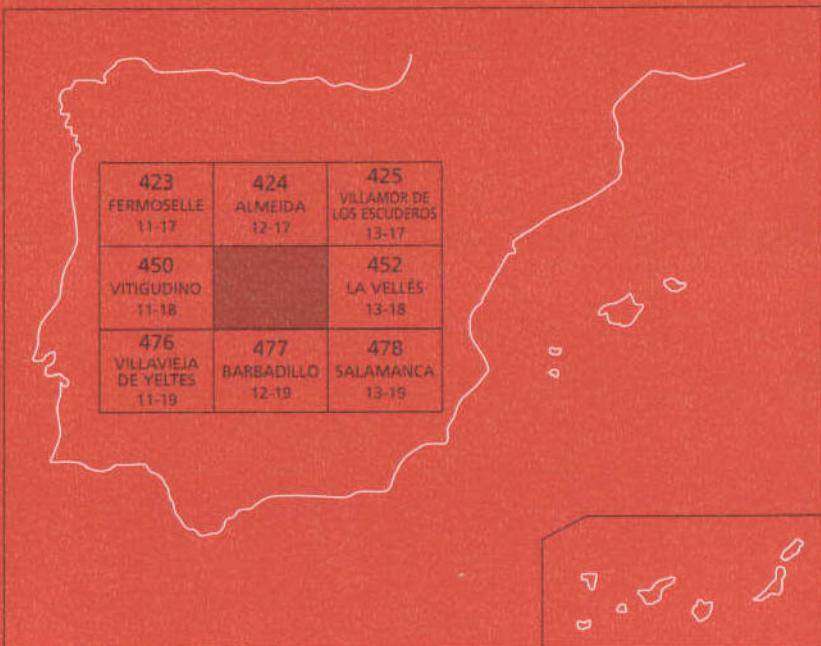




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



LEDESMA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

LEDESMA

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-33.570-2000

ISBN: 84-7840-403-1

NIPO: 320-00-007-6

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

Los Mapas Geológico y Geomorfológico y la Memoria explicativa de la presente Hoja han sido realizados por el Área de Cartografía Geológica del Instituto Tecnológico y Geominero de España habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa Geológico:

Rocas Metamórficas: P. Villar
Rocas Igneas: P. Villar y A. Díez Montes
Terciario: R. Mediavilla
Cuaternario: M. A. Sanz Santos

Mapa Geomorfológico:

M. A. Sanz Santos
F. J. Rubio Pascual

Memoria explicativa:

Introducción, Estratigrafía del zócalo hercínico: P. Villar y L. R. Rodríguez Fernández
Estratigrafía y Sedimentología del Terciario: R. Mediavilla y J. I. Santisteban
Rocas Igneas: P. Villar y A. Díez Montes
Geoquímica: F. Bellido, F. J. Rubio Pascual y C. Martín-Romera
Tectónica Hercínica y Metamorfismo: P. Villar
Tectónica Alpina: R. Mediavilla
Cuaternario y Geomorfología: M. A. Sanz Santos y F. J. Rubio Campos
Historia Geológica: P. Villar y R. Mediavilla
Hidrogeología: A. González Amador y J. C. Rubio Campos
Recursos Minerales: M. Regueiro, T. Montero, E. J. González Clavijo y C. Ortega

Dirección y coordinación: L. R. Rodríguez Fernández

Asesoramiento:

A. Martín-Serrano
F. Bellido Mulas
J. R. Martínez Catalán

ÍNDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA	10
1.3. ANTECEDENTES	11
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. INTRODUCCIÓN	11
2.2. MATERIALES HERCÍNICOS	12
2.2.1. Introducción	12
2.2.2. Dominio Norte	12
2.2.2.1. Gneises Glandulares (4)	12
2.2.2.2. Metasedimentos (12)	13
2.2.3. Dominio Sur	13
2.2.3.1. Complejo Esquisto-Grauváquico (13)	13
2.2.3.2. Ordovícico. Formación Golpejas (14) y Formación Villa-mayor (15)	14
2.3. SEDIMENTOS TERCIARIOS	15
2.3.1. UTS MC (16)	16
2.3.1.1. Unidad Siderolítica	16
2.3.1.2. Unidad Silícea	17
2.3.2. UTS P1 (Arcósica Basal) (17)	18
2.3.3. UTS P2 (Detritica Intermedia) (18)	19
2.3.4. UTS P3 (Arcósica Superior) (19 y 20)	23
2.3.5. UTS N1 (Detritica Roja) (21 a y b)	27
2.4. SEDIMENTOS CUATERNARIOS	28
2.4.1. Coluviones (22 y 24)	28
2.4.2. Terrazas (23)	28
2.4.3. Aluvial (25)	29

