## 6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 6.1. RECURSOS MINERALES, MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

La actividad minera más importante de esta Hoja es el conocido yacimiento detrítico de estaño "El Cubito" (indicio n.º 8). Situado en el término municipal de Carrascal de Barregas, fue explotado mediante cortas a cielo abierto desde su descubrimiento, a mediados de los años 70, hasta la crisis del estaño en 1985. Actualmente está inactiva, siendo aprovechadas sus escombreras para áridos. Desde antiguo habían existido labores artesanales en la zona, que explotaban depósitos detríticos muy superficiales.

Otra explotación minera de interés es la mina Luisito (indicio n.º 3), situada a 1,5 km al NW de Garcirrey; en ella se ha removido el cauce del arroyo de Caña Honda a lo largo de unos 3,5 km para la obtención de casiterita aluvionar.

De relativa importancia es la mina Coreses (indicio n.º 2) situada al NW de Guejo de Don Diego. Son labores antiguas en las que se explotaban filones de cuarzo con Sn y W principalmente. La investigación realizada por Minera de Duero, S.A. en el año 1983 ha puesto de manifiesto la baja ley de este yacimiento.

El resto de los indicios de Sn y/o W (números 1, 4, 5 y 9) son pequeñas labores antiguas de exploración, con la salvedad del n.º 9, en el que hacia el año 80 se explotaron los depósitos aluviales del arroyo, aguas abajo de las antiguas labores.

Por último, los indicios 6 y 7 serán descritos con más detalle en el capítulo de minerales y rocas industriales, ya que se explotan fundamentalmente para feldespato. No obstante, se han incluido en este capítulo debido a la presencia de minerales de Li (Nb-Ta) y Li y Be respectivamente.

### 6.1.1. Mineralizaciones de estaño-wolframio

Como ya se ha comentado, es la mina "El Cubito" (grupo minero "Las Españas") la principal explotación de Sn de la Hoja. Situada en el extremo NE de la Fosa de Ciudad Rodrigo, en su confluencia con la cuenca del Duero, es el único yacimiento detrítico de estaño en sedimentos terciarios de dicha cuenca.

La casiterita detrítica, único mineral beneficiado en este yacimiento, se encuentra concentrada en las Series Rojas de "El Cubito" pertenecientes a un Terciario de edad incierta (desde Bartonense al Mioceno medio), (GRACIA PLAZA *et al.*, 1981).

El origen primario de la casiterita está en filones de cuarzo mineralizados de dirección predominante E-W, detectados en zonas próximas y explotados en el pasado.

El yacimiento secundario es el resultado de la formación de pequeñas cuencas, en las proximidades de estos filones, producto de la actividad de fallas de igual dirección que los accidentes tectónicos tardihercánicos que forman la cuenca principal (GRACIA PLAZA, A.S. y GARCÍA MARCOS, J.M., 1980).

En el indicio n.º 3, área de Garcirrey, también se explotó casiterita, que se concentra en materiales de recubrimiento cuaternarios, fundamentalmente aluviones y sólo de manera local en coluviones y eluviones. Estos aluviones están formados por materiales detríticos, principalmente gravas y arenas arcillosas, y en ocasiones con cantos en el contacto con el "bedrock". La potencia no suele superar los 2 m.

El origen de esta casiterita podría estar en los filones de cuarzo de escasa potencia y dirección N 100-130°E, sobre los que se sitúan antiguas labores de exploración, localizados en las proximidades de los aluviones explotados. Estos filones encajan en granitos porfídicos de 2 micas.

La estimación de recursos es de 1.037.472 Tm. con una ley de 218,80 gr/t (ITGE, 1981).

El resto de los indicios de Sn y/o W son filonianos. Existen 2 direcciones predominantes: E-W y N70°E, todos ellos subverticales, encajando en diferentes granitos o en materiales del C.E.G. Suelen presentar una mineralogía bastante simple, con casiterita y/o wolframita y casi siempre sulfuros, diseminados en el cuarzo. Es la mina Coreses (indicio nº2) el más representativo de estos indicios. Tienen una mineralogía algo más compleja con casiterita, wolframita, arsenopirita, pirita, calcopirita, scheelita y fosforocalcita diseminados en el cuarzo. Los filones arman en ortoneises miloníticos y la alteración que presentan es una moscovitización intensa.

### 6.1.2. Mineralizaciones de berilo-litio

Se encuentran minerales de estas sustancias formando parte de diques pegmatíticos, muy abundantes en el área SW de la Hoja (indicios 6 y 7). Estas pegmatitas tienen direcciones de E-W, N100°E y N150°E. En la mina Julita (indicio n.º 6), además de minerales de Li (lepidota, purpurita) hay referenciadas de la existencia de una veta de niobio-tantalita (Junta de C. y L., 1986). En el indicio n.º 7 se observan cristales de Berilo de 10-20 cm y masas irregulares de purpurita.

Ambos indicios fueron explotados fundamentalmente para feldespato.

