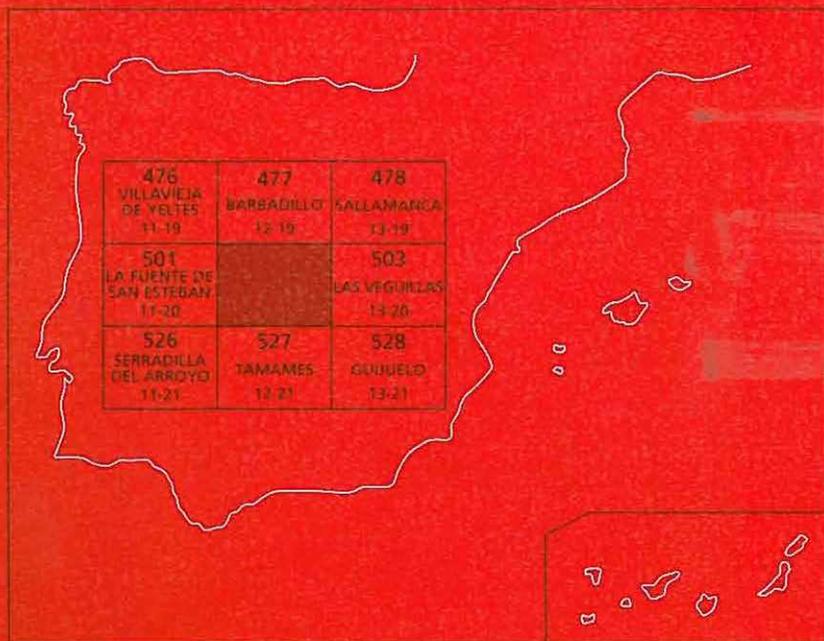




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



MATILLA DE LOS CAÑOS DEL RÍO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

**MATILLA DE LOS
CAÑOS DEL RÍO**

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 33.560-2000

ISBN: 84-7840-411-2

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 1993 bajo control y dirección del propio Instituto.

Han intervenido:

Cartografía Geológica:

Angel Martín-Serrano García (ITGE).
Victorio Monteserín López (ITGE).
Rosa Mediavilla López (ITGE).
Francisco Nozal Martín (ITGE).
M.ª Antonia Díez Balda (Univ. de Salamanca).
Miguel Vicente Pardo Alonso (MAYASA).

Cartografía Geomorfológica:

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

Memoria:

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

Colaboradores:

Gaspar Alonso Gavilán (Univ. de Salamanca), sedimentología.
José Antonio Blanco Sánchez (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.
Félix Bellido Mullas (ITGE), metamorfismo.
Mercedes Cantano Martín (Univ. de Huelva), geomorfología.
M.ª Pilar Carral González (UAM), edafología.
M.ª Luz Díaz (Univ. de Salamanca), análisis sedimentológico.
Begoña Fernández Macarro (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.
Emilio González Clavijo (ITGE), recursos minerales.
Fernando López Díaz (ITGE), tectónica.
Carmen Ortega Menéndez del Llano (ITGE), recursos minerales.
Juan Picart Boira (MAYASA), sedimentología.
M.ª Dolores Rodríguez Alonso (Univ. de Salamanca), petrología.
Manuel Regueiro González-Barros (Univ. de Salamanca), recursos minerales.
Javier Solé Pont (MAYASA), sedimentología.
Juan Santamaría Casanovas (MAYASA), sedimentología.
Manuel Regueiro y González-Barros (ITGE), rocas y minerales industriales.
M.ª Antonia Díez Balda (Univ. de Salamanca), tectónica.

Dirección y supervisión:

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

INDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCIÓN.....	9
1. ESTRATIGRAFÍA.....	11
1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR.....	11
1.1.1. Formación Monterrubio.....	12
1.1.2. Formación Aldeatejada.....	14
1.1.3. Descripción de columnas estratigráficas, facies e interpretación.....	14
1.1.3.1. Descripción de columnas.....	14
1.1.3.2. Descripción de facies.....	17
1.1.3.2.1. Pizarras y limolitas (3 y 6).....	17
1.1.3.2.2. Conglomerados, areniscas y cuarcitas (4 y 7).....	18
1.1.3.2.3. Pizarras microbandeadas (5 y 8).....	19
1.1.3.3. Descripción del esquema interpretativo.....	20
1.1.3.3.1. Modelo de ciclos sedimentarios.....	20
1.1.4. Edad de las series y correlación.....	24
1.2. CENOZOICO.....	25
1.2.1. Paleógeno superior.....	26
1.2.1.1. Arenas arcósicas blancas, areniscas ocre y lutitas verdes (9). Eoceno-Oligoceno.....	26
1.2.1.2. Microconglomerados, arenas y lutitas arcósicas blancas (10). Oligoceno-Mioceno inferior.....	27
1.2.1.3. Costras carbonatadas y síliceas (11). Paleógeno superior-Mioceno inferior medio.....	29
1.2.2. Neógeno inferior.....	31
1.2.2.1. Conglomerados, arenas y lutitas rojas (12). Mioceno inferior-medio.....	31
1.2.3. Neógeno superior-Cuaternario.....	33
1.2.3.1. Conglomerados silíceos y arenas ocre (13). Mioceno superior-Plioceno.....	33

1.2.3.2. Conglomerados silíceos, arenas y limos (14) Glacis-terrazza. Plioceno-Pleistoceno.....	33
1.2.3.3. Conglomerados silíceos, arenas y limos (15) terraza. Pleistoceno	33
1.2.3.4. Limos, arenas y gravas (16). Aluvial. Fondo de valle. Pleistoceno-Holoceno	34
1.2.3.5. Limos, arenas y gravas (17). Conos de deyección. Pleistoceno-Holoceno	34
1.2.3.6. Arenas y gravas (18) coluviones. Pleistoceno-Holoceno	34
2. TECTÓNICA.....	34
2.1. INTRODUCCIÓN	34
2.2. DEFORMACIÓN PREORDOVÍCICA	36
2.3. OROGENIA HERCÍNICA	36
2.4. OROGENIA ALPINA	43
3. GEOMORFOLOGÍA.....	44
3.1. ANTECEDENTES	44
3.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	46
3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO	47
3.3.1. Análisis morfoestructural.....	47
3.3.2. Estudio del modelado	48
3.3.2.1. Formas de ladera	48
3.3.2.2. Formas fluviales.....	48
3.3.2.3. Formas endorreicas.....	50
3.3.2.4. Formas poligénicas.....	50
3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS.....	50
3.4.1. Depósitos de ladera	51
3.4.2. Depósitos fluviales.....	51
3.4.3. Depósitos con carácter poligénico.....	52
3.4.3.1. Alteraciones	52
3.4.3.2. Glacis.....	54
3.5. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA	54
3.5.1. Problemas cronológicos.....	54
3.5.1.1. Las secuencias de alteritas.....	54
3.5.1.2. El problema del encajamiento	55
3.5.2. Evolución del relieve.....	55
3.6. PROCESOS ACTUALES	56
4. PETROLOGÍA.....	57
4.1. ROCAS ÍGNEAS.....	57
4.1.1. Granitos de dos micas y leucogranitos holomoscovíticos sincinemáticos D ₂ . Macizo de Ardonsillero-Rodasviejas	57
4.2. METAMORFISMO REGIONAL.....	59
5. HISTORIA GEOOLÓGICA.....	61

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	65
6.1. RECURSOS MINERALES	65
6.1.1. Mineralizaciones de estaño	66
6.2. ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES	66
6.2.1. Arcilla.....	66
6.2.2. Granito	67
6.2.3. Pizarra.....	67
6.3. HIDROGEOLOGÍA	67
6.3.1. Climatología	67
6.3.2. Hidrogeología superficial.....	67
7 BIBLIOGRAFÍA	68

0. INTRODUCCIÓN

Geográficamente, la Hoja de Matilla de los Caños del Río 502 (12-20) del Mapa Topográfico Nacional se sitúa en el centro 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 ganadero, vacuno, porcino y ovino. La industria es prácticamente inexistente.

Los principales núcleos de población son, por este orden: Matilla de los Caños del Río, Cabrillas, San Muñoz, Sepulcro-Hilario, Abusejo, Carrascal del Obispo, Vecinos y Narros de Matalayegua.

Morfológicamente, no hay gran diferencia de cotas entre las más altas: Mora (1.128 m), El Castillo (1.038), Atalaya Iñigo (1.037) o Raso (1.002) y las más bajas, sobre los 800 m. Las más altas vienen definidas por los niveles areniscosos o conglomeráticos de la parte superior de la formación Monterrubio y los más bajos por los recubrimientos terciarios del NW.

La red hidrográfica pertenece a la Cuenca del Duero, siendo el curso tributario más importante el río Huebra, que cruza la Hoja de SE a NW.

Geológicamente, la Hoja se sitúa en el centro de la Zona Galaico-castellana de LOTZE (1945b) o bien en el centro-norte de la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972), modificado del anterior. La zona Centroibérica se caracteriza por la gran extensión de afloramiento del ante-ordovícico y el carácter discordante del Ordovícico sobre su sustrato Cámbrico y/o Pre-cámbrico, [JULIVERT *et al.* (*op. cit.*)]. Desde el punto de vista estructural la Hoja de Matilla de los Caños del Río pertenece al dominio de los pliegues verticales, en el que las estructuras de la primera fase hercínica tienen su plano axial subvertical (DÍEZ BALDA *et al.* 1990).

Los materiales aquí aflorantes están representados por metasedimentos del Vendense superior-Cámbrico inferior en un 45% del total y sedimentos terciarios y cuaternarios prácticamente por el resto, ya que la presencia de rocas graníticas es insignificante.

La orogenia hercínica afecta a los materiales véndico-cámbricos con una deformación poli-fásica acompañada de metamorfismo y plutonismo. La primera fase hercínica origina pliegues de dirección NO-SE, de plano axial subvertical, con una esquistosidad S_1 asociada que es la estructura más penetrativa del área de estudio. La segunda fase, con acortamiento subvertical, origina pliegues de plano axial subhorizontal con una esquistosidad S_2 asociada. Esta esquistosidad es muy generalizada en la esquina NE de la Hoja (antiforma de Martinamor) y prácticamente oblitera la esquistosidad anterior. La tercera fase repliega suavemente la esquistosidad anterior, a las isogradas de metamorfismo y a los granitos deformados por la segunda fase. Tiene una dirección N120E, plano axial subvertical y una esquistosidad S_3 asociada, de desigual desarrollo, que crenula a la esquistosidad S_1 .

Entre los antecedentes geológicos hercínicos cabe mencionar, entre otros, a los siguientes autores: SCHMIDT-THOME (1938-1941), LÓPEZ AZCONA y MINGARRO (1970); MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973), DÍEZ BALDA (1975 a 1988), equipo de INTECSA (Hojas del PLAN MAGNA limitrofes) y equipo de MAYASA (investigación de fosfatos, 1986-1989).

El registro sedimentario más reciente está sólo representando en la mitad noroccidental de la Hoja; consta de una formación arcósica compleja tapizada por mantos aluviales de material siliciclástico. La deformación alpina que fragmenta transversalmente a los materiales hercínicos, afecta también a las más antigua 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 al 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 pre-luteciense 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 ARCONA (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). Con un enfoque más

geomorfológico, pero igual o más fundamentales, son las aportaciones de MOLINA *et al.* (1982), JORDÁ (1983), MOLINA y JORDÁ (1984) y CANTANO y MOLINA (1987).

1. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales más antiguos que afloran en esta Hoja, pertenecen a las formaciones Monterrubio y Aldeatejada, que tienen para esta área un gran predominio detrítico y se consideran equivalentes a las unidades más superiores del complejo esquisto-grauváquico, ambas situadas por debajo del Cámbrico inferior datado con fósiles, es decir, por debajo de las areniscas de Tamames (Hoja 527, Tamames, DiEZ BALDA, 1980).

Para el conjunto de sedimentos precámbrico-cámbricos de la mitad sur-oriental de la Zona Centroeibérica, se han establecido recientemente, [ALVAREZ NAVA *et al.* (1988)], tres grupos litoestratigráficos separados entre sí por discordancias de distinto tipo. Se les ha denominado de más antiguo a más moderno: Grupo Domo Extremeño, al que se atribuye una edad Rifense superior-Vendiense; Grupo Ibor, al que se le asigna una edad Vendiense superior y Grupo Valdelacasa, cuyo contenido paleontológico parece evidenciar un Vendiense superior-Cámbrico inferior. Estas edades pueden ser discutidas.

Más recientemente, VIDAL *et al.* (in litt) analizan el significado de estas discordancias, y VIDAL, JENSEN y PALACIOS (1994) discuten las edades, considerando de hecho que todos los grupos (hasta el Cámbrico inferior datado con fósiles) tienen una edad Vendiense superior.

La mitad noroccidental de la Hoja está ocupada por el relleno cenozoico de la fosa de Ciudad Rodrigo. Dicho relleno, en su volumen más importante, tiene carácter fundamentalmente arcósico, que se atribuye al Paleógeno superior. El resto son depósitos de carácter siliciclástico, procedentes de las sierras meridionales, en donde deben estar representados el Mioceno inferior-medio por sedimentos rojos, y el Neógeno superior y Cuaternario por las rañas y los sistemas de terrazas fluviales.

1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR

El Grupo Valdelacasa de ALVAREZ NAVA *et al.* (*op. cit.*) agrupa para el área de Salamanca-Tamames a cinco formaciones: Fm. Monterrubio, Fm. Aldeatejada, Fm. Areniscas de Tamames, Fm. Calizas de Tamames y Fm. Pizarras del Endrinal. Se apoya discordantemente sobre la serie inferior del Domo de las Hurdes., [RODRÍGUEZ ALONSO (1979, 1985), ROBLES CASAS *et al.* (1988)]. La discordancia se sigue a lo largo de diversas Hojas: 575 (Hervás), 552 (Miranda del Castañar), 551 (Martiago), 526 (Serradilla del Arroyo), etc. La serie inferior, que no aflora en esta Hoja, está constituida por alternancias pelítico-arenosas casi siempre masivas, con intercalaciones de niveles conglomeráticos y tramos desorganizados que representan una facies turbidítica típica de lóbulo, interlóbulo y canal.

El Grupo Valdelacasa, a escala regional (Montes de Toledo-Domo de las Hurdes) puede presentar en la base un nivel megabréichico de cantos decimétricos de caliza, cuarzo y arenisca

y matriz arenoso-calcareo. Este nivel, a veces discontinuo, puede alcanzar los 50 m de potencia. En zonas próximas al área que nos ocupa no se detecta ese nivel, y la base del Grupo Valdelacasa (Fms. Monterrubio + Aldeatejada) se apoya directamente sobre la Serie Inferior (Hoja 522, Miranda del Castañar y colindantes). El límite superior del citado grupo a escala regional es también una discordancia, atribuida a movimientos preordovicicos (fase sárdica) (DÍEZ BALDA, 1981, RODRÍGUEZ ALONSO, 1985). Esta discordancia se observa en la Hoja de Tamames (527) donde la Cuarcita Armoricana reposa sobre las Calizas de Tamames.

1.1.1. Formación Monterrubio

La Fm. Monterrubio y la Fm. Aldeatejada suprayacente a ella constituyen un conjunto sedimentario de características litológicas y sedimentológicas prácticamente idénticas. Se han subdividido, (DÍEZ BALDA, 1986), por razones de índole práctica, tanto en lo que 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 cuarzo feldespáticos, muy escasos en la Fm. Aldeatejada, que es fundamentalmente pelítica.