	<i>Páginas</i>
2.4.4. Conos de deyección (26)	29
2.4.5. Arenas y cantos (barras fluviales) (26)	29
2.4.6. Navas (28)	30
3. PETROLOGÍA	30
3.1. INTRODUCCIÓN	30
3.2. ROCAS GRANÍTICAS	30
3.2.1. Dominio Norte	30
3.2.1.1. Láminas graníticas sin-D ₂ (6)	30
3.2.1.2. Granitoides diatexíticos y anatexíticos (7)	31
3.2.1.3. Rocas básicas e intermedias (8)	33
3.2.1.4. Granitos de dos micas de grano grueso "Ala de Mosca" (9)	37
3.2.1.4.1. Granito de Mozodiel (9)	37
3.2.1.4.2. Granito de Encina de San Silvestre (9)	39
3.2.1.5. Granitos de Ledesma-San Pelayo (10)	40
3.2.1.6. Granitos de dos micas, tipo Villar de Peralonso (11)	42
3.2.2. Dominio Sur	44
3.2.2.1. El granito de Juzbado (5c)	44
3.2.2.2. Láminas leucograníticas de Golpejas (5b)	45
3.2.2.3. Leucogranitos con turmalina de Doñinos de Ledesma (5a y 5b)	45
3.2.2.4. Granitos de dos micas (6)	47
3.3. ROCAS FILONIANAS	48
3.3.1. Aplitas y pegmatitas (1)	48
3.3.2. Pórfitos graníticos (2)	48
3.3.3. Diques de Cuarzo (Sierros) (3)	50
3.4. ROCAS METAMÓRFICAS	50
3.4.1. Introducción	50
3.4.2. Dominio Norte	51
3.4.3. Dominio Sur	53
3.4.4. La zona de cizalla de Juzbado	54
3.4.5. Evolución temporal	54
3.5. GEOQUÍMICA	55
3.5.1. Rocas básicas e intermedias	55
3.5.2. Granitoides diatexíticos y anatexíticos	57
4. TECTÓNICA	60
4.1. INTRODUCCIÓN	60
4.2. DEFORMACIÓN PREHERCÍNICA	61
4.3. DEFORMACIÓN HERCÍNICA	62
4.3.1. Introducción	62
4.3.2. Estructura general	62
4.3.3. Fases principales de deformación	63
4.3.3.1. Dominio Norte	63

	<i>Páginas</i>
4.3.3.2. Dominio Sur	65
4.3.4. La zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo	67
4.3.5. Cuarta fase de deformación (D_4)	70
4.3.6. Fracturación tardihercínica	70
4.4. DEFORMACIÓN ALPINA	71
5. GEOMORFOLOGÍA	72
5.1. ANTECEDENTES	72
5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	72
5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	72
5.3.1. Estudio Morfoestructural	72
5.3.2. Estudio del modelado	73
5.3.2.1. Formas de ladera	73
5.3.2.2. Formas fluviales	74
5.3.2.3. Formas poligénicas	76
5.3.2.4. Formas endorreicas: Navas	78
5.3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	78
5.3.4.1. Alteraciones	78
5.3.4.2. Depósitos fluviales	79
5.3.4.2.1. Conglomerados y areniscas cementadas por sílice	79
5.3.4.2.2. Conglomerados, arcosas, arcillas con niveles cementados por carbonatos	79
5.3.4.2.3. Conglomerados y arcosas de terrazas ocres	80
5.3.4.2.4. Abanicos y terrazas rojas	80
5.3.4.2.5. Depósitos aluviales cuaternarios	80
5.3.4.3. Depósitos de ladera	80
5.3.4.3.1. Coluviones	80
5.3.4.4. Depósitos endorreicos: navas	81
5.3.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA	81
5.3.6. PROCESOS ACTUALES	82
6. HISTORIA GEOLÓGICA	83
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	86
7.1. RECURSOS MINERALES	86
7.1.1. Minerales metálicos y minerales no metálicos	86
7.2. HIDROGEOLOGÍA	87
7.2.1. Climatología	87
7.2.2. Hidrología Superficial	89
7.2.3. Características Hidrológicas	89
8. BIBLIOGRAFÍA	91

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Ledesma, núm. 451 (12-18) se sitúa al NO de la provincia de Salamanca, en la macrocomarca del Campo Charro, que constituye una extensa penillanura desarrollada tanto sobre el basamento hercínico como sobre los depósitos terciarios que lo recubren.