**CUADRO RESUMEN DE LOS MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS  
HOJA 477 – BARBADILLO**

Nº Inicio	Coordenadas UTM		Sustan.	Término municipal (Provincia)	Morfología	Mineralogía	Observaciones
	X	Y					
1	748,15	4542,65	Sn-W	Doñinos de Ledesma (Salamanca)	Filoniana E-W/Subv	Cuarzo, casiterita, wolframita y piritita	Pequeñas labores de reconocimiento en la prolongación al W de Mina Coreses
2	750,25	4542,40	Sn-W	La Mata de Ledesma (Salamanca)	Filoniana E-W	Cuarzo, casiterita, wolframita, scheelita, sulfuros	Mina Coreses. Inactiva
3	740,10	4532,65	Sn	Garcirrey (Salamanca)	Irregular (Aluvionar)	Casiterita	Mina Luisito. Inactiva
4	741,80	4529,10	W	Garcirrey (Salamanca)	Filoniana N95E/Subv	Cuarzo, wolframita, scheelita, piritita	Pequeña labor de exploración
5	739,20	4527,35	Sn	Buenamadre (Salamanca)	Filoniana N75E/Subv	Cuarzo, casiterita, óxidos de Fe	Pequeña labor de exploración
6	743,75	4528,20	Li (NB-Ta?)	Garcirrey (Salamanca)	Filoniana N90E-N150E	Lepidolita, purpurita, niobio-tantalita?	Mina Julita. Inactiva. Explotación para la extracción de feldespato
7	745,05	4526,00	Be-Li	Aldehuela de la Bóveda (Salamanca)	Filoniana N100E/70S	Berilo, purpurita	Zanjón de 25 m. para Feldespato
8	259,45	4526,95	Sn	Carrascal de Barregas (Salamanca)	Irregular (Aluvionar)	Casiterita	Mina el Cubito. Inactiva
9	258,70	4525,20	Sn	Matilla de los Caños del Río (Salamanca)	Filoniana N70E/Subv y aluvionar	Cuarzo, casiterita, piritita	Varias labores de explotación antiguas. Recientemente explotado el aluvión

### 6.2. ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

Las explotaciones de rocas y minerales industriales de la Hoja de Barbadillo se localizan mayoritariamente en su parte suroccidental. De todas ellas sólo dos permanecen activas en la actualidad: la explotación de feldespato denominada "Julita" en el municipio de Garcirrey y la que aprovecha para áridos las escombreras de la antigua minera de estaño "Minas del Cubito" en Carrascal de Barregas.

En general los posibles usos de la mayoría de las explotaciones de rocas industriales son para material de construcción, ladrillería y áridos.

Entre los indicios y explotaciones abandonadas de minerales industriales destacan las de feldespato, mica y montmorillonita.

A continuación se indican los indicios y explotaciones más relevantes de la Hoja de Barbadillo:

Nº	COORDENADAS	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL	TIPO
1	750,10 4536,50	GRANITO	Tabera de Abajo	EB
2	746,80 4539,90	GRANITO	Sando	EB
3	747,50 4537,15	GRANITO	Sando	EB
4	750,50 4530,50	GRANITO	Aldehuela de la Bóveda	EB
5	748,65 4527,20	MONTMORILLONITA	Aldehuela de la Bóveda	IN
6	748,30 4527,00	CUARCITA,ESQUISTO	Aldehuela de la Bóveda	EB
7	740,10 4532,80	ARENAS GRAVAS	Garcirrey	DA
8	741,00 4529,50	MICA, FELDESPATO	Garcirrey	EB
9	738,20 4526,10	FELDESPATO	Buenamadre	EB
10	745,30 4525,70	FELDESPATO	Aldehuela de la Bóveda	EB
11	743,75 4528,25	FELDESPATO, GABRO	Garcirrey	EA
12	751,65 4531,10	GRANITO	Tabera de Abajo	EB
13	249,40 4530,00	ARCILLA	Robliza de Cojos	EB
14	259,25 4526,80	CUARCITAS	Carrascal de Barregas	DA
15	255,30 4539,75	ARENISCA	Rollán	EB

DA: depósito artificial. EB: explotación abandonada. IN: indicio. EA: explotación activa

### Arcilla

El punto número 13 (Robliza de Cojos) corresponde a la explotación de diversos niveles de arcillas illíticas rojizas; corresponde a sedimentos terciarios de la Fosa de Ciudad Rodrigo. La forma de la explotación es rectangular, con 15 metros de profundidad, pero hacia los 9 metros presenta niveles arenosos. Lateralmente pasa a areniscas arcósicas.

La producción de ladrillos y tejas de la empresa "Nuestra Señora de los Remedios" se detuvo en el verano de 1993, y en la actualidad está abandonada.

En el contacto entre Terciario y Paleozoico (punto 5, Aldehuela de la Bóveda) se ha observado un indicio de arcilla montmorillonítica de tonos verdosos. Se trata de una acumulación métrica de arcilla montmorillonítica sobre el basamento paleozoico (dique de aplita en contacto con metasedimentos) que aflora en la ladera de la carretera de Aldehuela de la Bóveda a Garcirrey, donde se ha producido un deslizamiento.

### Arenas y gravas

En el Municipio de Garcirrey se encuentra la explotación abandonada n.º 7. Se trata de acumulaciones de arena y gravas correspondientes a los estériles resultados del lavado de un aluvial sobre granito alterado para la extracción de estaño.

Hay varios puntos de pequeñas dimensiones donde se ha extraído material del cauce. Las arenas en general son arenas arcósicas bastante arcillosas (xabre).