Esta formación aflora en la antiforma de Martinamor de tercera fase hercínica (D_3) y en los anticlinales de primera fase hercínica (D_1) de Pedrosillo de los Aires-Llén-Martín Pérez, Vega de Olleros-Cerro Amatos-Pelayos, Peña de Cabra-Las Veguillas-Berrocal, Domingo Señor-Narros y el de Moraleja-Coquilla de Huebra (Fig. 5).

Los tramos más bajos de la sucesión véndico-cámbrica en el área sur de Salamanca (Fm. Monterrubio) afloran en la antiforma de Martinamor anteriormente citada y en el extremo SE de la Hoja de Guijuelo (528).

La Fm. Monterrubio, que se estableció de manera informal (en el área de Guijuelo-Tamames-Salamanca 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.

Esta somera descripción se ajusta aproximadamente a la parte alta de la formación (localizada geográficamente al S y E de la Hoja) de bajo gradiente de metamorfismo y deformación, donde se reconocen las estructuras sedimentarias y donde se han podido levantar columnas estratigráficas y sedimentológicas.

Los tramos bajos de la formación (localizados al NE de la Hoja) presentan características peculiares. Por un parte, se observa un aumento progresivo rápido del metamorfismo y de la intensidad de la deformación; las facies de pelitas y limolitas con intercalaciones arenosas o microconglomeráticas de las áreas epizonales (S y E) afectadas por una deformación D_1 y un metamorfismo M_1 de bajo grado, pasan rápidamente a micaesquistos y cuarzoesquistos

meso-catazonales a medida que se desciende en la secuencia estructural generada por la deformación D₂ (aumento progresivo de la intensidad de la deformación). En el núcleo de antifirma de Martinamor (Hoja 503, Las Veguillas) afloran cuerpos graníticos prefase dos-prehercínicos (ortoneises de S. Pelayo), hay una disminución notable de tramos conglomeráticos, así como un aumento de los niveles de cuarcitas anfibólicas y areniscas feldespáticas (y/o "porfiroides") en compleja relación con los ortoneises citados, que significan para el área sur de Salamanca el tramo más profundo de la Fm. Monterrubio.

El techo de la formación se sitúa en el último tramo conglomerático-arenoso con suficiente potencia y continuidad cartográfica. Este límite así establecido presenta en determinadas zonas problemas cartográficos y estratigráficos debido a que la continuidad de los niveles no es total, porque se amalgaman y se suceden en el espacio y en el tiempo. Lo propio ocurre en el muro de la Fm. Aldeatejada en la que puede aparecer algún nivel conglomerático y/o arenoso, aunque de escasa entidad. Un dato importante para la fijación del límite entre las dos formaciones es que hacia la base de la Fm. Aldeatejada se define una franja de pelitas microbandeadas de considerable potencia y continuidad lateral, muy evidente a todo lo largo de la zona de estudio.

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 hemos explicado anteriormente que el techo de la Fm. Monterrubio se situaba en el último tramo conglomerático, de potencia y continuidad suficiente y que hacia la base de la Fm. Aldeatejada, aparece un nivel de pelitas negras microbandeadas 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 principalmente en las estructuras sinclinales de primera fase hercínica de Vecinos-Pedro Llén, Negrillos-Cabrera-Galinduste, S. Pedro Acerón-Las Dueñas-Montejo, Pedro Martínez-Terrones, Berrocal de Huebra-Bárbalos y un área relativamente pequeña al SW de Avililla de la Sierra (flanco N del sinclinal de Tamames-Ahigal) (fig. 5).

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 pelítico-arenosos, a veces de características masivas, potentes niveles de pizarras microbandeadas, sobre todo hacia la base y una disminución considerable de los niveles conglomeráticos. No se han detectado "porfiroides" y se ha observado esporádicamente la presencia de algún nivel centimétrico de areniscas anfibólicas. Ocasionalmente, en áreas relativamente alejadas (Hoja

478, Salamanca), pueden aparecer niveles carbonatados brechoides que ocasionalmente contienen cantos rodados de cuarzo y niveles discontinuos de carbonatos.

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 columnas estratigráficas, facies e interpretación

1.1.3.1. Descripción de columnas

Para la descripción estratigráfica y sedimentológica tanto de la Fm. Monterrubio como de la Fm. Aldeatejada se han levantado series en las zonas con mejor afloramiento y a su vez menos afectadas por la deformación y el metamorfismo regional. Estas series se ubican de la siguiente forma: la n.º 2 en el flanco norte del Anticlinal de Moraleja-Coquilla de Huebra, las n.º 3 y n.º 4 en el flanco sur del mismo anticlinal y la n.º 5 en el flanco sur del Anticlinal de Peña de Cabra-Las Veguillas-Berrocal. Para las descripciones de las facies y del esquema interpretativo se tienen en cuenta, también, otras columnas levantadas en el área sur de Salamanca (apartado 1.1.3.3.). Aquí se resumirán brevemente las levantadas en la Hoja de acuerdo con la fig. 1.

Arroyo de la Hojita. Columna 2

Se ha levantado en un arroyo situado a un kilómetro escaso al sur de Moraleja de Huebra.

Se ha reconocido la parte alta de la subunidad 3 y casi la totalidad de la subunidad 4.

En la subunidad 3 se han medido un total de 160 m repartidos de muro a techo en los siguientes intervalos:

- Facies de plataforma: 85 m., representados por pelitas grises con intercalaciones arenosas asimiladas a capas de tormenta. En la parte alta de este intervalo se encuentra un nivel cuarcítico organizado en un ciclo negativo, que se interpreta como una barra de plataforma.
- Facies euxínicas: 75 m de potencia, compuestas esencialmente por lutitas microbandeadas.

En la subunidad 4, con una potencia total medida de 675 m., presenta de muro a techo los siguientes intervalos:

- Facies canalizadas: 40 m de potencia, representados por conglomerados cuarcíticos organizados en secuencias positivas.
- Facies de plataforma, 270 m de potencia, compuestas principalmente por limolitas grises. Las intercalaciones arenosas se concentran predominantemente en la parte baja, siendo esporádicas en el resto del intervalo.

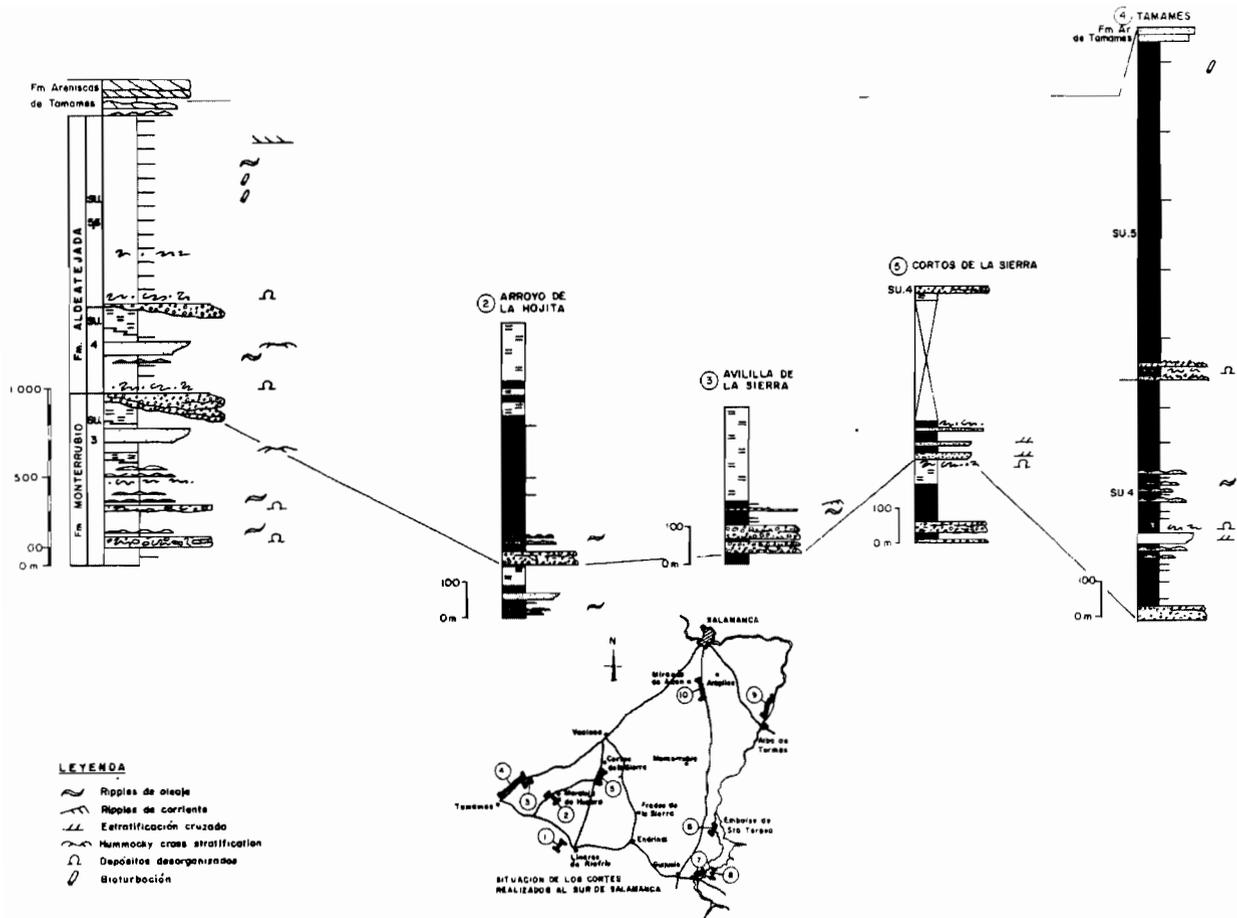


Fig. 1. Situación estratigráfica de las series

- Facies euxínicas: están presentes en los últimos 265 m de esta subunidad. Alternan con limolitas grises masivas y están representadas por lutitas microbandeadas en las que se desarrollan esporádicamente nodulaciones y fosfatizaciones.

Avililla de la Sierra. Columna 3

Se ha realizado en un arroyo situado al E de Avililla de la Sierra.

Se han reconocido los últimos metros de la subunidad 3 (20 m de pelitas grises masivas) y la parte baja y media de la subunidad 4.

Subunidad 4; con un total de 430 m. medidos, presenta de muro a techo los siguientes intervalos:

- Facies canalizadas: 45 m de potencia, compuestas por conglomerados, microconglomerados y areniscas organizados en ciclos granodecrecientes amalgamados que configuran en conjunto dos secuencias positivas.
- Facies de plataforma: 65 m de potencia, representados por una alternancia entre limolitas grises y capas de tormenta arenosa. El contenido en arena disminuye hacia la parte alta del tramo.
- Facies euxínicas: 270 m de lutitas microbandeadas y lutitas negras masivas.

Tamames. Columna 4

La serie se ha iniciado al sur de Torre Velayos y se ha finalizado en Tamames siguiendo la carretera Vecinos-Tamames.

Se ha reconocido una serie continua desde la base de la subunidad 4 hasta la Fm. Arenisca de Tamames (Hoja n.º 527, Tamames). El límite entre las subunidades 5 y 6 (detectado entre las subunidades 5 y 6 en las series de Mozárbez (10) y Alba de Tormes (9) en la Hoja de Salamanca) no es evidente en esta zona, siendo por tanto descritas ambas conjuntamente.

Subunidad 4: 595 m de potencia, en los que se han reconocido de muro a techo los siguiente tramos de facies:

- Facies canalizadas: 40 m de conglomerados y areniscas con cicatrices erosivas.
- Facies de plataforma: 555 m de potencia, que están compuestos esencialmente por una alternancia entre limolitas grises y capas arenosas de tormenta. En la parte media-baja se intercala un acúmulo arenoso interpretado como un complejo de barras de plataforma. Esporádicamente se encuentran algunos niveles desorganizados.

Subunidades 5 y 6: con 990 m de potencia en los que se reconocen:

- Facies canalizadas: 50 m de niveles desorganizados de tipo "debris flow" y "mud flow" en los que se distinguen numerosas cicatrices.

- Facies de plataforma: 940 m de pelitas y limolitas grises con intercalaciones de capas arenosas.
- Formación Arenisca de Tamames: 40 m de areniscas y cuarcitas.

Cortos de la Sierra. Columna 5

La serie se ha levantado al sur de Cortos de la Sierra, en la carretera que conduce a Linares de Riofrío.

Se ha reconocido la parte media-alta de la subunidad 3, la subunidad 4 (aunque la mayor parte de esta última está recubierta) y las facies canalizadas basales de la subunidad 5.

- Facies de plataforma: 50 m de limolitas grises masivas.
- Facies canalizadas: 35 m de conglomerados y areniscas dispuestas en ciclos granodecrecientes. En conjunto se organizan en una secuencia positiva en base erosiva.
- Facies euxínicas: 165 m de potencia compuestos por limolitas microbandeadas y grises masivas.

Subunidad 4: 600 m de potencia repartidas de muro a techo en los siguientes intervalos:

- Facies canalizadas: 60 m de potencia que están representados por dos niveles de conglomerados y areniscas organizados en ciclos granodecrecientes amalgamados y separados por una intercalación limolítica de 20 m de potencia.
- Facies de plataforma: 85 m de limolitas grises masivas.
- Facies euxínicas: 65 m de pelitas microbandeadas. En la parte alta de este tramo se intercalan algunos niveles desorganizados.
- Facies de plataforma: 100 m de potencia. Tramo en el que predominan limolitas grises con intercalaciones arenosas asimiladas a capas de tormenta. Incluye algunas barras de plataforma con estratificación de cruzada, intercalaciones microconglomeráticas e intervalos esporádicos de facies bandeadas.
- 285 m. de cubierto.
- Facies euxínicas: 5 m de lutitas microbandeadas.

Subunidad 5: 200 m de conglomerados cuarcíticos con numerosas cicatrices erosivas.

1.1.3.2. *Descripción de facies*

1.1.3.2.1. **Pizarras y limolitas (3 y 6)**

En estas facies se incluyen algunas areniscas intercaladas y los depósitos desorganizados. Corresponden a facies de plataforma y talud y son las más predominantes.

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 de arena

fina. En ocasiones son masivas y sólo esporádicamente se detecta algún nivel milimétrico de arena muy fina. Si la proporción de arena aumenta, los niveles alcanzan proporciones decimétricas. 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 tramos desorganizados alcanzan cierto desarrollo en Cortos de La Sierra y al S. de Torre Velayos y se presentan como materiales pelíticos muy esquistosados entre los que aparecen lentejones, cantos y bolos arenosos; el grado de desorganización aumenta cuanto mayor es el predominio de los términos finos; si predominan los términos arenosos la estratificación está mal definida o distorsionada, careciendo las capas de continuidad lateral. Se trata de acumulaciones constituidas por materiales turbidíticos recientemente depositados y posteriormente deslizados y desorganizados por cualquier causa de inestabilidad (se asimilan a procesos del tipo “debris flow” y “mud flow”). Son frecuentes los “slumps”.

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.

1.1.3.2.2. **Conglomerados, areniscas y cuarcitas (4 y 7)**

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 para conglomerados 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 y otra granulometría más fina compuesta por filosilicatos (sericita, biotita, clorita) 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 a 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.

1.1.3.2.3. ***Pizarras microbandeadas (5 y 8)***

Es uno de los tramos más característicos tanto de la Fm. Monterrubbio 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 la Fm. Monterrubbio tienen en cualquier caso menor desarrollo que en la Fm. Aldeatejada.

Dentro de este grupo 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 las 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", [OCZLÓN y DÍEZ BALDA (1992)].

Al microscopio estas facies presentan una textura blastopelítica pizarrosa donde está perfectamente definida una S_0 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.

1.1.3.3. Descripción del esquema interpretativo

El esquema de la fig. 2 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.