Las cotas más altas del relieve se alcanzan en alineaciones de dirección NE-SO, relacionadas con potentes diques de cuarzo denominados "Sierros". Estas cotas rondan los 850 m (Peña de Doñinos, 863 m), que destacan sobre la penillanura que se encuentra a alturas entre 750 y 800 m y en la que se encajan moderadamente los ríos (730 m en la cota máxima del embalse de la Almendra sobre el río Tormes).

La vegetación típica de la zona son los bosques de encinas y robles que frecuentemente se encuentran adehesados. Unicamente en las inmediaciones de algunas localidades existen áreas taladas en las que se cultivan cereales. En consonancia con el tipo de terreno y de vegetación, la economía de la Hoja se basa en la ganadería extensiva, principalmente vacuno, pero también ovino y porcino, destacando las ganaderías de lidia que dificultan el reconocimiento del terreno.

El único río importante es el Tormes que, con dirección SE-NO cruza la mayor parte de la Hoja. El resto de los cauces fluviales son regatos, riveras y arroyos de corriente estacional y de pequeña entidad que desembocan todos en el Tormes.

Administrativamente, el área de la Hoja pertenece a la Provincia de Salamanca exceptuando una pequeña parte, en el norte de la Hoja, que pertenece a la de Zamora. La población más importante es Ledesma, que es la cabeza de comarca; otras localidades de importancia son Golpejas, Villamayor, Villaseco de los Gamitos y Juzbado.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

Geológicamente, la Hoja se enclava en el límite entre el Macizo Hespérico y el borde occidental de la cuenca terciaria del Duero, por lo que los materiales aflorantes pueden agruparse en dos conjuntos netamente diferentes. El primero, constituido por las rocas ígneas y metamórficas, pertenecientes al Macizo Hercínico y que forman el zócalo y el segundo, por los sedimentos continentales terciarios y cuaternarios de la cobertura.

Respecto a los afloramientos del zócalo Hercínico, se sitúan en la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945), o también en la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972) en el sentido restringido de FARIAS *et al.* (1987).

Según JULIVERT (1983) las principales características litoestratigráficas de esta zona son:

- Precámbrico constituido por gneises tipo "Ollo de Sapo" y asociados, y una serie muy potente de pizarras y areniscas (Complejo Esquisto-Grauváquico), cuya edad podría llegar, en los términos más altos de la serie, al Cámbrico Inferior.
- Ordovícico, con la Cuarcita Armoricana (Arenig) ampliamente representada, de carácter discordante y transgresivo poniendo en evidencia la fase de deformación Sárdica (LOTZE, 1956).
- Silúrico constituido fundamentalmente por pizarras negras con intercalaciones cuarcíticas y, en ocasiones, rocas volcánicas y liditas.
- Devónico inferior poco potente.
- El metamorfismo varía de muy débil a alto grado y está distribuido en bandas estrechamente relacionadas con el plutonismo granítico (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992).

La presencia en esta Hoja de la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo (IGLESIAS y RIBEIRO, 1981), con un desplazamiento en dirección cercano al centenar de Km (VILLAR *et al.*, 1992), obliga a considerar dos dominios, situados a Norte y Sur de la zona de cizalla, con características estratigráficas, metamórficas e ígneas sensiblemente distintas.

En el dominio Norte predominan, entre los materiales Preordovícicos, los gneises glandulares sobre los metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico, el metamorfismo es mayoritariamente de alto grado y las rocas ígneas son casi exclusivamente leucogranitos y granitos de dos micas, peralumínicos y de carácter autóctono o parautóctono.

Por el contrario, en el dominio sur, los gneises glandulares están prácticamente ausentes y los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico se encuentran afectados por un metamorfismo de bajo grado. Los granitos, son aquí monzogranitos y granodioritas biotíticas predominantemente.

Los materiales cenozoicos que afloran en el área de estudio se sitúan en la zona de entronque entre la fosa de Ciudad Rodrigo y la Cuenca del Duero. En esta zona aflora una serie de edad Cretácico superior-Neógeno integrada mayoritariamente por depósitos siliciclásticos que, en líneas generales, constituyen el registro de ambientes aluviales en las inmediaciones de un borde de cuenca moderadamente activo.