### **Arenisca**

El punto 15, situado en Rollán, corresponde a una pequeña explotación abandonada de arenisca con matriz caolinítica en un banco de aproximadamente 10 metros de potencia. Se utilizó para la construcción de vallados.

### **Cuarcitas y esquistos**

Se localizan dos explotaciones en la Hoja correspondientes a los puntos 6 y 14.

El punto 6 (Aldehuela de la Bóveda) son cuarcitas y esquistos replegados de dirección N200/60. El material en superficie está bastante meteorizado; sin embargo, la posibilidad de abrir un amplio frente de explotación es grande. Se explotó para áridos de machaqueo.

Localizado en Carrascal de Barregas, el punto 14 es una de las dos explotaciones activas de esta Hoja. Se trata de una explotación minera a cielo abierto ("Minas del Cubito") para la obtención de estaño diseminado en multitud de pequeños diques de cuarzo que atraviesan a los materiales de complejo esquistograuváquico (F. Monterrubio).

En la actualidad se están utilizando para firme de carreteras los áridos obtenidos en el proceso minero y que están clasificados por diferentes granulometrías. Próximamente se va a instalar una planta de machaqueo para tratar las escombreras más gruesas.

### **Feldespatos**

De las cinco explotaciones de feldespato que aparecen en la Hoja, sólo una de ellas permanece activa. Los puntos 4 y 10 en el Municipio de Aldehuela de la Bóveda, son pegmatitas explotadas en pequeñas canteras abandonadas.

La explotación "Manolita" situada en el punto 9, en el municipio de Buenamadre, dejó de explotar, hace dos años un dique de pegmatita, N60/40, de 20 metros de potencia, que encaja en metasedimentos y en un granito de dos micas de grano medio, pero mantiene un stock de feldespato y la concesión sigue viva. Su uso es para lozas y porcelanas.

En Garcirrey se encuentra la explotación "Julita" (punto 11), que pertenece a Don Saturnino Izquierdo. Esta explotación cuenta con tres frentes, dos de ellos abandonados (uno con galerías que alcanzan los 110 metros de profundidad). Se trata de un gran dique de pegmatita (N140/65) con abundantes ramificaciones, encajando en gabro y granito. Este gabro que se encuentra muy fracturado por las operaciones de extracción mediante explosivos, podría



emplearse en la fabricación de adoquines o como balasto para vías férreas. La explotación cuenta con instalaciones de molienda a pie de cantera, machaqueo y una grúa. La producción de 1993 fue de 150 Tm, que se utilizaron para cerámica y en la fabricación de electrodos. Las leyes del todo-uno son de 70% de feldespato y 30% de cuarzo.

## **Granito**

En el municipio de Tabera de Abajo se localizan dos explotaciones de granito. El punto 1 es un granito de dos micas de grano grueso, a veces porfídico y de coloración rosada, que se utilizó para vallados. En el punto 12 aflora un granito de dos micas (abundante moscovita), explotado en tres frentes para la construcción de las casas vecinas.

Las explotaciones 2 y 3, en Sando, presentan un granito de dos micas de grano medio con afloramientos en lanchas bastante extensas pero con una fracturación fina y penetrativa. En el punto 3 presenta además una fuerte esquistosidad subhorizontal. En ambos casos se empleó como roca de construcción.

Por último, en Aldehuela de la Bóveda (punto 4) aflora un leucogranito moscovítico foliado y parcialmente caolinitizado, utilizado para la construcción de vallados. El emplazamiento de afloramiento no parece justificar su reactivación.

Todas las explotaciones de granito de esta Hoja permanecen abandonadas en la actualidad.

## **Mica**

La explotación abandonada de Garcirrey (punto 8) se trata de una pegmatita de unos 15 metros de espesor, en la zona de contacto entre un potente dique de cuarzo (Sierra Grande) y metasedimentos.

Son varios frentes de dos metros de altura siguiendo el contacto del dique con el encajante. La zona más alterada presenta muchas micas (moscovita y biotita) de gran tamaño y que fueron objeto de explotación.

## **6.3. HIDROGEOLOGÍA**

### **6.3.1. Climatología**

Según la clasificación agroclimática incluida en el PIAS, IGME (1979), el clima es de tipo mediterráneo continental semicálido seco.

El rasgo climático más característico de la zona es la intensidad y duración de los inviernos, con veranos cortos y relativamente frescos. Las temperaturas medias se encuentran com-

prendidas entre los 10-12°C. Los valores de evapotranspiración potencial (ETP) en media anual están comprendidos entre 700-750 mm. Las precipitaciones se caracterizan por su irregularidad en cuanto a la distribución temporal y la desigualdad en cuanto a la distribución espacial (referido a la cuenca del Duero), originándose en su mayoría en primavera y otoño.

### 6.3.2. Hidrogeología superficial

Las aguas de escorrentía superficial son recogidas por el arroyo de Arganza (afluente del Huebra) y por el arroyo de la Ribera Chica (afluente del Tormes) principalmente, que recorren la Hoja, el primero de W a E y el segundo de S a N. Son arroyos de escaso caudal y riesgo mínimo de inundaciones.