La columna n.º 1 se describe en la Hoja n.º 527 (Tamames), las columnas 2, 3, 4 y 5 en la Hoja que nos ocupa; las columnas 6, 7 y 8 en la Hoja n.º 528 (Guijuelo) y las columnas 9 y 10 en la Hoja n.º 478 (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, 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. 2 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. 3). Estas subunidades se han correlacionado con las diferenciadas en los Montes de Toledo (Valdelacasa) en la Fm. Limolitas del Pusa, [ÁLVARIZ NAVA *et al.* (1988)].

- Cada subunidad corresponde a un ciclo sedimentario asimilable a una secuencia deposicional. En estos ciclos se desarrollan de muro a techo: facies conglomeráticas canalizadas, facies de plataforma pelítico-arenosas y facies euxínicas bandeadas.

1.1.3.3.1. 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. 4).

MONTES DE TOLEDO

SUBUNIDADES EN VALDELACASA



NIVEL DE FUENTES
 1110 800
 Cambios 1000-800
 800-600 600-400

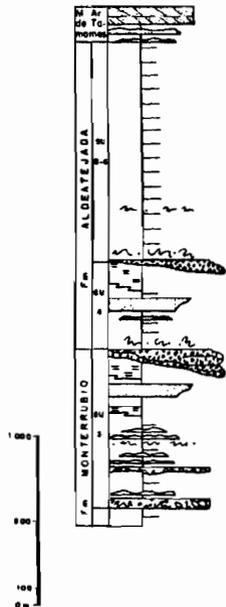
SALAMANCA

SUBUNIDADES AL SUR DE LA ANTIFORMA DE MARTINAMOR



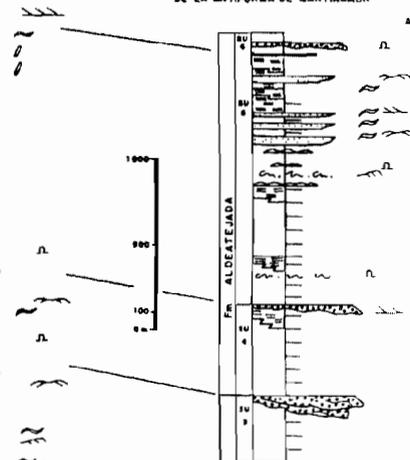
SALAMANCA

COLUMNA SINTÉTICA AL SUR DE LA ANTIFORMA DE MARTINAMOR



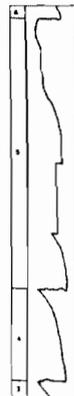
SALAMANCA

COLUMNA SINTÉTICA AL NORTE DE LA ANTIFORMA DE MARTINAMOR



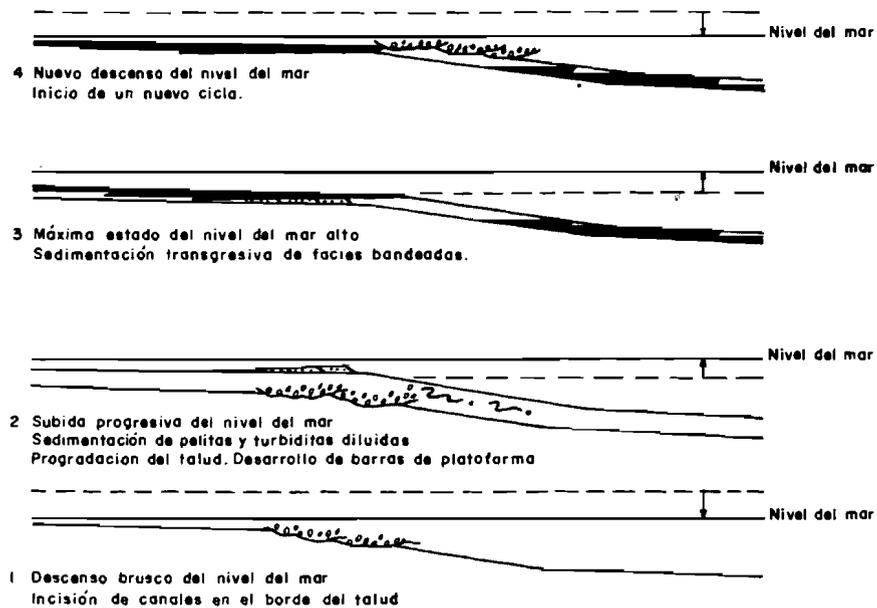
SALAMANCA

SUBUNIDADES AL N DE LA ANTIFORMA DE MARTINAMOR



LEYENDA Y SIMBOLOGÍA VER FIG 2

Fig. 3. Columnas sintéticas y subunidades al sur de Salamanca. Correlación de subunidades con Montes de Toledo



CICLO IDEAL

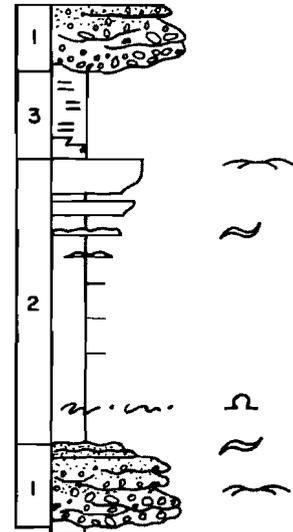


Fig. 4. Modelo de ciclos sedimentarios

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 asemejan 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 por VIDAL *et al.* (in litt), indicando que la primera de las especies citadas corresponde a *Heliosphaeridium* s.p. acorde con una edad Vendiese tardía. Estos autores situarían entonces el límite Precámbrico (Vendiese)-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 FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA (1972); DÍEZ BALDA (1980, 1986)]. La Fm. Arenisca de Tamames (Hoja 528, Guijuelo) 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 al 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. CENOZOICO

La sedimentación alpina de esta Hoja está incluida en la fosa de Ciudad Rodrigo, una de las subcuencas asociadas a la Cuenca del Duero. Esta fosa, que tiene origen tectónico y estructura asimétrica, pues los mayores espesores de sedimentos terciarios se localizan a lo largo del borde sur (FERNANDEZ 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 UBANELL, 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 esperar un relleno con gran complejidad de facies.

Como es evidente, en todos esos sectores la sedimentación está controlada por factores como áreas fuentes, 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 MOLINA, 1987 en el que presentan una síntesis sobre la estratigrafía de dicha fosa. Las iniciales y también las 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, a 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.

1.2.1. Paleógeno superior

1.2.1.1. Arenas arcósicas blancas, areniscas ocre y lutitas verdes (9). Eoceno-Oligoceno

Constituyen la base y el volumen principal del relleno de la fosa apoyándose en discordancia angular, muy raramente observable, o en contacto mecánico con el zócalo. Afloran en todos los escarpes producidos por la incisión del piedemonte de la mitad noroccidental de la Hoja donde se ha estimado un espesor máximo de unos 80 m, pero siempre con escasos metros de observación. Son depósitos de naturaleza fundamentalmente arcósica formados por secuencias métricas de arenas blancas y lutitas verdes, bastante compacta y con rasgos hidromórficos y edáficos integrados a su vez en una megasecuencia positiva. Su techo erosionado y sepultado por los depósitos rojos miocenos presenta un encostramiento espectacular especialmente desarrollado al sur de San Muñoz.

Las arenas son arcosas o litoarcosas, de submaduras a inmaduras y con un tamaño de grano grueso o 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 verdes, 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 corroidos 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 post-sedimentarios 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.

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 y quelonios y cocodríleos, que indican Eoceno (JIMÉNEZ, 1977, 1982; PELÁEZ-CAMPO-MANES *et al.*, 1989; ROMÁN y ROYO GÓMEZ, 1922).

1.2.1.2. *Microconglomerados, arenas y lutitas arcósicas blancas (10). Oligoceno-Mioceno inferior*

Afloran fundamentalmente en la esquina noroccidental, al norte de San Muñoz, discordantemente en torno a un paleorrelieve paleozoico y con un espesor difícil de determinar por su irregularidad. En función de sus características litoestratigráficas y de su posición sumital podrían asimilarse pero con todas las dudas razonables a las Areniscas de Garci Hernández (JIMÉNEZ, 1973; CORROCHANO, 1982) y a las facies Madrigal y facies Puente Runel (CORRALES, 1982; CORROCHANO *et al.*, 1983). Son materiales arcósicos de color blanco-verdoso (5 y 7/2) arenas y gravas con 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, con centiles 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 está formada por cuarzo (10-30%), feldespato (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, feldespato, 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 μ m y de las micas se disponen 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 (iluvación 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, iluvación 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 iluvación 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 iluvación, 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 se 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 avalan-

cha. Este sistema discurría por un paisaje abierto, lo que favoreció los desbordamientos y el desarrollo de los depósitos de llanura de 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 sur de la Fosa indican un clima mediterráneo (ALONSO GAVILÁN y VALLE, 1987). El alto contenido en arcillas de iluviación y neoformación (esmectitas) en la base de las secuencias y la frecuencia de los procesos de alteración edáficos abogan por unas condiciones climáticas en las que los períodos 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 períodos 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 supra-yacentes (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 supra-yacente 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.

1.2.1.3. *Costras carbonatadas y silíceas (11). Paleógeno superior-Mioceno inferior medio*

Desde el punto de vista cartográfico y estratigráfico existen dos tipos de encostramientos: intrasedimentarios, que aparecen en el seno de las formaciones y ligadas a las secuencias sedimentarias en ellas contenidas y las 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 los niveles areniscosos como fangosos de las secuencias y suelen interpretarse de origen freático, 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 de 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) produciéndose 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 encostramientos es correlativa a su relevancia morfológica o estratigráfica. Muestran un mayor grado de carbonatación (fundamentalmente dolomita) y el sedimento original (lutita o lutita arenosa de carácter arcóscico) ha perdido la mayor parte de sus características originales. Así la roca aparece constituida por un mosaico de cristales de dolomicrita y dolomicrosparita 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 a 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 juntos, 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.

1.2.2. Neógeno inferior

1.2.2.1. Conglomerados, arenas y lutitas rojas (12). Mioceno inferior-medio

Esta unidad está representada en la mitad noroccidental de la Hoja tapizando superficialmente el relleno arcósico de la fosa. Constituyen un depósito de procedencia meridional de espesor irregular (entre los 30 m) que reposa discordantemente sobre el resto de los materiales precedentes. Se ha correlacionado con 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 con 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 importante impregnación por oxihidróxidos de hierro. Su espectro litológico está formado por cuarzo, cuarcita en las fracciones arena, grava, 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 atribuirlos 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, planta triangular digitada por la erosión y, a grandes rasgos, una expresión morfológica conservada en su techo con menos de 3° de pendiente dirigida hacia el NNO.

Están compuestos por gravas (centil máximo 50 cm) y, localmente, brechas de 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 feldespatos 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 ras-

gos 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 las 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 proporción, 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, apiándose unos sobre otros; ocasionalmente, pueden alcanzar posiciones intermedias e intercarse 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 granodecipientes 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 arcilla 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 por 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 puede encontrar, en ocasiones, cuerpos similares pero de composición fundamentalmente arenosa caracterizados por un mayor desarrollo de las facies de barras laterales (arenas 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.

1.2.3. Neógeno superior-Cuaternario

1.2.3.1 *Conglomerados silíceos y arenas ocreas (13). Mioceno superior-Plioceno*

Esta formación constituye un manto conglomerático al techo del piedemonte que sella y erosiona los depósitos rojos y arcósicos precedentes. Por su expresión morfológica y por sus caracteres litoestratigráficos se le atribuye carácter de *Raña* y al mismo tiempo de *Series ocreas* (CANTANO y MOLINA, 1987; MEDIAVILLA y MARTÍN-SERRANO, 1968; MARTÍN-SERRANO, 1989). Por estas razones se les atribuye a la etapa final neógena.

Constituyen mantos conglomeráticos de planta triangular digitada por la erosión y morfología tabular decreciente de 10-2 m de espesor. Son gravas clastosoportadas de color ocre constituidas por cuarcitas rodadas y relativamente heterométricas (<:50 cm), cuarzo y muy escasos fragmentos de esquistos. En la fracción arenosa parecen esos mismos componentes, escasísimos feldespatos y opacos. La fracción arcillosa tiene illita/caolinita como componentes principales y esmectitas e interstratificados como accesorios, siendo especialmente abundante la presencia de oxi-hidróxidos de hierro en forma de goethita. En general son gravas clastosoportadas relativamente pobres en matriz debido a procesos de lavado posterior. Forman secuencias granodecrecientes, con estratificación cruzada planar y en surco muy tendida en sets centimétricas o son masivas.

Se interpretan como mantos fluviales propios de un piedemonte con un régimen hidráulico elevado.

1.2.3.2. *Conglomerados silíceos, arenas y limos (14). Glacis-terrazza. Plioceno-Pleistoceno*

Constituyen cuerpos aluvionares en su origen retocados posteriormente por procesos relativos a vertientes (arroyada difusa) paralelos al encajamiento del valle. Son sedimentos igualmente siliciclásticos y granulometría gruesa. Cuando han sido suficientemente retocados constituyen acumulaciones de escaso espesor que muestran una base plana con acanaladuras y una organización interna masiva o con una burda granoselección positiva; en relación con los horizontes más profundos se aprecia estratificación cruzada planar muy tendida ligada a su origen fluvial inicial y fundamental.

1.2.3.3. *Conglomerados silíceos, arenas y limos (15). Terraza. Pleistoceno*

Los materiales que constituyen estos depósitos proceden de las sierras paleozoicas meridionales pero incorporan también detritus de sustrato que atraviesan, especialmente de las rañas. Son también sedimentos conglomeráticos siliciclásticos de naturaleza cuarcítica y matriz arenosa. Presentan planta alargada, morfología tabular, escaso espesor (2-3 m de potencia máxima) y base erosiva, techo plano y disposición escalonada en los márgenes suroccidentales de los cursos que disectan al sustrato terciario de la fosa.

Son bancos de conglomerados de cuarcita y cuarzo, clastosoportados y con centiles inferiores a los 30 cm. La proporción de arenas y sobre todo de lutitas es escasa. Su organización interna muestra estratificación cruzada planar o en surco y raramente cuñas arenosas. Estos

depósitos que no presentan acusadas diferencias sedimentológicas con las rañas, son propios de ambientes fluviales trenzados.

1.2.3.4. *Limos, arenas y gravas (16). Aluvial. Fondo de valle. Plesistoceno-Holoceno*

Constituyen los aluviones y fondos de valle actuales que son especialmente importantes en el río Huebra, e irregulares en cuanto a dimensión, continuidad y espesor en el resto sobre el sustrato de la fosa. Apenas tienen importancia sobre la mitad paleozoica de la Hoja. En algunos cursos de su mitad alpina, como el citado río anterior, los aluvionamientos pueden acercarse a los 5 m de espesor. En estos casos se trata de conglomerados clastosoportados de gravas silíceas (cuarcita y cuarzo) y arenas con escaso componente limoso generalmente con abundante materia orgánica. Presentan gruesos centiles (40 cm), imbricaciones de cantos y estratificación cruzada.

Los aluviones de los cursos menos importantes son depósitos de menos espesor, material más fino y peor seleccionado constituido por arenas y limos con gravas dispersas.

1.2.3.5. *Limos, arenas y gravas (17). Conos de deyección. Pleistoceno-Holoceno*

Constituyen acumulaciones de material suelto que dependiendo de su emplazamiento presentan composición variable. Son arenas acompañadas por gravas y limos que se disponen en pequeñas secuencias centimétricas. Son funcionales, con dimensiones hectométricas y se han representado especialmente a lo largo del curso del río Huebra.

1.2.3.6. *Arenas y gravas (18). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno*

Son especialmente arenosos, ya que están definidos regulando los escarpes labrados por los ríos sobre el sustrato terciario de la fosa.