Desde el punto de vista hidrogeológico los materiales aflorantes se pueden agrupar en:

- Metasedimentos: Ocupan la mitad de la Hoja; las perspectivas de grandes caudales en ellos son muy escasas, debido a que presentan permeabilidades de bajas a muy bajas. La permeabilidad originada por fracturación, aunque puede ser importante en algunos casos, aquí es baja dado que la mayoría de las discontinuidades se encuentran selladas.
- Rocas ígneas: La mayor parte de las mismas tiene un comportamiento semejante a los metasedimentos; puede tener un cierto interés el contacto con los metasedimentos o con los materiales terciarios que las recubren.
- Sedimentos terciarios: Esta Hoja está enclavada en el entronque de la Fosa de Ciudad Rodrigo con el borde occidental de la cuenca terciaria del Duero. El sistema está constituido por materiales detríticos de carácter conglomerático-arcósico que rellenan una fosa tectónica estrecha y alargada según la dirección SW-NE. Dentro de la gama de sedimentos terciarios que afloran en la Hoja se distingue un tramo basal de conglomerados, areniscas ocreas y arenas arcósicas con un grado de cementación variable (niveles de permeabilidad variables); sobre ellos una unidad de lutitas rojas con algún conglomerado, de permeabilidad muy baja y por último conglomerados silíceos, arenas y limos de casi nula permeabilidad. Hay algunos tramos de costras carbonatadas pero de escasa extensión.
- Cuaternario: Pueden presentar cierto interés los aluviales del arroyo Arganza o los del regato de la Vega, formados por limos, arenas y conglomerados, ya que tienen altas permeabilidades por porosidad intergranular y por ello son numerosos los pozos de excavación manual en los que las captaciones se realizan a escasa profundidad.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

ALONSO GAVILÁN, G. (1981). *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Salamanca)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. Pp. 435.

- ALONSO GAVILÁN, G. (1983). Sedimentología de las Areniscas de Villarmayor. *Stud. Geol. Salmantica*, 19: 7-20.
- ALONSO GAVILÁN, G. (1984). Evolución del sistema fluvial de la Formación Areniscas de Aldearrubia (Paleógeno superior, provincia de Salamanca). *Mediterránea. Ser. Geol.*, 3: 107-130.
- ALONSO GAVILÁN, G. (1986). Paleogeografía del Paleógeno superior Oligoceno en el SO de la Cuenca del Duero (España). *Stud. Geol. Salmantica*, 22: 71-92.
- ALONSO GAVILÁN, G. y POLO, M. A. (1986). Evolución tecto-sedimentaria oligo-miocénica del SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Acta Geol. Hispánica*, 21-22, 419-426.
- ALONSO GAVILÁN, G., BLANCO, J. A.; SÁNCHEZ, S.; FERNÁNDEZ, B. y SANTISTEBAN, J.I. (1989). Alteraciones asociadas a los paleosuelos de las Areniscas de Villarmayor (Salamanca). *Stud. Geol. Salmantica*, vol. esp. 5: 187-207.
- ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M. F. (1987). Paleogeografía del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). En: J. Cívís y M. F. Valle. *Actas de Palinología (Actas del VI Simposio de Palinología, A.P.L.E.)* 269-275. Universidad de Salamanca.
- ALTHAUS, E. (1967). The triple point andalucita-sillimanite-Kyanite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 16, 29-44.
- ALTHAUS, E.; NITSCH, K.H.; KAROTKE, E., y WINKLER, H. G. F. (1970). An experimental reexamination of the upper stability of muscovite plus quartz. *N. Jb. f. Miner. Mh* 7, 325-336.
- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARÍA, J., y SOLE, F. J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica. *II Congreso Geol. de España*. SGE 1. Comunicaciones 19-22. Granada.
- ARRIBAS, A.; GONZALO, F., e IGLESIAS, M. (1981). Génesis de una mineralización asociada a una cúpula granítica; el yacimiento de estaño de Golpejas (Salamanca). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, n.º 3, pp. 563-592.
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P., y JEGOUZO, P. (1979). Orthogneiss mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journ. Struct. Geol.* 1, pp. 31-42.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, LI (1954). *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española*. CSIC, Inst. "Juan Sebastián Elcano", 87 p., Madrid.
- BLANCO, J.A. (1991). "Los procesos de silicificación asociados al Paleógeno basal del borde SW de la cuenca del Duero II: sobre los sedimentos paleógenos". En: *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Pensinsular*. Ed. ITGE 239-250.

- BLANCO, J. A., ALONSO GAVILÁN, G., FERNÁNDEZ, B., y SÁNCHEZ, S. (1989). La alteración roja miocena sobre las Areniscas de Villarmayor. *Stvd. Geol. Salmanticensis*, vol. esp. 5: 209-222.
- BLANCO, J. A. y CANTANO, M. (1983). Las Depresiones del borde Suroccidental de la Cuenca del Duero. *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España. T. II*, pp. 513-521.
- BRASIER, M. D.; PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M. A. (1979). Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios Geológicos*, 35, 379-383.
- BOUYX, E. (1970). Contribution à l'étude des formations ante-ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, 1973. Madrid.
- BUSTILLO, M. A. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora. *Tecniterrae*, 36: 14-29.
- CANTANO, M. y MOLINA, E. (1987). Aproximación a la evolución morfológica de la "Fosa de Ciudad Rodrigo". Salamanca, España. *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.)*. 82 (1-4), pp. 87-101.
- CARNICERO, M. A. (1980). *Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (W de la provincia de Salamanca)*. Tesis doctoral. Univ. de Salamanca.
- CARNICERO, A.; LÓPEZ PLAZA, M., y DELGADO, J. C. (1987). Estudio petrológico del granito de Villavieja de Yeltes (Salamanca). *Actas e Comunicações. IX Reunion sobre a geología do Oeste Peninsular. (Porto 1985)*. Memoria n.º 1. Univ. do Porto, pp. 21-37.
- CHAYES, F. (1955). Potash feldspar as a by-product of the biotite chlorite transformation. *J. Geol. U.S.A.*, 63, pp. 75-82.
- CORRALES, I. (1982). El Mioceno al sur del Río Duero (Sector Occidental). *Temas Geol. Min.*, 6 (2): 709-713.
- CORRETGE, L. G. y MARTÍNEZ, F.J. (1975).- Albitización y sodificación en granitos hercínicos españoles. *Studia Geológica*, 9, pp. 115-141.
- CORROCHANO, A. (1977). *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis doctoral. Univ. de Salamanca, pp. 336.
- CORROCHANO, A. (1982). El paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (provincia de Zamora). *Temas Geol. Min.*, 6 (2): pp. 687-697.
- CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J. (1983). Las Depresiones del borde Suroccidental de la Cuenca del Duero. *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España T.II*, pp. 513-521.

- CORROCHANO, A., CARBALLEIRA, J.; POL, C., y CORRALES, I. (1983). Los sistemas deposicionales terciarios de la depresión de Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 19: 187-199.
- CORROCHANO, A.; QUIROGA, J. L. (1974). La discordancia Paleozoico-Terciario al SW de Zamora. *Studia Geologica Salmanticensia*, 7, 7-39.
- CORROCHANO, A., CARBALLEIRA, J.; POL, C., y CORRALES, I. (1983). Los sistemas deposicionales terciarios de la depresión de Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 19: 187-199.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1960).- El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la cordillera Ibérica. *Notas y Comun. IGME* 60, 127-140.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo esquistoso-grauváquico al Sur de Salamanca. *Studios Geológicos*, 36, 131-138.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1986). *El complejo Esquistoso-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca*. Tesis doctoral. Univ. de Salamanca, p.162.
- DÍEZ BALDA, M. A.; AYARZA, P., y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1992). "El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: engrosamiento y colapso extensional". *III Congreso Geol. Esp. Simp. U. II*, pp. 365-374. Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M. A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y AYARZA ARRIBAS, P. (1995). Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). *Journal of Structural Geology*. Vol. 17, n.º 2, pp. 163-182.
- DÍEZ BALDA, M.A. y FOURNIER VIÑAS, C. (1981). Hallazgo de acritarcos en el Complejo esquistoso-grauváquico al sur de Salamanca. *Acta Geol. Hisp.* 16-3. Pp. 131-134.
- ENGLAND, P. C. y THOMSON, A. B. (1984). Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism. Heat Transfer during the Evolution of Regions of the Thickened Continental Crust. *J. Petrology*, 25. Pp. 894-928.
- EESPEJO SERRANO, R. (1978). *Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo Raña del Sector Cañamero-Horcajo de los Montes*. Tesis doctoral, E.T.S. Ingenieros Agrónomos. Univ. Politécnica. Madrid.
- FERNÁNDEZ AMIGOT, J. A. (1981). Prospección en investigación de yacimientos uraníferos en la provincia de Salamanca. *Tecniterrae*, 43, 45-73.
- GALLARDO, J.F. y MOLINA, E. (1982). Relaciones entre procesos edáficos y superficies morfológicas (vertiente Noroeste de la Sierra de Francia). *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Temas Geológico-mineros*, IGME, 6,1; 211-223, Madrid.

- GARCÍA ABBAD, F. J. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del macizo hespérico (Meseta Central Española). *Estudios Geol.*, 36: 391-401.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972). El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central). *Studia Geológica*, III, pp. 33-41. Salamanca.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1968). "Sobre los ortoneises de Traguntia-Juzbado y su significación tectónica". *Acta Geol. Hisp.*, 3, pp. 69-72.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1971). "Características fundamentales de los Sierras de la provincia de Salamanca". *Bol. Geol. Min. Esp.* T. 82, III-IV; pp. 71-74.
- GARZÓN, M. G. y LÓPEZ, N. (1978). Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental del Sistema Central. *Estud. Geol.*, 34: 574-578.
- GIL Y MAESTRE, E. (1880). Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca. *Com. Mapa Geol. España*, 1-299, Madrid.
- GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J. R. (1985). "La cuarta fase de deformación hercínica en la Zona Centroibérica del Macizo hespérico". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9; pp. 91-104.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1980). *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis doctoral. Univ. de Salamanca 1-334.
- GONZALO, F. J. y LÓPEZ PLAZA, M. (1983). Tipificación estructural de los filones estanno-wolframíferos más representativos de la penillanura salmantino-zamorana. *Stud. Geol. Salmant.* 18, 159-170.
- GONZALO, F. J.; SAAVEDRA, J.; GARCÍA, A.; PELLITERO, E.; ARRIBAS, A., y RODRÍGUEZ, S. (1975). Las rocas graníticas de la Antiforma de Martinamor (Salamanca, España Central). *II Reunión de Geol. Econ. Argentina*, IV, 227-246.
- GRACIA PLAZA, A. S. y GARCÍA MARCOS, J. M. (1980). El yacimiento detrítico-estannífero de "El Cubito" (Salamanca). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. V. 1, pp. 279-291.
- GRACIA PLAZA, A. S.; GARCÍA MARCOS, J. M. y JIMÉNEZ, E. (1981). Las fallas de "El Cubito": Geometría, funcionamiento y sus implicaciones cronoestratigráficas en el Terciario de Salamanca. *Bol. Geol. Min.* 92 (6), pp. 267-273.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ, M.A., y PIEREN, A. P. (1990). Post-Cambrian Paleozoic Stratigraphy. In Pre-Mesozoic geology of Iberia, Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E (eds). *Springer-Verlag*, Berlín, 161-171.

- IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981). "La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca)-Penalva do Castelo (Viseu); un Pinéament ancien réactivé pendant l'orogénie hercynienne?". *Com. Serv. Geol. Portugal*, pp. 89-93.
- I.G.M.E. (1979). *Investigación minera para estaño y wolframio al SW de Salamanca capital*. Inf. inédito de ENADIMSA, T. III, 67 p.
- I.T.G.E. (1979). *Inventario Nacional de Recursos Minerales de Estaño*. Informe inédito. Fondo documental del I.T.G.E. (Doc. n.º 10.620).
- I.T.G.E. (1981). *Investigación de W-Sn en el área Valejo-Garcirrey (Salamanca)*. Informe inédito. Fondo documental del I.T.G.E. (Doc. n.º 10.859).
- JIMÉNEZ, E. (1970). *Estratigrafía y paleontología del borde suroccidental de la Cuenca del Duero*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca. 323 pp.
- JIMÉNEZ, E. (1972). El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 3: 67-110.
- JIMÉNEZ, E. (1973). El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5: 107-136.
- JIMÉNEZ, E. (1974). Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Bol. Geol. Min.*, 85 (5): 518-524.
- JIMÉNEZ, E. (1977). Síntesis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora. *Bol. Geol. Min.*, 88 (5): 357-364.
- JIMÉNEZ, E. (1982). Quelonios y cocodrilos fósiles de la Cuenca del Duero. Ensayo de biozonación del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17: 125-127.
- JIMÉNEZ, E., (1983). Síntesis del Paleógeno continental de la Cuenca del Duero. En: J. A. Comba (coord.): *Libro Jubilar J. M. Ríos Geología de España, II*: 103-108.
- JIMÉNEZ, E. y GARCÍA MARCOS, J. M. (1982). Mapa Geológico de España. E: 1:50.000. 2.ª Serie. núm. 426, Fuentesauco, IGME.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. y MARTÍN-IZARD, A. (1987). Consideraciones sobre la edad del Paleógeno y la tectónica alpina del sector occidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XXIV. pp. 215-228.
- JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. (1984). *Estudio geoestructural de la zona de cisallamiento de Juzbado-Penalva do Castelo (Sector de Salamanca)*. Tesis de Licenciatura UCM, 156 p. Inédito.

- JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1983). "Rocas miloníticas indicadoras de la deformación progresiva en la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo". *Stud. Geol. Salm.*, 18; pp. 139-158.
- JORDÁ, J. F. (1983). Evolución morfogenética de la vertiente NW de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo. *Salamanca*, 8: 129-168.
- JULIVERT, M. (1983). "División en zonas del Macizo Ibérico". En libro *Jubilar J. M. Ríos*, T.1, pp. 67-71.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000. *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J. M. y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983). La estructura de la extensión SE de la Zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado. In Libro *Jubilar J.M. Ríos*. *Publ. Ins. Geol. Min. España*, tomo I, pp. 477-490.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN (1986). *Estudio de las mineralizaciones de rocas pegmatíticas en Castilla y León*. Informe inédito. Fondo documental de la Junta de Castilla y León.
- LIÑÁN, E.; PALACIOS, T. y PEREJÓN, A. (1984). Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.* 121 (3), pp. 221-228.
- LISTER, G.S. y SNOKE, A.W. (1984). S-C Mylonites. *Journ. Struct. Geol.* 6, pp. 617-638.
- LÓPEZ PLAZA, M. (1982). "Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos de la penillanura Salmantino-Zamorana". Tesis. Universidad de Salamanca, 1-333 (Inédita).
- LOTZE, F. (1929). Stratigraphic and tectonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Alb. Ges. Wis. Göttingen*, Math-Ph y S.K.I.N.F. Beitr Geol. West Mediterrangebiete, Berlin, 3, 320 p.
- LOTZE, F. (1945b). *Observaciones respecto a la discusión de los variscides de la Meseta Ibérica* (Trad. de J. M. Ríos) Publ. Extr. Geol. España V, 149-166, Madrid, 1950.
- MACDOUGALL BRENCHLEY, P.J.; REBELO, A., y ROMANO, M. (1987). Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western. *Geol. Mag.* 124, 347-359.
- MACAYA MIGUEL, J. (1980). *Estudio geológico-estructural de los materiales infraordovícicos y ordovícicos de la región de Las Batuecas y Peña de Francia (provincias de Salamanca y Cáceres)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.
- MARCOS, A. (1973). Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España). *Trab. de Geología*, 6, 113.