2. TECTÓNICA

2.1. INTRODUCCIÓN

Los materiales véndico-cámbricos y las escasas rocas graníticas aflorantes ocupan el 50% de la superficie de la Hoja de Matilla de los Caños del Río (fig. 5).

Uno de los primeros trabajos que hacen referencia a la estructura de la región es el de MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973), que estudia la misma zona que la que nos ocupa. Estos autores indican la existencia de dos fases de deformación sinmetamórficas con pliegues isoclinales y esquistosidad subhorizontal y otras dos posteriores responsables de las estructuras cartográficas. RÖLZ (1975) atribuye las estructuras más manifiestas en su cartografía (Sierra de Tamames y Sierra de Francia) a la fase principal de deformación que lleva

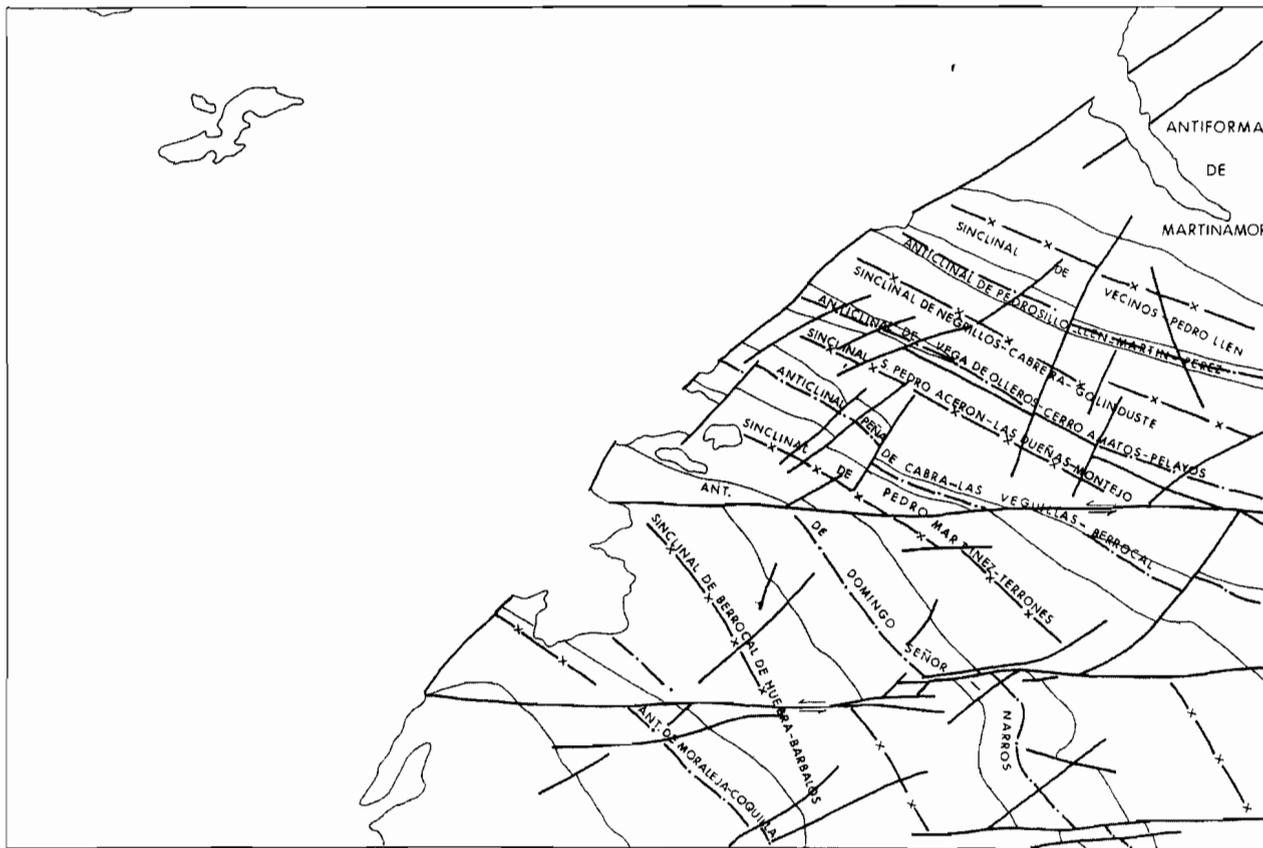


Fig. 5. Esquema tectónico

asociada una esquistosidad de plano axial; también distingue otros planos subhorizontales que interpreta como una segunda esquistosidad. El trabajo de DÍEZ BALDA (1986), realizado para una amplia área al S de Salamanca (entre Salamanca y la Sierra de Francia), incluye la Hoja de Matilla de los Caños del Río y establece que la deformación hercínica es polifásica, distinguiéndose tres fases principales de deformación, zonas de cizalla subverticales tardías, menos importantes, y una etapa de fracturación tardihercínica. En el trabajo "Investigación geológico-minera de la zona de Guijuelo (Salamanca)" de DÍEZ BALDA y HACAR (1979), ya se indicaba que la estructura en el área sur de Salamanca se debía a la superposición de tres fases principales de deformación: la primera fase generó pliegues de plano axial vertical; la segunda pliegues apretados, isoclinales a veces, una fuerte esquistosidad en el cuadrante SE de la citada zona de Guijuelo y cizallas subhorizontales en el Leuconeis de Céspedes, y la tercera fase pliegues de dirección NW-SE, de plano axial vertical, que pliegan a la esquistosidad S_1 y llevan una esquistosidad de crenulación asociada (S_2).

El carácter rotacional de la deformación D_2 , su cinemática y dirección de cizallamiento se establecieron en DÍEZ BALDA (1986). Otros trabajos posteriores precisan que la deformación D_2 puede interpretarse como una gigantesca zona de cizalla extensional de varios km de anchura y límites subhorizontales que habría desplazado hacia el SE el bloque de techo y sería responsable del adelgazamiento observado en las zonas de metamorfismo [DÍEZ BALDA *et al.* (1992)]. Según se observa en la fig. 6, en la Hoja de Matilla de los Caños del Río aflora una pequeña parte de la zona de cizalla D_2 distinguida en el trabajo de DÍEZ BALDA *et al.* (*op. cit.*) cuyos límites se sitúan muy próximos o coincidentes con la isograda del almandino.

2.2. DEFORMACION PREORDOVÍCA

En la Hoja de Matilla de los Caños del Río no es posible ver la discordancia entre el Ordovícico y su sustrato, pero sí es evidente en áreas próximas (Hoja de Tamames 527) [DÍEZ BALDA (1986)] y en la Sierra de la Peña de Francia [RODRÍGUEZ ALONSO (1985); MARTÍN HERRERO *et al.* (1990)]. Por otra parte, parece evidenciarse en algunas zonas próximas de las Hojas de Tamames, Fuenteguinaldo, Villar de Ciervo, etc. que las lineaciones de intersección L_1 (entre la estratificación y la primera esquistosidad hercínica) presentan valores del ángulo de inclinación (plunge) que pueden alcanzar los 50 grados, lo que implicaría para esas áreas una cierta actividad preordovícica. Esta deformación se ha llamado sárdica en numerosos trabajos, pero preferimos denominarla preordovícica, porque en su área de definición, Cerdeña representa una edad más moderna: Ordovícico medio-superior, [HAMMAN *et al.* (1982)].

Por lo que respecta a la Hoja que nos ocupa, la L_1 es posible diferenciarla al E y S de la misma y se observa que es aproximadamente subhorizontal. Las capas en esta zona no debieron sufrir fuertes basculamientos en la tectónica preordovícica.

2.3. OROGENIA HERCÍNICA

La orogenia hercínica es responsable de las estructuras, de la deformación interna y del metamorfismo que se observan en el área estudiada. La deformación producida es de

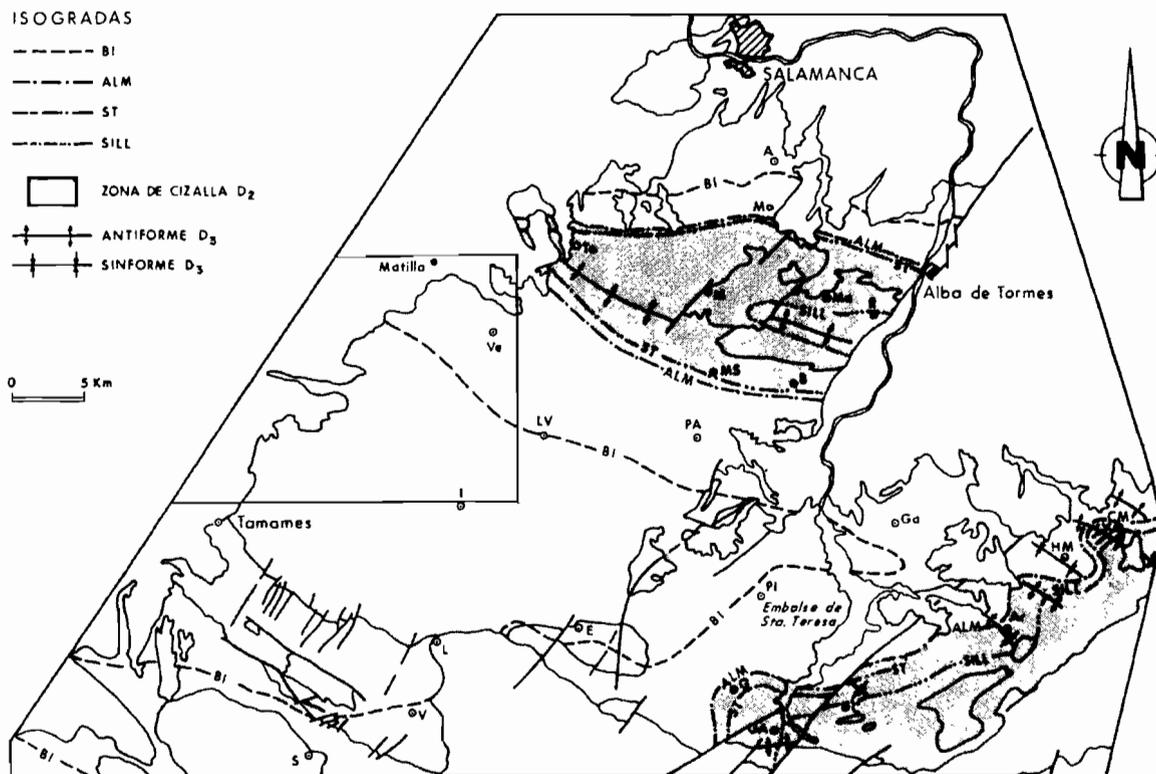


Fig. 6. Mapa de isogradas y afloramientos de la zona de cizalla D_2 , en el área sur de Salamanca, tomado de DÍEZ BALDA et al. (1992) y que comprende la hoja de Matilla de los Caños.

Localidades: I= Iñigo; VE= Vecinos.

carácter polifásico y afecta a las rocas véndico-paleozoicas generando pliegues, foliaciones y deformación interna. Asociado al engrosamiento cortical producido durante la primera fase se produjo un metamorfismo progrado del tipo de presión intermedia que alcanzó el grado medio-alto en los primeros estadios de la deformación D_2 . Posteriormente, se detecta un cambio hacia condiciones de menor presión durante la D_2 , que pudo ser isotérmico y que se relaciona con la extensión producida durante la D_2 , (DÍEZ BALDA *et al.* 1992). Las rocas ígneas deformadas por la D_2 afloran en los núcleos de las antiformas tardías y del estudio de su fábrica (planolinear o preferentemente linear) se puede deducir que algunas de ellas como los granitos del macizo de Ardonsillero-Rodasviejas (NW de la Hoja) están deformadas por la D_2 .

De un modo general, se puede indicar que existen tres fases de deformación importantes, de efectos no uniformes en toda la Hoja y una serie de estructuras más o menos aisladas que deben corresponder a movimientos tardihercínicos.

Primera fase hercínica D_1

Esta fase produce pliegues de todos los órdenes con la característica común de un plano axial próximo a la verticalidad y una dirección de las charnelas NW-SE.

Las estructuras más importantes de esta fase son de N a S: sinclinal de Vecinos-Pedro Llén, anticlinal de Pedrosillo de los Aires-Llén-Martín Pérez, sinclinal de Negrillos-Cabrera-Galinduste, anticlinal de Vega de Olleros-Cerro Amatos-Pelayos, sinclinal de S. Pedro Acerón-Las Dueñas-Montejo, anticlinal de Peña de Cabra-Las Veguillas-Berrocal, sinclinal de Pedro Martínez-Terrones, anticlinal de Domingo Señor-Narros, sinclinal de Berrocal de Huebra-Bárbalos y Anticlinal de Moraleja-Campillo de Huebra. Son macroestructuras entre ligeramente asimétricas y verticales, con vergencia muy poco acusada hacia el N. Su longitud de onda es variable entre 1'5 y 3'5 km y la amplitud entre 500 y 1.200 m.

Los meso y micropliegues de esta fase son más accesibles al estudio de su geometría, pero las estructuras observadas son muy escasas y éstas se localizan preferentemente al W de la Hoja, zona donde la incidencia de la fase dos hercínica es mínima. (Fig. 5).

Los sedimentos véndico-cámbricos funcionan durante la orogenia como un "multilayer". Si las alternancias arenoso-pelíticas son de orden deci-centimétrico, las capas arenosas presentan pliegues de la clase 1C (próximos a 1B) y las pelitas pliegues de la clase 3 o próximos a ella. Los ángulos entre los flancos oscilan entre 30 y 50° y hay engrosamiento en la charnela. Respecto a las formas de las superficies plegadas, éstas corresponden a los parámetros 2D, 3D y 3E del gráfico de HUDLESTON (1973a).

Esquistosidad de primera fase hercínica (S_1)

Es subparalela a los planos axiales de los pliegues de primera fase (D_1) y es la estructura planar más evidente en la zona E y S de la Hoja hasta el flanco S del sinclinal de Vecinos-Pedro

Llén. Hasta aquí es muy penetrativa en las pizarras, menos en las areniscas y de muy difícil observación en los términos conglomeráticos; a partir del flanco N del citado sinclinal, la estructura planar más penetrativa es la esquistosidad de segunda fase S_2 .

En los niveles pelíticos del área citada, se trata de un clivaje pizarroso ("slaty cleavage") definido por una orientación preferente de los filosilicatos, que da lugar a una fábrica planar homogénea. En los niveles arenosos o microconglomeráticos es del tipo "rough cleavage", es decir, es una esquistosidad espaciada o grosera, que define una fábrica relativamente heterogénea, donde los minerales micáceos están algo orientados y la roca adopta un aspecto ligeramente bandeado.

Esta esquistosidad se observa relativamente bien desde el S de la Hoja hasta el flanco S del sinclinal de primera fase de Vecinos-Pedro Llén. Una característica peculiar es que a la altura del sinclinal de Negrillos-Cabrera-Galinduste empiezan a observarse grandes blastos de biotita, con pleocroismo marrón oscuro, que son claramente post S_1 . En el flanco N del sinclinal de Vecinos-Pedro Llén (coincidente con el flanco S de la antiforma de tercera fase de Martinamor) el reconocimiento "de visu" de la primera esquistosidad puede llegar a ser problemático, se confunde con la segunda esquistosidad y para diferenciarlas es necesario tomar muestras orientadas y observarlas al microscopio. Aquí la S_1 se paraleliza a la estratificación y los filosilicatos, clorita y moscovita principalmente, están perfectamente orientados y empiezan a estar crenulados por la fase dos. Los porfiroblastos de biotita, anteriormente citadas, quedan englobadas en forma de huso por la S_1 desarrollando muchas veces en sus extremos sombras de presión.

A partir del flanco N del sinclinal de Vecinos-Pedro Llén y ya dentro de la Antiforma de Martinamor, estamos en una zona más profunda, nos encontramos con esquistos con almandino o estauroлита dentro de la zona de cizalla D_2 (fig. 6) la esquistosidad S_1 está prácticamente borrada por la deformación D_2 y sólo es posible identificarla al microscopio en esporádicas charnelas de micropliegues de segunda fase.

Lineación de intersección (L_1)

Esta lineación es resultante de la intersección entre la superficie (S_0) y la esquistosidad (S_1). Es paralela a los ejes de los pliegues y su distribución puede verse en el mapa geológico. En la mayor parte de la zona occidental de la Hoja (donde se puede observar) presenta escaso plunge y es, en general, subparalela al trazado cartográfico de las macroestructuras.

Lineación de estiramiento

Es subparalela a la L_1 y a los ejes de los pliegues y está casi siempre definida por un alargamiento de los granos. En las áreas epizonales consideramos que es debida a la primera fase. En las áreas mesozonales, con dos o más deformaciones superpuestas, la lineación resultante puede ser debida a la superposición de las deformaciones D_1 más D_2 , (DÍEZ BALDA, 1986).

Segunda fase hercínica (D_2)

La segunda fase de deformación es responsable de la aparición de nuevas estructuras, pliegues de geometría variable, de plano axial casi siempre subhorizontal desde angulares y abiertos en áreas epizonales a apretados y en vaina en áreas más profundas, normalmente asociados a una esquistosidad S_2 , que puede variar desde una crenulación a una "schistosity".

Las macroestructuras de la deformación D_2 no son evidentes en los afloramientos de las áreas epizonales; sin embargo, se ha deducido en algunos cortes (DÍEZ BALDA, 1986), que son pliegues poco apretados, con ángulo entre flancos de 90 a 130°, con longitud de onda de orden kilométrica, amplitud hectométrica, con el plano axial subhorizontal y que llevan asociada una esquistosidad de crenulación. Por efecto de estas estructuras cambia aparentemente la vergencia de las estructuras de primera fase. Los pliegues menores son angulares, poco apretados, con ángulo entre los flancos de 80 a 110°, longitud de onda decimétrica y amplitud centimétrica. Las formas corresponden a los parámetros 1 E-F y 2 E-F del gráfico de HUDLESTON (1973a).

En las áreas que consideramos incluidas dentro de la zona de cizalla D_2 (área en gris de la fig. 6) como por ejemplo en la Antiforma de Martinamor aflorante aquí en la esquina NE de la Hoja, los pliegues de segunda fase son isoclinales, más apretados, los ángulos entre los flancos varían entre 0 y 30°, a veces son fuertemente asimétricos con charnelas, que presentan dispersión y que a menudo son curvas, por lo que en su relación con el corte topográfico es frecuente ver formas cerradas (vaina). Las formas de las superficies plegadas corresponden a los parámetros 3 C-D, 4 C-D y 5 C-D del gráfico de HUDLESTON (*op. cit.*). Respecto a la geometría, puede indicarse que los pliegues de las capas más competentes pertenecen a la clase 1 C de RAMSAY (1967) y tienden a aproximarse a la clase 2 a medida que nos desplazamos hacia las zonas más profundas. Tanto los pliegues epizonales como los de la mesozona se originaron por "buckling" en capas competentes al que se superpone un aplastamiento creciente hacia las zonas profundas. La variación que experimentan se puede explicar por la existencia de una zona de cizalla en la que la deformación tuvo una componente rotacional importante. La intensidad del cizallamiento parece aumentar hacia las zonas más profundas, donde los pliegues están fuertemente apretados, son asimétricos y de charnelas frecuentemente curvas.

En las áreas epizonales no hay evidencias de deformación rotacional y en ellas los pliegues probablemente se originaron por cizallamiento puro; sin embargo, en las áreas mesozonales el acortamiento parece ligado a un cizallamiento simple con el plano de flujo subhorizontal. La dirección de flujo deducida es N130E y el sentido de desplazamiento hacia el E de las zonas superiores respecto a las inferiores (DÍEZ BALDA, 1986).

Esquistosidad de segunda fase hercínica (S_2)

La esquistosidad S_2 se observa en esta área en relación con la Antiforma de tercera fase de Martinamor (que hace aflorar la zona estructuralmente más profunda del área de estudio). En un corte de S a N se empieza a detectar la S_2 en el flanco S del sinclinal de primera fase de Vecinos-Pedro Llén en bandas espaciadas de potencia decamétrica y es la estructura más penetrativa a partir del flanco N del sinclinal citado.

La esquistosidad S_2 se desarrolla paralelamente al plano axial de los pliegues de segunda fase y puede presentar diferentes características según el tipo de roca afectada y el nivel estructural en que se produce. Esta esquistosidad es subhorizontal, aunque se observa con frecuencia plegada por la deformación D_3 . Puede diferenciarse desde una esquistosidad de crenulación incipiente, una "schistosity" o un bandeo neísico y todo ello es debido a que se desarrolló en condiciones físicas variables, pues durante la segunda fase se alcanza el máximo de metamorfismo.

En las rocas pelíticas de áreas epizonales (zona del sinclinal de Vecinos-Pedro Llén) la esquistosidad S_2 puede oscilar desde una crenulación incipiente, con desigual espaciado, en la que no siempre se materializan los planos de esquistosidad (y cuando lo hacen es una concentración de óxidos de hierro), pero en donde se observan los filosilicatos de S_2 plegados simétricamente (flanco S del sinclinal citado), a una esquistosidad de crenulación más regular (zona de la biotita) donde es difícil diferenciar en campo si es S_1 o S_2 (flanco N del sinclinal). Aquí, los micropliegues de S_2 son asimétricos, en las charnelas empiezan a aparecer cristales neoformados, las láminas de esquistosidad definidas por cloritas y moscovitas reorientadas o neoformadas coinciden con los flancos largos de los micropliegues y la S_2 comienza a manifestarse como un bandeo tectónico. En las áreas más profundas (almandino) la esquistosidad de crenulación es regular y paralela, al microscopio se manifiesta como un bandeo tectónico, con bandas oscuras (ricas en opacos) y claras (ricas en cuarzo). Las micas son oblicuas a las bandas claras y se paralelizan al bandeo en las oscuras. Entre las bandas micáceas es frecuente observar micropliegues que demuestran que el origen de esta S_2 es a partir de una esquistosidad de crenulación.

En las rocas cuarcíticas y microconglomeráticas de la epizona casi no se perciben los efectos de la esquistosidad S_2 . En las zonas más profundas (mesozona) se manifiesta por un alargamiento de los clastos de cuarzo y feldespato que en lámina delgada presentan evidencias de deformación como la poligonización y la extinción ondulante. Si la proporción micácea es pequeña, éstas se alinean paralelas a la esquistosidad. Si la arenisca es anfibólica, la esquistosidad se define por la orientación preferente de cuarzos y anfíboles. Cuando la proporción micácea en areniscas supera el 50% la S_2 es una esquistosidad de crenulación bien desarrollada y cuando eso ocurre en rocas cuarzo-feldespáticas la S_2 es un bandeo tectónico.

Los mecanismos más importantes que intervienen en la génesis de la esquistosidad de crenulación, (PULGAR, 1980), son la flexión de las micas, la recrystalización dinámica con poligonización, rotación de las micas de los flancos y sustitución de granos doblados por granos rectos sin deformar. En el área que nos ocupa, a medida que nos desplazamos de W a E aumenta la deformación, y en las rocas pelíticas las crenulaciones se hacen más apretadas, llegando a originarse una "schistosity". En cuarcitas, microconglomerados y rocas graníticas hay una recrystalización dinámica del cuarzo, que implica la creación de nuevos granos de menor tamaño.

En las rocas graníticas de esta Hoja (macizo de Ardonsillero-Rodasviejas) se observa una esquistosidad que es subparalela a la del encajante. Esta esquistosidad tiene un desarrollo inhomogéneo y está definida por la orientación dimensional preferente de cuarzo y feldespato, así como de las escasas biotitas existentes. En algunos afloramientos pueden obser-

vase estructuras S-C, dibujando la esquistosidad sigmoides entre los planos C de cizalla. La esquistosidad tiene en ellos una dirección N130E y un buzamiento entre los 60 y 70° S. La mayoría de las veces el sentido de cizallamiento observado es dextro (la parte superior de la cizalla se desplaza hacia el E respecto a la parte inferior).

Tercera fase hercínica (D₃)

Esta fase produce pliegues de todos los órdenes, abiertos, de pequeña amplitud y plano axial subvertical, que deforman a la S₁ y a la foliación de las rocas graníticas deformadas por D₂. Las isogradas de metamorfismo aparecen también afectadas por las macroestructuras de esta fase (fig. 6). También se relacionan con esta deformación zonas y superficies de cizalla subverticales, de dirección N70 y N130E.

La macroestructura más importante es la Antiforma de Martinamor, de longitud de onda kilométrica (20 km) y escasa amplitud (1 km); está acompañada de pliegues menores de longitud de onda variable desde uno a varios metros a 1 km que llevan asociada una esquistosidad de crenulación bastante verticalizada (S₃). Esta antiforma hace aflorar las zonas estructurales más profundas o, dicho de otra manera, el bloque de muro de la zona de cizalla D₂, es decir las rocas más metamórficas (fig. 6).

Los pliegues menores tienen longitudes de onda y amplitudes variables, pero siempre la relación entre ellas es alta. Por las formas de las superficies plegadas pueden clasificarse en los parámetros 1D, 2D y 3E del gráfico de HUDLESTON (1973a). Es frecuente la superposición de estos pliegues con los de fase dos, originando figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967).

Es frecuente reconocer, en el área de estudio y en las Hojas limítrofes, fallas y zonas de cizalla subverticales de dirección N70 a N130E, que afectan a la S₁ tanto en los metasedimentos como en los granitoides, siendo precisamente en este tipo de rocas donde mejor se ponen de manifiesto. En la mayoría de los casos el desplazamiento relativo es senextro, coherente con un acortamiento NNE-SSW que es el mismo deducido para los pliegues y esquistosidad de tercera fase. Estas cizallas son posteriores a las subhorizontales debidas a la D₂ porque afectan y desplazan a la S₂ y como son coherentes con el acortamiento sufrido por la región durante la D₃ se asimilan a esta fase.

Recientemente, se ha descrito un caso de cizalla dextra en la zona de Tamames-Escorial (Hoja 527, Tamames) probablemente asociada a esta fase y de dirección aproximada N110E (DÍEZ BALDA *et al.* 1990).

Esquistosidad de tercera fase hercínica (S₃)

Esta esquistosidad es una crenulación que se desarrolla preferentemente al E de la Hoja, donde la intensidad de la deformación D₂ es muy alta y por tanto hay superficies de aniso-

tropía bien desarrolladas (la S_2) y convenientemente orientadas (subhorizontales) para ser plegadas. En otros casos más raros es la S_1 la que se pliega por la deformación D_3 , como por ejemplo la zona limítrofe de Tamames-Escorial (Hoja 527, Tamames), donde la S_1 , subvertical y orientada casi N-S, se coloca en el campo de acortamiento de D_3 . En las zonas de mejor desarrollo de D_3 , la S_3 se concentra en las charnelas de los micropliegues de características angulares tipo "chevron" que dibuja la S_1 .

Al microscopio no se considera una esquistosidad en sentido estricto. Si los micropliegues a los que se asocia la S_3 están en la epizona la esquistosidad se define por acumulación de óxidos en los planos axiales de los mismos. Si los micropliegues son mesozonales sólo se observa en ocasiones crecimiento de clorita subparalela también a los planos axiales.

Fracturación y otras deformaciones

En el apartado anterior se hacía referencia a un tipo de cizallamiento o de fracturación, muy evidente cartográficamente, de dirección N70E a N130E, ligado probablemente a la deformación D_3 ; si se observa detenidamente la cartografía se detecta que alguna de estas fracturas está fosilizada por cuarzo, lo que parece indicar la posibilidad de que hayan jugado en más de una ocasión.

La fracturación más evidente es el sistema de dirección N20-40E; su desplazamiento es casi siempre senestro y suelen estar fosilizadas por diques de cuarzo, que pueden alcanzar el orden decamétrico. Provocan una fuerte tectonización en sus inmediaciones, desarrollan en sus proximidades "kink-bands" que cortan a las esquistosidades previas, afectan a los granitos tardíos de zonas limítrofes y por eso su edad, de acuerdo con PARGA (1969), puede considerarse tardihercínica. Todas estas fallas parecen haber tenido importantes rejuegos mesozoicos y alpinos, como lo ponen de manifiesto las milonitizaciones y brechificaciones que afectan a los diques de cuarzo y la variedad de estrías y lineaciones que se encuentran en las zonas de falla. Muchas de estas fracturas pueden seguirse largas distancias en los sedimentos terciarios, por lo que podrían haber llegado a tener movimientos muy recientes.

Se pueden también identificar "kink-bands" afectando a las esquistosidades S_1 y S_2 . Su plano axial tiene una orientación N30-40E y buzamiento subvertical. Suelen estar próximos a las fallas de dirección N40E, por lo que es probable tengan relación con las mismas.

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 rejuegos mesozoicos y alpinos, como lo ponen de manifiesto las milonitizaciones 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. De hecho 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 (FERNÁNDEZ AMIGOT, 1981). El rejuego de la fracturas 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, 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. El mejor ejemplo es el accidente que delimita la fosa, atravesando la Hoja de SO a NE. Presenta una dirección general N50-60 pero queda articulado en segmentos que se escalonan con dirección predominante N40 en la mitad meridional y N50-60 en la otra mitad septentrional. Genéricamente, ambas forman parte de la familia de desgarres senextros asociados al accidente mayor constituido por la falla de Plasencia. Se presentan como fallas normales, con algún tramo inverso, pero funcionan antes como desgarres senextros. Es una actividad producto de sucesivos esfuerzos compresivos, NE-SO primeramente y N140-170 (origen bético) después y principalmente.

Las familias de fallas N10-20 que suelen afectar a los sedimentos que rellenan la fosa muestran un rejuego posterior a otros sistemas. Se han observado dos episodios de actividad especialmente manifiestos sobre los escarpes de Yeltes, intraarcósico y post-depósitos rojos (MEDIAVILLA y MARTÍN-SERRANO, 1988). Puede afectar incluso a los materiales siliciclásticos que se atribuyen al Neógeno superior (Cristo de La Laguna en la Hoja de La Fuente de San Esteban). Todas estas fallas deben tener relación con un régimen extensional detectado en otras zonas del Sistema Central (CALVO *et al.*, 1991).

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. ANTECEDENTES

Geológicamente la Hoja de la Matilla de los Caños 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), JORDA (1983), MOLINA y JORDA (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), BLANCO (1991) en los que se describe, 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 Matilla de los Caños se encuentra situada en la mitad meridional de la fosa de Ciudad Rodrigo en la Submeseta Septentrional o de Castilla La Vieja, comprendiendo los dominios geológico: *alpino* (terciario) de la propia fosa y *hercínico* de los materiales cámbricos y precámbricos que en este lugar constituyen su borde.

Los materiales más antiguos representados, casi la mitad de su superficie, corresponden casi exclusivamente a las formaciones cámbrico-precámbricas de Monterrubio y Aldeatejada (DIAZ BALDA, 1986), constituidas por metasedimentos esquistosos con conglomerados, cuarcitas y areniscas. Se sitúan en la Zona Centroibérica 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. Se originan pliegues de dirección NO-SE, esquistosidad asociada y una megaestructura principal: la Antiforma de Martinamor, que es la dibujada en el centro septentrional de la Hoja de Las Veguillas y cuya prolongación occidental se extiende a ésta.

El Cenozoico, que se emplaza en la otra mitad noroccidental, corresponde a un Paleógeno medio-superior de carácter arcósico que está tapizado por un complejo sistema de terrazas neógeno-cuaternarias ligadas al piedemonte de la sierra de Tamames.