- MARTÍN-SERRANO, A. (1988). *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Inst. Est. Zamoranos Florián de Ocampo, Dip. Zamora, 306 pp.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1989). Características, rango, significado y correlación de las Series Ogres del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, 5: 239:252.
- MARTÍN-SERRANO, 1991. A la definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (3-4), 337-351.
- MARTÍN-SERRANO, A.; SANTISTEBAN, J. I., MEDIAYILLA, R. (in litt.). Tertiary of the Central System basin. In: Fiend, P. & Dabrio, C. J. (Eds.) *Tertiary Basing of Spain wored and Regional series*. Cambridge Univ. Press.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1981). Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa). *Corpus geologicum Gallaeciae*. Segunda Serie. II. Laboratorio geológico de Lage (La Coruña).
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAUN, A. y GONZÁLEZ LODERO, F. (1992). Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold. Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81/2, pp. 545-560. Stuttgart.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1974). *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora)*. Tesis doctoral. Univ. Salamanca. 286 p. Publ. en Cuadernos Geol. Univ. Oviedo, 7, 3-141.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973). "Los terrenos infraordovícicos de la antiformal de Martinamor (Salamanca)". *Bol. Geol. Miner. Esp.* T. 84-XI. Pp. 407-418.
- MAZO, A. V. y JIMÉNEZ, E. (1982). "El Guijo" primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la provincia de Salamanca. *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 17: 99-104.
- MEDIAYILLA, R. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989). Sedimentación y tectónica en el sector oriental de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Terciario. *XII Congr. Español Sedim.*, comun. 1: 215-218
- MEGÍAS, A. G. (1982). Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V Congr. Latinoamer. Geol.*, 1: 385-402.
- MEHNERT, K.R. (1971). *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, London, New York.
- MIQUEL, M. (1906). Restos fósiles de vertebrados encontrados en San Morales (Salamanca). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 6, 352-357.

- MINGARRO MARTÍN, F. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (1970). Mapa Geológico de España. E: 1:50.000. Hoja 501. La Fuente de San Esteban. IGME. Madrid.
- MINGARRO, F.; MINGARRO, E. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (1971). Mapa Geológico de España a E: 1:50.000. Hoja 500. Villar de Ciervo. IGME. Madrid.
- MOLINA, E. (1991). Geomorfología y geoquímica del paisaje. *Acta Salmanticensia*. Bibliot. de la Ciencias, 72. Ed. Univ. de Salamanca.
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A. y MARTÍNEZ, F. J. (1982). Esquema morfológico evolutivo de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero*. Salamanca.
- MOLINA, E. y BLANCO, J. A. (1980). "Quelques précisions sur l'alteration du Massif Hercynian Espagnol". *C. E. Acad. Sci. Paris*, 290, 1293-1296.
- MOLINA, E. y JORDÁ, J. (1984). Le piédomont nord du "Sistema Central" espagnol dans le province de Salamanca. *Resúmenes del Congreso "Montagnes et Piémont"*. Toulouse, 11 pp.
- MOLINA, E.; VICENTE, A.; CANTANO, M., y MARTÍN-SERRANO, A. (1989). Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde suroeste de la Cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, vol. esp. 5: 177-186.
- MORENO, F. (1990). Superficies de erosión y fracturas en el enlace entre la Meseta Norte y la llanura extremeña (Salamanca-Cáceres). *I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel. 39-49.
- MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976). La edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa, (Montes de Toledo, España). *Brev. Geol. Astur*. XX, 1, 8-16.
- NOZAL MARTÍN, F. y ROBLES CASAS, R. (1988). Series y correlación de los materiales ante-ordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca. *II Congreso Geológico de España*. Granada. Comunicaciones, 1, 139-143.
- OBREGÓN, F. (1972). *El Paleozoico de las inmediaciones de Salamanca*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca. Inédito.
- OCZLON, M. S. y DÍEZ BALDA, M. A. (1992). Contornitas en las facies de pizarras negras bandeadas de la Formación Aldeatejada (ámbito del límite precámbrico-cámbrico, provincia de Salamanca, oeste de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 5, 167-176.
- OEN ING SOEN (1970). Granite intrusion folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min.* 81 (2/3), pp. 271-298.

- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1983 publicado 1986). La discordancia intraalcu-diense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4, 27-32.
- PARGA, J. R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo hespérico. *Trab. Lab. Geol. Laxe*, 37, 1-15.
- PASSCHIER, C. W. y SIMPSON, C. (1983). Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journ. Struct. Geol.*, 8, pp. 831-843.
- PELÁEZ-CAMPOMANES, P.; DE LA PEÑA, A. y LÓPEZ, N. (1989). Primeras faunas de micro-mamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, vol. esp. 5: 135-157.
- PLATT, J. P. (1984). Secondary cleavages in ductile shear zones. *Journ. of Struct. Geol.* Vol 6 n.º 4, pp. 439 a 442.
- POLO, M. A. ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M. F. (1987). Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24: 229-245.
- PORTERO, J. M. y DABRIO, C. (1988). Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. *II Congreso geológico de España*. Granada, 161-164.
- QUESADA, C. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185; 225-245.
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution a l'étude tectonique de tras-os-Montes Oriental. *Serv. Geol. de Port. Mem.* 24 (Nova Serie). Pp 1-168.
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C., y BELL, P.M. (1969). Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.* 267, 259-272.
- ROBLES CASAS, R. y ÁLVAREZ-NAVA, H. (1988). Los materiales precámbrico-cámbricos del Domo de Las Hurdes: Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones, vol. 1, 185-188.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1979). El Complejo esquistograuváquico y los materiales ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España). *Studia Geológica*, XIV-7, 34. Salamanca.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1985). *El Complejo esquistograuváquico y el Paleozoico en el Centro-Oeste español*. Tesis doctoral. Ediciones Universidad de Salamanca.

- RÖLZ, P. (1975). *Beitrage rum Aufban des jumpräkambriſchen und attpalaozoischen Grundgebirges in de Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche (Sierra de Gata). Spanien (Auszug). Technischen Universität München, 147 p. Tesis doctoral en castellano, Münster Forsch Geol. Paläont. heft, 36, 1-68.*
- ROMÁN, F. y ROYO GÓMEZ, J. (1922). Sur l'existence de mamifères lutéciens dans le bassin du Douro (Espagne). *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 175: 1211-1223.
- SAN JOSÉ, M.A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS, L. y HERRANZ, R. P. (1974). Las series ordovícicas y pre-ordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min T.* 85-1. Pp. 21-31.
- SANTISTEBAN, J. I.; MARTÍN-SERRANO, A.; MEDIAVILLA, R. & MOLINA, E. (1991). Introducción a la estratigrafía del Terciario del SO de la Cuenca del Duero. En: J. A. Blanco, E. Molina & A. Martín-Serrano (coords.). *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias*. Monogr. Soc. Española Geomorfol, 6: 185-198.
- SANTISTEBAN, J. I.; MARTÍN-SERRANO, A.; MEDIAVILLA, R. (1992). El Paleógeno del sector suroccidental de la Cuenca del Duero: Nueva división estratigráfica y controles sobre su sedimentación. En: F. Colombo (ed.). Libro Homenaje a Oriol Riba, *Acta Geol. Hispánica*.
- SANZ DONAIRE, J.J. (1979). *El Corredor de Béjar. Tomo I*. Instituto de Geografía Aplicada. CSIC. 195 pp. Madrid.
- SANZ DONAIRE, J.J. (1986). *El corredor de Béjar. Tomo II*. Instituto de Geografía Aplicada. CSIC. 269 pp. Madrid.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1950). Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sao Pedro do Sul-Sátao region (Northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37, 5-167.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945). Paläozoisches grundgebirge und fungus deckgebirge in Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres). *Geotck. forsch.* 6, 37-77. Berlín. Traducido J. M. RÍOS, 1950. *Publ. Extra. Geol. de España T.5*, 93-146.
- SEIFERT, F. y SCHREYER, W. (1970). Lower temperature stabilites limit of Mg-Cordierite in the range 1-7 Kb water presure: a redetermination. *Cont. Miner. and Petrol.* 27, pp. 225-238.
- SPRY, A. (1969). *Metamorphic textures*. Pergamon Press. Oxford. New York o Toronto. Sydney. Paris. Frankfurt.
- TEMPLADO, D. & PASTORA, J. L. (1946).- Explicación del mapa Geológico de España 1/50.000. Hoja 478 (Salamanca). 63 pp. IGME. Madrid.
- TUTTLE, O. F. y BOWEN, N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si<sub>3</sub> O<sub>8</sub> - K Al Si<sub>3</sub> O<sub>8</sub> - SiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 74.

- UBANELL, A. G. (1977). Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la Meseta Ibérica. *Bol. Geol. y Min.*, 88 pp. 508-512.
- UGIDOS, J. M. (1973). *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis doctoral. Univ. Salamanca, 218 p.
- VANCE, J. A. (1965). Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning. *J. Geol.* 73, pp. 636-651.
- VEGAS, R. (1974). Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica. *B.G.M.*, T. 85, núm. 2, pp. 153-156. Madrid.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÓMEZ, J.A.; Díez BALDA, M. A., y GRANT, SWF. (in litt). "Neoporterozoic of Spain new concepts". *Geol. Magaz.*
- VILANOVA, J. (1873). Noticia de vertebrados hallados en Sanzoles (Zamora). *Act. R. Soc. España Hist. Nat.*, 2, 42, 47 y 52. Madrid.
- VILLAR ALONSO, P.; ESCUDER VIRUETE, J. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1992). "La zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo en el sector español". *III Congr. Geol. Esp., Simp.* T. 2; pp. 446-456.
- VOLKOVA, N. L. (1969). Acritarchs of Precambrian and Lower Cambrian deposits of Estonia. *Acad. Sci. USSR. Geol. Inst. Nauka*, 188, 8-36.
- WIDENFALK, L. (1969). Electron microprobe analyses of mirmekite plagioclases and coexisting feldsparts. *Lithos* 2, 295-309.