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. En concreto, corresponde a los restos de esta penillanura sobre el bloque elevado del accidente de la fosa de Ciudad Rodrigo.

La Hoja presenta una orografía muy suave e inclinada hacia el noreste, que tiene un desnivel máximo de unos 350 m expresados por la diferencia entre los 1.128 m del Cerro Mora y los escasos 780 m del valle del Huebra en su esquina noroeste.

Obviamente, la distribución geológica es la que indica los principales rasgos orográficos. Sobre los materiales más antiguos del zócalo, que ocupan el 50% de la extensión superficial de la Hoja, se sitúan las máximas elevaciones en torno a los 950-1.100 m., mientras que en el 50% restante, ocupado por el registro sedimentario terciario, la altitud media es sensiblemente más baja, con cotas máximas alrededor de los 900 m. Las estribaciones de la Sierra de Frades, en el ángulo suroriental, constituyen varias y estrechas alineaciones con cumbres próximas a los 1.000 m. (Atalaya Iñigo, 1.037 m; Mora 1.128 m; El Castillo, 1.038 m). Hacia el norte y también hacia el oeste se repiten alineaciones montañosas pero muy poco señaladas, con cotas ligeramente superiores a los 900 m, definiendo una suave transición a relieve determinado por las plataformas del piedemonte terciario.

El valle del Huebra define en el oeste una llanura aluvial superior a un km de anchura y un trazado consecuente con la pendiente general perteneciente a una red paralela y arborescente, que tiene su origen en las elevaciones meridionales de las sierras de Tamames y Frades.

El clima continental, pero con corta influencia atlántica, presenta inviernos fríos y prolongados, veranos cortos y relativamente frescos y un régimen de precipitaciones comprendidas entre los 500-800 mm irregularmente distribuidas, preferentemente en primavera y otoño.

Administrativamente situada en la provincia de Salamanca y con unos núcleos de población pequeños y regularmente repartidos, basa su desarrollo económico en la ganadería y en menor grado en la agricultura (cereales).

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

Se presentan dos grandes dominios morfoestructurales que coinciden respectivamente con los ambitos hercínico y alpino representados en la Hoja. El fuerte contraste litoestructural determinado por ambos dominios señala sensibles diferencias morfológicas aunque no contrastes espectaculares.

Sobre el zócalo, la alternancia de materiales de diferente competencia (cuarcitas, conglomerados y pizarras fundamentalmente) y una disposición estructural favorable en pliegues de flancos paralelos que dan lugar a fuertes buzamientos y diques verticalizados de cuarzo, origina un relieve diferencial muy bien señalado en la mitad suoriental, la más montañosa de la Hoja. En este subdominio se desarrolla una morfoestructura pseudoapalachiana de pequeñas *sierras alargadas* ONO-ESE según los rumbos del plegamiento hercínico. Dichas elevaciones aparecen con los afloramientos alternantes de las formaciones cámbrico-precámbricas de Monterrubio y Aldeatejada, puesto que están dibujadas por capas de conglomerados, areniscas y cuarcitas, muy abundantes y bien desarrolladas en el contacto entre ambas formaciones. La relativa constancia de las alineaciones montañosas se rompe con la fragmentación alpina, dando lugar a elevaciones ligeramente escalonadas y discontinuas. El territorio septentrional definido al norte sobre los tramos más antiguos de la Formación Monterrubio, presenta una topografía más homogénea, de la que apenas destacan suaves *alineaciones* con muy poca continuidad señaladas por capas de conglomerados, areniscas y porfiroides.

El límite del dominio morfoestructural hercínico suele presentar segmentos bastante netos que forman parte de la falla que delimita el borde meridional de la fosa de Ciudad Rodrigo.

Este importante accidente alpino está muy bien definido y con orientación N 45-55 E entre Carrascal del Obispo y Villalba de los Llanos. En el resto pierde definición, sobre todo porque es sepultada por los ápices de los abanicos culminantes. No obstante, su traza discontinua puede seguirse tanto al noreste como al suroeste. En ningún caso da lugar a un escalón neto, pero sí a un cambio sensible en el modelado, apreciable morfológica y topográficamente. Desde una perspectiva regional este accidente puede considerarse la continuidad de la falla del embalse del Águeda (JORDÁ, 1983).

El Terciario constituye un dominio triangular ajustado a la esquina noroeste sellado por altas plataformas triangulares dirigidas e inclinadas hacia el noroeste. Bajo ellas y bajo los escalones de las terrazas que las siguen, aflora el sustrato arcósico y fangoso que rellena la fosa, que por su limitado afloramiento y por sus propias características litoestratigráficas, no llega a determinar ningún modelado propio. Éste está definido por el desarrollo y evolución de una red fluvial consecuente con la pendiente general. Su trama fluvial arborescente y subparalela, se aprieta hacia el noroeste y dibuja unas inflexiones generalizadas en la línea de delimitación de dominios hercínicos y alpinos. Es un hecho sustentado en el contraste entre dominios, sin implicaciones neotectónicas. En este sentido, la definición de escarpes de falla en pequeños sectores se debe a fenómenos de exhumación.

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 han denominado sistemas morfogenéticos. 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 sólo dan lugar a formas erosivas sin recubrimiento alguno (laderas regularizadas). No obstante, son escasas y con representación cartográfica muy limitada, fundamentalmente restringidas a *coluviones* arenosos que regulan los escarpes arcósicos en forma de cuerpos alargados y estrechos, que en la mayoría de las ocasiones no pueden representarse cartográficamente.

3.3.2.2. Formas fluviales

Todos los cursos fluviales de la Hoja, excepto algunos arroyos de la esquina suroccidental, presentan un flujo general SE-NO, que mantienen durante su recorrido por el macizo anti-guo, pero que tienden a inflexionarse hacia el norte una vez en la fosa.

Corresponden a los fondos de valle del río Huebra y de sus principales tributarios (arroyos Cedaceros, Valmoreo, Huelmos y Arganda) sobre el sustrato terciario. La red fluvial sobre el zócalo tiene menos desarrollo, por lo que da lugar a incisiones y muy raramente a ensanchamientos, con la consiguiente aparición de rellenos sedimentarios muy superficiales. Además, ligada a la evolución del piedemonte, se desarrolla un sistema de terrazas relativamente importante.

Los *fondos de valle* constituyen formas planas relacionadas con el drenaje actual pero limitados fundamentalmente a los cursos que se emplazan sobre sustrato terciario, y de ellos, sólo el del Huebra supera los 500 m de amplitud. Este último río presenta un valle relativamente ancho y un cauce divagante y encajado debido a la escasa pendiente, que se repite también en otros ríos y arroyos de la región. Todos estos fondos de valle son la expresión morfológica de depósitos de granulometría y espectro litológico variable y muy poco espesos.

Todo el modelado de la Hoja es consecuencia de la evolución fluvial de un sistema que tiene su punto de partida en los abanicos aluviales del techo del piedemonte de la fosa de Ciudad Rodrigo. Dichos abanicos, la referencia morfológica inicial, constituyen plataformas triangulares digitadas por la disección y dirigidas hacia el noroeste. Sus ápices sellan y rebasan la delimitación estructural de la fosa que con orientación general NE-SO es continuación de la falla del embalse del Agueda. Su raíz apunta hacia los surcos apalachianos del bloque hercínico de la mitad suroccidental de la Hoja donde puede prolongarse a través de superficies de erosión. Actualmente pueden identificarse hasta cinco abanicos coalescentes de proporciones desiguales, pero todos constituyentes de un único frente común: Tamames, Carrascalajo de Huebra, Sanchón de la Sagreda, Carrascal-Villalba de los Llanos y Matilla. El primero de ellos constituye el extremo nororiental del techo del gran piedemonte del río Yeltes, que tiene como cabecera más inmediata la Sierra de Tamames (Aldeanueva de la Sierra) en la Hoja de Tamames (527). En ese lugar arranca sobre los 960-880 m, pero en la presente Hoja, que es donde claramente ya se manifiestan las plataformas tipo raña, se sitúa entre los 920 y 870 m, con una pendiente abierta hacia el norte. Las cotas del resto de las plataformas superiores (890-860; 920-860; 905-850 y 910-870) son algo inferiores, en concordancia con su dimensión, con la profundidad de su ápice y con el entorno montañoso mucho menos elevado de su área fuente. Todos estos abanicos forman parte de la secuencia de rañas (rañas I y II) descritas por JORDÁ (1983) y MOLINA y JORDÁ (1984) en el sector central y occidental de este piedemonte.

La articulación de estos abanicos con los valles actuales origina desde el frente de los mismos una secuencia de terrazas escalonadas y más raramente solapadas. El desarrollo de las mismas se prolonga a través de los cursos más importantes hasta el mismo borde de la fosa terciaria, pues muy rara y aisladamente se presentan sobre el zócalo hercínico. Todas las secuencias, incluida la de Huebra, progresan en sus orillas meridionales-occidentales, quedando las septentrionales-orientales definidas por un escarpe muy señalado que deja aflorar el sustrato terciario al que se arrastran los cursos actuales. Se han definido unos siete escalones regular o malamente definidos en el conjunto de todas las secuencias, pero en ningún caso parcial se desarrollan más de cinco.

El valor total de la incisión del piedemonte es de poco más de 100 m, aunque realmente pocas veces se alcanzan desniveles superiores a los 75 m. La gran continuidad longitudinal

de estas secuencias es sistemáticamente interrumpida por fuertes y frecuentes incisiones perpendiculares de una nutrida red de barrancos secundarios muy activos.

La existencia de *conos de deyección*, en su mayoría funcionales, está ligada a la desembocadura de cursos secundarios en el valle de Huebra. Son aparatos de dimensión hectométrica y muy planos, que suelen constituir pequeños sistemas coalescentes en algunos segmentos del citado curso fluvial y relacionados con la red de arroyos y barrancos secundarios.

3.3.2.3. *Formas endorreicas*

Áreas con encharcamiento temporal son especialmente frecuentes en la mitad suroriental de la Hoja. Son *navas* en las cabeceras de los cursos que drenan el sustrato hercínico. También aparecen lagunas circulares y áreas con mal drenaje sobre las plataformas de las rañas.

3.3.2.4. *Formas poligénicas*

Las *superficies de erosión* son los elementos morfológicos más representativos de los paisajes de los macizos antiguos. En el Macizo Hespérico, la *penillanura salmantina*, representada en la mitad septentrional de esta Hoja, en detalle no es sino un sistema policíclico de superficies de erosión escalonadas en unos pocos metros de desnivel, tal y como sucede en otros lugares hespéricos (MARTÍN-SERRANO, 1988).

Apenas si pueden reconocerse superficies de erosión más antiguas que las contenidas en la propia *penillanura sensu strictu*. Quizás y apenas unos estrechos retazos constituidos por ensanchamientos de los crestones rocosos que dibujan la de la Sierra de Frades en esta Hoja entre Vecinos y Narros de Matalayegua. Entre 1.050 m y 1.040 m se encuentran los testigos de posibles aplanamientos (S_1), aún más remotos que la propia penillanura. Otros replanos mejor representados (S_2 y S_3) a cotas inferiores (1.010-940 m y 940-900 m, respectivamente), en franjas discontinuas que se alargan de noroeste a suroeste, se emplazan en los valles dando lugar a superficies parciales encajadas, dirigidas y descendentes hacia la fosa, en clara relación con el piedemonte, con su techo o con alguno de los grupos de terrazas más altas. Estos arrasamientos se abren a la fosa con tendencia altimétrica general claramente descendente hacia el noroeste, según una distribución que está controlada por el propio sistema fluvial que degrada el piedemonte a partir de las rañas.

Los *glacis* apenas se han representado; sólo en casos concretos y bastante continuos y para articular algunos elementos morfológicos. En todos ellos se trata de glacis erosivos provistos de muy escasa cubierta de material removilizado, dispuestos en planos de tamaño superficial decamétrico de articulación de los valles con el nivel de penillanura.

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 abanicos aluviales, constituyen alguno de los mismos. También coluviones, glaciares 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 gran parte de los depósitos de terrazas fluviales el Neógeno. Dicha situación conlleva a representar en cartografía, además de depósitos superficiales, *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 la Hoja. Los *coluviones* arenosos son especialmente importantes en los escarpes determinados por los cursos definidos sobre el sustrato terciario.

3.4.2. Depósitos fluviales

Los *fondos de valle* del sistema fluvial actual presentan una relativa importancia en su recorrido por la fosa. Es especialmente importante el del río Huebra, que presenta una anchura media superior a los 500 m. Sin embargo, estas llanuras están construidas sobre un depósito de escaso espesor que está formado por *gravas, arenas y limos* (l) en los que es abundante la materia orgánica.

Los abanicos que culminan el borde de la fosa presentan tipología de raña. Se apoyan sobre los conglomerados y fangos rojos neógenos y por eso, debido a los rasgos litoestratigráficos comunes con esa formación, suelen existir dificultades de identificación o diferenciación. Constituyen un manto conglomerático de espesor decreciente hacia sus partes frontales que no suele exceder de los 5 m. Son conglomerados clastosoportados de tono general ocre formados por cuarcitas rodadas de tamaño variable (c: 50 cm). La matriz, que es areno-arcillosa rojiza o amarillenta, presenta rasgos de hidromorfía que afectan también a los cantos. Ligados a procesos fundamentalmente edáficos, existen segregaciones de hierro que originan cementaciones irregulares y un nivel superior de gravas y cantos muy rubefactados especialmente característicos de las rañas.

Se organizan en cuerpos canalizados de gran dimensión y en cuyo interior y con dificultad pueden reconocerse amalgamaciones, imbricación de cantos y estratificaciones cruzadas.

Todos estos materiales proceden de la erosión de la Sierra de la Peña de Francia y de su entorno. Las cuarcitas proporcionan el material grueso y el sustrato pizarroso los finos que se incorporan a su matriz.

El sistema de terrazas tiene obviamente la misma área fuente, aunque gran parte del material incorporado a los mismos procede del desmantelamiento de las rañas y del sustrato terciario sobre el que se asientan. Son también depósitos conglomeráticos siliciclásticos, de naturaleza cuarcítica y matriz arenosa. La aparición de fracción arcillosa en la matriz depende en gran parte de procesos edáficos superpuestos.

En cuanto a rodamiento, heterometría, espectro litológico y estructura interna, no presentan acusada diferencia con los abanicos de la raña. Aparte de la posición morfológica, los rasgos diferenciados de esta secuencia son el sentido decreciente de los centiles y sobre todo de los procesos de alteración que afectan al sedimento.

Los conglomerados, clastosoportados, están petrológicamente constituidos por cantos y gravas de cuarcita y cuarzo con centiles de hasta 40 cm. La matriz arenosa presenta una composición mineralógica dominada por el cuarzo y los fragmentos de roca, aunque en los depósitos más recientes puede aparecer el feldespato. Los niveles arenosos, que son infrecuentes, se presentan masivos o mostrando estratificación cruzada en surco o planar.

Todo el conjunto se organiza en capas de base erosiva y morfología canalizada con un espesor total que raramente supone los 5 m. Se interpretan como barras diagonales de sistemas fluviales trenzados de alta energía, con elevada carga de fondo y aguas claras. La ocasionalmente elevada cantidad de arcilla en la matriz, especialmente en las terrazas más altas, no implica que se tratara de flujos con una importante carga en suspensión; tiene, pues, origen diagenético. Todas estas terrazas se interpretan como depósitos de sistemas fluviales trenzados con flujo hacia el noroeste.

Los conos de *deyección* representados constituyen bancos tabulares de planta cónica y composición variada dependiendo de su área de alimentación, pero esencialmente material suelto a base de *gravas, arenas y limos* (m). Suelen tener carácter funcional, pendientes inferiores a 5° y dimensiones que oscilan entre los 100 y los 300 m. Se trata de pequeños abanicos coalescentes controlados por el régimen hídrico y los cambios de pendiente.

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 sujetos 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 cronostratigráfica 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/ter-

ciarias 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 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.

Uno de los rasgos más frecuentes sobre los pizarrales de esta Hoja, 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 estratigráfica 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 cretácico-paleocenos de la cuenca ausentes aquí. La presencia de estas alteritas sobre el zócalo de la Hoja es escasa. Se asientan sobre los valles que se dirigen al noroeste y deben estar relacionadas con las formaciones rojas miocenas.

De forma general se acepta la condición epidérmica de esta alteración roja 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 (ilita 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 especialmente abundantes en el área de San Muñoz. Al sur de esa localidad también se han observado fuertes procesos de silicificación que afectan al techo de las arcosas paleógenas en la misma discordancia con los conglomerados y fangos rojos.

La presencia de *alteritas ocreas*, tan generalizada en otros sectores del zócalo de la región, queda restringida a apariciones junto a las cabeceras de las rañas en clara relación con ellas y a manchas discontinuas prolongadas hacia el interior de los valles hercínicos. En algún caso aparecen en clara superposición, epidérmica y penetrativa, sobre algún sector particular del extenso manto de rubefacción anterior. Este tipo de alterita con importantes procesos de argilización (ilita y caolinita) con segregaciones de goethita, implicaría en relación a la alteración roja 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 inter-tropical están asociados a climas predominantemente húmedos, sin periodo seco notable, y deben su color a la presencia de goetita, 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 condiciones más estacionales que podrían cambiar a más cálidos y húmedos dando lugar tras la formación de los horizontes argílicos la ocreización del perfil.

3.4.3.2. *Glacis*

Se trata de mantos muy superficiales de geometría cónica. Por su carácter coalescente constituyen bandas alargadas que con pendientes muy suaves articulan algunos elementos morfológicos. De composición terrígena, pero incluyendo localmente gravas y material arenoso, se interpretan como depósitos de pequeños abanicos controlados por un régimen hídrico estacional.

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 asocian con determinados elementos geomorfológicos. En ese sentido tanto las alteritas rojas como las ocreas pueden posicionarse en función de unos depósitos correlativos. Las primeras serían sobre todo las causantes de las formaciones rojas atribuidas al Mioceno inferior, medio, y las segundas a los terrígenos del Neógeno superior (MARTÍN-SERRANO, 1988, 1989; SANTISTEBAN *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 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 entrada 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, que es el caso de las sierras de la Peña de Francia, Tamames y de Frades, cuyas estribaciones occidentales se encuentran en esta Hoja. Ésta constituye un relieve de resistencia y como se constata por los pequeños replanos que contiene, de evolución policíclica y génesis diferencial como consecuencia de la desestabilización de las condiciones mesozoicas (GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980). Dicha sierra no es sino testimonio de una época madura, estable y con una climatología tropical especialmente agresiva como atestiguan los sedimentos siderolíticos correlativos presentes en las hojas vecinas. El dismantelamiento 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 las altas superficies de la raña, se ha rejuvenecido el relieve con el encajamiento de la red fluvial, escasamente sobre el zócalo pero relativamente importante sobre la fosa.

Previamente, la sedimentación durante el Paleógeno medio y superior supone la continuidad en la erosión del macizo antiguo 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 parece concretarse 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, por lo que es de suponer el cese de su actividad antes de la conclusión de dicha etapa.

Los mantos de raña están ligados a la jerarquización de la red fluvial. Éstas y las terrazas que las siguen constituyen una secuencia continua perfectamente articulada con el drenaje actual. El control que ejerce la fuerte incisión, en el entorno de los Arribes, del sistema Duero-Tormes necesariamente tiene que 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 por el encajamiento de los Arribes en el sentido expuesto por MARTÍN-SERRANO (1991). Es una situación palpable al comparar el valor progresivo de la degradación de oeste a este, es decir, las cuencas del Agueda, Yeltes y Huebra.

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

La evolución climática deducida a partir del registro sedimentario y de las alteritas durante el Paleógeno medio-superior es tendente a la aridez. En el Neógeno inferior se alcanzan condiciones de tipo mediterráneo, mientras que en el Neógeno superior la tendencia sería a condiciones de humedad mayores.

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 su estabilización. Probablemente, la tendencia climática actual (un menor contraste estacional) también amortigua también 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 unos kms al este).

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

4. PETROLOGÍA

En este capítulo se describen, por una parte, las características generales del único granito aflorante en la Hoja que corresponde al macizo de Ardonsillero-Rodasviejas y, por otra, el metamorfismo regional y su relación con las fases de deformación.

4.1. ROCAS ÍGNEAS

El reducido cuerpo granítico aflorante se ha clasificado como granito de dos micas y leucogranito holomoscovítico sincinemático D₂, en función de su relación con las fases de deformación hercínicas, así como en sus características petrológico-mineralógicas más elementales, siguiendo en este sentido el tipo de clasificación propuesto por BELLIDO *et al.* (1987) para las rocas graníticas del N de Galicia.

4.1.1. **Granitos de dos micas y leucogranitos holomoscovíticos sincinemáticos D₂. Macizo de Ardonsillero-Rodasviejas**

Afloran en la esquina NW de la Hoja, en afloramientos escasos (abundante recubrimiento Terciario) y de mala calidad, continuándose hacia el N por la Hoja de Barbadillo (477) donde se observan mejor. Este macizo, en su parte NW (Hojas de Barbadillo y Villavieja de Yeltes) está intruido por el granito tardío de Cipérez-Garcirrey; hacia el NE está en contacto con metasedimentos véndico-cámbricos (Monterrubio-Adeatejada), presentando ambos materiales la misma dirección de la foliación y hacia el S con los metasedimentos citados y el recubrimiento terciario.

Está constituido por una serie de granitos y leucogranitos de dos micas, de tamaño de grano variable de medio a grueso, y que presenta 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 60-70° al SO. Se pueden observar a simple vista minerales accesorios como turmalina, granates, apatito, presentando 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.

Ante los malos y escasos afloramientos que se observan en esta Hoja se describirá la petrografía en base a las láminas delgadas tomadas en la Hoja contigua de Barbadillo (477).

La textura es holocristalina, heterogranular, de grano medio a medio-grueso, con orientación deformativa. Los minerales esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son: cordierita, completamente pseudomorfizada, andalucita, sillimanita, opacos, circón y apatito. Los minerales secundarios son: sericita, moscovita, clorita y rutilo como resultado de los distintos procesos de desestabilización de los diferentes 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 peritética. 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 pleocroismo 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. Presentan 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 pleocroismo, 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 relictas ligeramente plegada, la cual se encuentra marcada principalmente por la biotita. 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 bastante prismáticas y está totalmente pseudomorfizada a clorita, moscovita, cuarzo biotita y feldespato potásico.

4.2. METAMORFISMO REGIONAL

El conjunto de materiales metamórficos aflorantes en la Hoja de Matilla de los Caños es de naturaleza muy similar al de las hojas vecinas de Salamanca y las Veguillas. Estos materiales son identificables con los metasedimentos de las formaciones Monterrubio y Aldeatejada y corresponden principalmente a metapelitas y metagrauvas con intercalaciones de microconglomerados, porfiroides y algunos niveles carbonatados. Todo este conjunto metasedimentario presenta por efecto del metamorfismo regional hercínico, paragénesis y asociaciones minerales de grado medio-bajo a muy bajo.

Los materiales pelíticos y peliticoarenosos son los más comunes y se encuentran transformados en pizarras y filitas clorítico-sericiticas, con distintas proporciones de cuarzo y plagioclasa. Es relativamente frecuente en estas rocas la presencia de finas laminaciones sedimen-

tarias que definen nítidamente la S_0 . Con carácter generalizado, se observa el desarrollo de una esquistosidad de flujo que en los sectores meridionales de la Hoja es la esquistosidad principal y que corresponde a la esquistosidad asociada al plegamiento producido durante la primera fase hercínica. Esta esquistosidad se encuentra variablemente definida por la orientación de los filosilicatos (clorita y sericita), y puede encontrarse rodeando en ocasiones a pequeños microfoblastos de clorita, de crecimiento precinemático o sincinemático precoz con respecto a D_1 .

En los materiales samíticos más gruesos, en algunos casos en los que las estructuras deformativas son poco acentuadas, se puede observar que los clastos presentan morfologías bastante angulosas, lo que concuerda bastante bien con la escasa madurez composicional de estos sedimentos detríticos, en los que la plagioclasa suele ser un componente relativamente abundante. La mineralogía de estas metasamitas está generalmente compuesta por cuarzo, plagioclasa, clorita y moscovita, encontrándose en proporciones accesorias opacos, circón, apatito y moscovita.

Entre los materiales más groseros se encuentran intercalaciones de la serie de microconglomerados y porfiroides. En estas rocas, los clastos de mayor tamaño son de cuarzo y plagioclasa albitica y se encuentran empastados en una matriz arenosa de cuarzo, albita y con proporciones restringidas de moscovita y clorita. En algunos casos, también se encuentran entre los elementos clásticos de mayor tamaño fragmentos de cuarcitas, pizarras y posiblemente de alguna roca ígnea afanítica parcialmente recristalizada.

En algunos de estos porfiroides se ha observado una fuerte deformación, con un marcado estiramiento de los clastos de cuarzo, que pueden estar transformados en "ribbons". Este tipo de deformación puede encontrarse relacionado con los efectos de la 2.ª fase deformativa hercínica, que se hace claramente patente en la zona septentrional de la Hoja.

También se encuentran intercalados en la serie algunos niveles carbonatados, en general de escasa importancia. Estas rocas carbonatadas son relativamente impuras, conteniendo proporciones variables de plagioclasa ácida y cuarzo como componentes detríticos. Estos componentes se encuentran dispersos en una masa de carbonato recristalizado de grano grueso, constituyendo pequeñas bolsadas de gránulos, con formas irregulares. En algún caso se han encontrado algunos porfidoclastos de plagioclasa ácida, y posiblemente de feldespato potásico albitizado, muy similares a los que se encuentran en los porfiroides. Estos hechos inclinan a pensar que estos sedimentos carbonatados se han originado en un área de plataforma con aportes de origen volcánico.

En estas rocas, además de la mineralogía referida, que es la predominante, puede encontrarse clorita, clinozoisita, circón, y algunos posibles fragmentos de minerales ferromagnesianos oxidados. El grado de deformación que presentan es poco intenso.

En la zona septentrional de la Hoja se encuentra un conjunto de filitas pelítico-grauváquicas cuyas características sedimentológicas y composicionales son completamente análogas a las de las rocas previamente descritas. No obstante, en estas rocas se aprecia una deformación

mucho más intensa, que está determinada por la superposición de los efectos de la 2.ª fase deformativa hercínica, y una intensidad de metamorfismo ligeramente superior, que se manifiesta en la aparición generalizada de biotita.

La mineralogía de estas rocas está comúnmente representada por cuarzo, plagioclasa ácida, biotita + clorita, y moscovita.

La esquistosidad dominante en estas rocas es la de la segunda fase hercínica, que se superpone a las estructuras de la segunda fase y está definida fundamentalmente por los filosilicatos, aunque es generalizada la presencia de microfenoblastos de biotita, abrazados por la esquistosidad de segunda fase.

La información que puede deducirse sobre la evolución metamórfica hercínica a partir de las observaciones realizadas en esta hoja es escasa, ya que de forma generalizada nos encontramos con asociaciones de grado bajo y muy bajo y con una mineralogía muy banal. No obstante, es de destacar que en el sector septentrional, donde más patente se hacen los efectos de la segunda fase deformativa, se han alcanzado durante su funcionamiento, y posiblemente al final de la primera fase, condiciones de cristalización de biotita bastante generalizadas, mientras que en la zona meridional la aparición de la biotita es muy restringida, predominando la paragénesis con clorita.

La evolución metamórfica de este sector, a pesar de la falta de información debido a la ausencia de minerales índices, debe enmarcarse en un modelo análogo al de las hojas vecinas, con una primera fase de presiones intermedias y una segunda de relación T/P más elevada. No obstante, el bajo grado metamórfico alcanzado en ambos eventos determina que localmente no puedan ser discriminados sus efectos.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Tiempos precámbricos (Precámbrico terminal a Véndico-Cámbrico)

Hay evidencias de una tectogénesis Cadomiense en el dominio de los pliegues verticales de la zona centroibérica: a) las discordancias entre el Alcudiense inferior y el superior [BOUYX, (1970); ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO (1983)], las mismas que entre el Grupo Domo Extremeño y los Grupos Ibor y Valdelacasa de ALVAREZ-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 (DIEZ BALDA *et al.* 1992) etc. c) Una sedimentación de tipo "flysch" relacionada con depósitos sinorogénicos en un margen pasivo (cuenca de antepaís) (QUESADA, 1991).

Las discordancias locales, las facies existentes, la presencia de depósitos deslizados en masa (olistostromas), así como el basculamiento de bloques y el vulcanismo asociado se pueden explicar en el contexto de una tectónica extensional y en relación con fallas que pudieron tener componentes 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 pliegues 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 relacionados con una tectónica de bloques, Mc DOUGALL *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 (antiguamente denominada sárdica) no presenta evidencias en el área de estudio, aunque 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 Ordovícico 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 y que 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 silúrico-devónico inferior.

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 flu-

vio-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.

En la megasecuencia Silúrico-Devónico inferior 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 volcanismo 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 volcanismo 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 sinclinal 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 fases principales de deformación y algunas estructuras más tardías y menos importantes) y va acompañada de metamorfismo y plutonismo. Las características de la primera fase (D_1) se han descrito en el Capítulo 2 (Tectónica). Durante ella, la región sufre un fuerte acortamiento NNE-SSW. El metamorfismo M_1 comienza con esta fase y alcanza su máximo desarrollo al principio de la segunda. Es de grado bajo, en la mayor parte del área estudiada, y alcanza el grado medio en las zonas más profundas (isograda de la estauroilita o incluso de la sillimanita. Es un metamorfismo del tipo de presión intermedia).

Las características de la segunda fase (D_2) están descritas en el Capítulo 2 (Tectónica). Durante ella tiene lugar la intrusión de los granitos y leucogranitos de dos micas de Ardoncillo-Rodasviejas. Esta fase se interpreta en relación con un gigantesco cizallamiento dúctil de carácter extensional, que desplazó hacia el SE las partes superiores con respecto a las inferiores. La evolución metamórfica durante la D_2 supone una fuerte descompresión (probablemente isotérmica) durante la cual se generaron abundantes fundidos y migmatitas. La extensión y descompresión es coherente con el carácter extensional deducido para este cizallamiento D_2 que sería responsable de la sustracción de corteza y del apretamiento observado en las zonas metamórficas (casi desaparición de la zona del almandino) (DÍEZ BALDA et al., 1992).

Como se ha dicho en el capítulo de Tectónica, la tercera fase pliega las estructuras previas y puede originar figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967). También pliega las iso-

gradas del metamorfismo M_1 . El metamorfismo M_3 es posterior a la deformación D_2 y es retrógrado.

Tiempos tardihercínicos.

La región fue afectada por la fracturación tardihercínica, siendo el sistema más evidente el de dirección N40E senestro (PARGA, 1969). Estas fallas han podido jugar posteriormente en tiempos alpinos y hasta recientes como normales o inversas. Por ejemplo la que afecta al Terciario al N del sinclinal de Endrinal, que presenta escarpes recientes.

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 *silícea* 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 Paleógeno 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 fruto de ríos trenzados. Hay profusión de interrupciones sedimentarias probablemente de la persistencia y/o aceleración de la consecuente 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 progrediente 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 Sábrica, Stairica?*) y también de las condiciones climáticas más veces 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 suroeste y ribera de Valmira por el noreste.

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

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

Los dos únicos indicios localizados en la presente Hoja se encuentran en el extremo NE de la misma.

El indicio n.º 1 (Coord. UTM: X= 257'25, Y= 4520'95) pertenece al término municipal de Matilla de los Caños del Río. Consta de 3 grupos de labores muy antiguas, casi todas ellas tapadas actualmente y explotadas en los años 50, según referencias.

El indicio n.º 2 (Coord. UTM: X=259'05, Y=4520'70) está situado en el término municipal de Vecinos. En él sólo se observaron pequeñas catas, aunque es posible que existan labores subterráneas de poca envergadura, deducido de la presencia de pequeñas instalaciones en ruinas.

6.1.1. Mineralizaciones de estaño

Los dos indicios citados anteriormente están catalogados como de estaño, aunque en el reconocimiento de campo no se ha distinguido ningún mineral de esta sustancia.

Se trata de filones de cuarzo, que encajan en pizarras y grauvacas del complejo esquisto Grauváquico, con direcciones de N75°E y N110°E en el indicio n.º 2 y dirección desconocida en el indicio n.º1, donde el cuerpo mineralizado sólo es visible en la escombrera.

Las alteraciones observadas son moscovitización y turmalinización; esta última más intensa en el indicio n.º 2.

6.2. ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

Las explotaciones de rocas industriales de esta Hoja son de dimensiones relativamente pequeñas y de importancia escasa. Su producción se destina al mercado local y ocasionalmente al regional.

De forma continua se explotan arcillas para el suministro a dos ladrilleras, una situada en Cabrillas y otra en Matilla de los Caños.

No existe explotación alguna de minerales industriales dentro del ámbito de la Hoja.

Entre los indicios y explotaciones abandonadas de rocas industriales destacan los de arcillas, pizarras y granito.

6.2.1. Arcilla

Las arcillas de la fosa terciaria de Ciudad Rodrigo se explotan en diversos puntos de la Hoja (n.º 5, Sepulcro-Hilario, 7 y 8, Matilla de los Caños del Río) para su empleo en varias fábricas de ladrillos cercanas a las explotaciones. Se trata de arcillas rojas y gris-verdosas illíticas con niveles de gravas intercalados. La Cerámica "La Isla", de Matilla de los Caños, explota dos canteras (n.º 7 y 8), mezclando los dos tipos de arcilla al 50%. En la cerámica de Cabrillas mezclan la arcilla extraída en el indicio n.º 5, con arena local. Los productos de ambas ladri-

lleras tienen un destino local. La n.º 5 tiene Coord. UTM: X=738'20, Y=4509'75. La n.º 7 X=251'55, Y=4521'80 y la n.º 8 X=252'10, Y=4524'00.

6.2.2. Granito

Al NO de la Hoja, en el municipio de Aldehuela de la Bóveda, existe una explotación abandonada (indicio n.º 3 en Aldehuela de la Bóveda) de un leucogranito foliado con abundantes inyecciones de pegmatitas (Macizo de Ardonsillero-Rodasviejas). Se explotó como piedra de construcción para el poblado de Tejadillas. Las Coord. UTM son: X=744'60, Y=4524'30.

6.2.3. Pizarra

Se ha localizado dentro del Cámbrico pizarroso (Aldeatejada) de esta Hoja una explotación abandonada, de pizarras grises moteadas (indicio n.º 6 en Villalba de los Llanos), situada en el municipio de Villalba de los Baños, constituida por varios frentes de pequeñas dimensiones. Coord. UTM: X=253'15, Y=4517'40.

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 comprendidas 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 río Huebra y sus afluentes, el Negrillos y el Arganda principalmente, que recorren la Hoja de SE a NW. Son ríos 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 SE de la Hoja y algún pequeño retazo al NW; las perspectivas de grandes caudales en ellos son muy escasas, debido a la baja permeabilidad por porosidad de los materiales véndico-cámbricos; la permeabilidad originada por fractura-

- ción, aunque puede ser importante, es aquí baja dado que la gran mayoría de las discontinuidades se encuentran selladas.
- Rocas ígneas. Aunque de afloramiento muy escaso al N de la Hoja y permeabilidades bajas, puede tener un cierto interés el contacto con los metasedimentos véndico-cámbricos y con los materiales terciarios.
 - Sedimentos terciarios. Esta Hoja está enclavada en el centro de la denominada "Fosa de Ciudad-Rodrigo" que a su vez se engloba dentro del "Terciario conglomerático de Zamora-Salamanca". Este 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 constituido por gravas y arenas de carácter arcósico con un grado de cementación variable (con niveles de permeabilidad variables) y luego una unidad conglomerática con abundante matriz arcillosa y de color rojo (unidad roja) de permeabilidad muy baja. Hay algún tramo de costras carbonatadas pero de escasa extensión.
 - Cuaternario. Presentan cierto interés los aluviales del río Huebra, que están formados por gravas y arenas; tienen altas permeabilidades por porosidad intergranular y por ello son numerosos los pozos de escavación 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. 435 pp.
- ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M.F. (1987). Paleogeografía del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). En: J. Civis y M.F. Valle. *Acta de Palinología (Actas del VI Simposio de Palinología, A.P.L.E.)*. pp. 269-275. Universidad de Salamanca.
- 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.; SANTA MARÍA, J. y SOLÉ, F.J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la zona Centro-Ibérica. *II Congr. Geol. de España, SGE*, vol.1, Comunicaciones, pp. 19-22.
- BELLIDO MULAS, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E., MARTÍNEZ CATALAN, J.L. y PABLO MACIA, M.G. de (1987). Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y Occidente de Asturias. *Memorias IGME*, 101, pp. 1-157.
- BIROT, R. y SOLÉ 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 paleócenos". En: *Alteraciones y Palealteraciones en la morfología del Oeste Peninsular*. Ed. I.T.G.E. pp. 239-250.

- BLANCO, J.A.; ALONSO GAVILÁN, F.; FERNÁNDEZ, B., y SÁNCHEZ, S. (1989). La alteración roja miocena sobre las areniscas de Villamayor. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, vol. esp. 5: 209-222.
- BLANCO, J.A. y CANTANO, M. (1983). Silicification contemporaine à la sédimentation dans l'unité basale du Paleogene du bassin du Duero (Espagne). *Sci. Geol. Mem.*, 72: 7-18.
- 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.
- 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.
- BULLOCK, T.; FEDOROFF, M.; JONGERIUS, A.; ISTOOPS, G., TURISMA, T., BABEL, U. (1985). *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publications.
- 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.
- CALVO, J.P.; VICENTE, G. de, y ALONSO ZARZA, A.M. (1991). Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno. *I Congreso Grupo Español de Terciario. Vic. Comunicaciones*, 55-58.
- 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): 87-101.
- CORRALES, I. (1982). El Mioceno al sur del Rio Duero (Sector Occidental). *Temas Geol. Min.*, 6 (2): 709-713.
- CORROCHANO, A. (1977). *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, 336 pp.
- CORROCHANO, A. (1982). El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Zamora). *Temas Geol. Min.*, 6 (2): 687-697.
- CORROCHANO, A.; CARBALLEIRA, J.; POL, C., y CORRALES, I (1983). Las Depresiones del borde Suroccidental de la Cuenca del Duero. *Libro Jubilar J.M. Ríos Geología de España*. T. 11, pp. 513-521.
- CORROCHANO, A., y QUIROGA, J.L. (1974). La discordancia Paleozoico-Terciario al SW de Zamora. *Studia Geológica Salmanticensia*, 7, 7-39.
- 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. (1975). *Estudio estructural de los materiales anteordovícicos de los alrededores de Alba de Tormes (Salamanca)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Madrid. 114 p.

- DÍEZ BALDA, M.A. y HACAR, M. (1979). *Investigación geológico-minera de la zona de Guijuelo (Salamanca)*. Vol. I *Estudio geológico de la Hoja de Guijuelo* Mem. y Mapa, 81 p. IGME, Div. Minería. Inédito.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo esquistograuváquico al Sur de Salamanca. *Estudios Geológicos*; 36, 131-138.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1981). La estructura herciniana entre Salamanca y Sequeros (Zona Centroibérica). La superposición de facies y su influencia en la fábrica de las rocas. *Cuadernos Geol. Ibérica*, 7, 519-534.
- DÍEZ BALDA, M.A. y FOURNIER VIÑAS, CH. (1981). Hallazgo de acritarcos en el Complejo esquistograuváquico al Sur de Salamanca. *Acta Geol. Hisp.* t 16-3, pp. 131-134.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986). *El Complejo esquistograuváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca*. Tesis Doctoral. Ediciones Universidad de Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M.A.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; MONTEREÍN LOPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M.V., y ROBLES CASAS R. (1990a). Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centroibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, 117-1125.
- DÍEZ BALDA, M.A.; AYARZA, P. y MARTÍNEZ CATALÁN (1992). El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso extensional. *III Congreso geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios*. Tomo 2, 365-374.
- ESPEJO 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 ABAD, 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. (1971). Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros, Ahigal de los Aceiteros. *Studia Geológica*, vol. II, 45-56. Salamanca.

- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972). El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central). *Studia Geológica* III, 33-41. Salamanca.
- 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, A. (1880). Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca. *Com. Mapa Geol. España*, 1-299. Madrid.
- 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. Econom. Argentina*; IV, 227-246.
- 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): 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.
- HAYMANN, W.; ROBARDET, M.; ROMANO, M.; GIL CID, M.D.; GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; HERRANZ, P.; MARCOS, A.; MARTÍN, J.; PELÁEZ, J.R.; PÉREZ ESTAUN, A.; PRIETO, M.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ, M.A.; TRUYOLS, J.; VEGAS, R.; VILAS, L.; VILLAS, E., y VILLENA, J. (1982). *The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal)*. IUGS Publ. 11: 1.47.
- HUDLESTON, P.J. (1973a). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- IGME (1980). *Investigación hidrogeológica de la Cuenca del Duero. Sistemas nos. 8 y 12*. Colección Informe. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- IGME (1982). *Mapa hidrogeológico de España, E 1:200.000. Hoja n.º 37 Salamanca*. Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- JIMÉNEZ, E. (1970). *Estratigrafía y paleontología del borde sur-occidental 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). Sinopsis 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 Paelógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17: 125-127.
- JIMÉNEZ, E. (1983). Síntesis del Paelógeno continental de la Cuenca del Duero. In: 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. II 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.
- 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.; 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.*
- JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN (1985). *Inventario y mapa de indicios mineros de la Comunidad Autónoma de Castilla y León. Fase I: provincias de Ávila, Salamanca y Zamora. 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.
- LOTZE, F. (1945b). Observaciones respecto a la discusión de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, 149-166. Traducción de J.M. Ríos.
- MACDOUGALL BRENCHLEY, P.J.; REBELO, A., y ROMANO, M. (1987). Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geol. Mag.*, 124, 347-359.
- MARTÍN HERRERO, D.; UGIDOS MEANA, J.M.; NOZAL MARTIN, F., y PARDO ALONSO (1988). *Mapa Geológico de España, E 1:50.000, 2.ª Serie. Hoja num 527, Tamames. ITGE.*
- MARTIN 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.*

- 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, A. (1991). 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.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAUN, A., y GONZÁLEZ LODEIRO, 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, 545-560. Stuttgart.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973). Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca). *Bol. Geol. y Min.* T. 84-6, pp. 407-418.
- 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*. E 1:50.000. Hoja 500, Villar de Ciervo. IGME. Madrid.
- MOLINA, E. (1991). *Geomorfología y geoquímica del Paisaje*. *Acta Salmanticensia*. Bibliot. de las Ciencias, 72. Ed. Univ. de Salamanca.
- MOLINA, E. y BLANCO, J.A. (1980). "Quelques précisions sur l'alteration du Massif Hercynian Espagnol". *C.E. Acad. Sci. Paris*, 290, pp. 1293-1296.
- MOLINA, E. y JORDÁ, J. (1984). Le piémont nord du "Sistema Central" espagnol dans le province de Salamanca. *Resúmenes del Congreso "Montagnes et Piémont"*. Toulouse. 11 p.
- 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, 1979. *Temas geológico-mineros*, IGME, pp. 433-448.
- 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.* 20, 1, pp. 8-16.

- NOZAL, F. y ROBLES CASAS (1988). Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca. // *Congreso Geológico de España*, Granada. *Comunicaciones*, vol. 1 pp. 139-143.
- 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.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983, publicado 1986). La discordancia intra-alcudienense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4, pp. 27-32.
- PALACIOS, T. y VIDAL, G. (in litt). *Lower Cambrian acritarchs from northern Spain- the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications*.
- PARGA, J.R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínias del Macizo Hespérico. *Trab. de Lab. geológico de Lage* 37, pp. 1-15.
- PELAEZ-CAMPOMANES, P.; DE LA PEÑA, A., y LÓPEZ, M. (1989). Primeras faunas de micro-mamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salamanticensia*, vol. esp. 5: 135-157.
- 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. // *Congreso Geológico de España*. Granada.
- PULGAR, J.A. (1980). *Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la zona Asturoccidental-leonesa (Cordillera Herciniana, NW de España)*. Tesis. Univ. de Oviedo, 334 pp.
- QUESADA, C. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185 pp. 225-245.
- RAMSAY, J.G (1967). *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill Book Co. 568 pp.
- 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). // *Congreso Geológico de España, Comunicaciones*. Vol. 1.
- RODRÍGUEZ ALONSO (1979). El Complejo esquisto-grauváquico y los materiales Ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España). *Studia Geológica*, 14, 7-34. Salamanca.
- RODRÍGUEZ ALONSO (1985). *El Complejo esquisto-grauváquico y el Paleozoico en el Centro-Oeste español*. Ediciones Universidad de Salamanca.

- RÖLZ, P. (1975). Beiträge zum Aufbau des jumpräkambrischen und attpalaozoischen Grundgebirges in deu Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata) Spanien (Auszug). Technischen Unviersität München, 147 p. En castellano, *Münster Forsch. Geol. Paläont*, Heft 36, 1-68.
- ROMÁN, F. y ROYO GÓMEZ, J. (1922). Sur l'existence de mammifères lutéciens dans le bassin du Douro (Espagne). *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 175: 1221-1223
- SAN JOSÉ, M.A.; PELÁEZ, J.R.; VILAS, L. y HERRANZ, P. (1974). Las series ordovícicas y pre-ordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min.* T 85-1. 21-31.
- SANTISTEBAN, J.I.; MARTÍN-SERRANO, A.; MEDIAVILLA, R., y 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.
- TEMPLADO, D. y PASTORA, J.L. (1946). *Explicación del Mapa Geológico de España 1/50.000*. Hoja 478 (Salamanca). 63 pp. IGME. Madrid.
- UBANELL, A.G. (1977). Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la Meseta Ibérica". *Bol. Geol. y Min.*, 88. 508-512.
- VEGAS, R. (1974). Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica. *B.G.M.*, 85. Núm. 2, pp. 153-156. Madrid.
- VIDAL, G.; JENSEN, y PALACIOS, T. (1994). *Geol. Magac*, 131, 1-11.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ, J.A.; DÍEZ BALDA, M.A., y GRANT, S.W.F. (in litt). "Neoproterozoic of Spain, new concepts". *Geol. Magazine*.
- VILANOVA, J. (1873). Noticia de vertebrados hallados en Sanzoles (Zamora). *Act. R. Soc. España Hist.Nat.*, 2, 42, 47 y 52. Madrid.
- VOLKOVA, N.L. (1969). Acritarchs of Precambrian and Lower Cambrian de deposits of Estonia. *Acad. Sci. U.S.S.R. Geol. Int. Nauka*, 188 pp. 8-36.