1.3. ANTECEDENTES

Dejando aparte las primeras descripciones fisiográficas, muy generales, de las provincias de Salamanca y Zamora (GIL Y MAESTRE, 1880; PUIG Y LARRAZ, 1883), el primer estudio geológico, en el sentido moderno, es el de SCHMIDT-THOME (1950) que distingue el “Cambriano” (Preordovícico) del “Siluriano” (Ordovícico) separados, de acuerdo con LOTZE (1929), por una discordancia Sárdica. A la vez reconoce un “granito más viejo apizarrado” en la banda que se extiende desde Ledesma a Vitigudino y Barruecopardo, que interpreta como sinorogénico precoz y un “granito viejo”, también sinorogénico pero posterior.

Los trabajos más detallados sobre esta Hoja son escasos y relacionados con prospecciones mineras de Sn y W; entre los que pueden citarse se encuentran IGME (1979) o ARRIBAS *et al.* (1982), quienes identifican y cartografián por primera vez el Ordovícico del sinclinal de Villamayor.

El estudio detallado más importante llevado a cabo hasta el momento en esta zona es el de LÓPEZ PLAZA (1982), que presenta una cartografía de casi toda la Hoja y un estudio específico sobre la estructura de los granitos y su relación con el emplazamiento.

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

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

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

Por último, desde el punto de vista regional, son importantes los trabajos de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) sobre el metamorfismo y los granitoides del área occidental de la provincia de Salamanca; de CARNICERO (1980) sobre los mismos temas en el área suroeste y de DÍEZ BALDA (1986) sobre la estratigrafía y la estructura de los materiales preordovícicos del sur de Salamanca.

Las principales aportaciones sobre la estratigrafía del Terciario en esta región se deben a JIMÉNEZ (1970, 1972, 1973, 1974, 1983), CORROCHANO (1977, 1982), ALONSO GAVILÁN (1981, 1983, 1984, 1986) y CANTANO y MOLINA (1987).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

Como ya ha sido puesto de manifiesto anteriormente, las rocas que afloran en esta Hoja se agrupan en dos conjuntos muy diferentes: el zócalo Hercínico y la cobertura Terciaria y Cuaternaria que parcialmente lo recubre.

2.2. MATERIALES HERCÍNICOS

2.2.1. Introducción

Dentro del zócalo Hercínico, los materiales de origen sedimentario más antiguos que se encuentran en esta Hoja se atribuyen al Complejo Esquisto Grauváquico (TEIXEIRA, 1954) en sentido amplio. Las características litológicas, estructurales y metamórficas varían sustancialmente a uno y otro lado de la Zona de Cizalla de Juzbado y por ello, a efectos de descripción, se han diferenciado dos dominios separados por dicha zona de cizalla.

En el dominio situado al Norte de la cizalla, los metasedimentos se encuentran muy esporádicamente distribuidos entre los gneises glandulares y los granitoides y la intensidad de la deformación que los afecta es muy alta así como el grado metamórfico, que llega a alcanzar en las rocas gnéisicas la migmatización generalizada.

Al Sur de la cizalla, se encuentra un dominio epizonal en el que los metasedimentos están menos deformados y en el que puede reconocerse una serie que va desde el Precámbrico Superior/Cámbrico Inferior hasta el Ordovícico y, probablemente, hasta el Silúrico.

2.2.2. Dominio Norte

2.2.2.1. Gneises Glandulares (4)

Los gneises glandulares se encuentran exclusivamente en este dominio, ocupando una gran área al Oeste, Norte y Noreste de Ledesma, además de otras bandas, de menor entidad, al Sur de la masa principal.

Aunque muestran una considerable diversidad de facies, potenciada por la migmatización, en general se trata de rocas cuarzofeldespáticas mesócratas, de grano grueso, con una marcada textura foliada porfiroclástica. Los términos más leucocráticos muestran un número menor de glándulas feldespáticas que además tienen un tamaño menor que en las facies con mayor contenido de biotita, donde los feldespatos pueden llegar a alcanzar los 20 cm.

La roca está formada por glándulas de feldespato, rodeadas por la foliación, con un tamaño que oscila normalmente entre 2 y 15 cm en una matriz de tamaño de grano medio o grueso y de composición granítica.

Las "glándulas", que seguramente corresponden a antiguos fenocristales, tienen morfologías variadas, desde idiomorfas hasta redondeadas o lenticulares por efecto de las rotaciones y aplastamientos sufridos durante la deformación, y están constituidas por un agregado policristalino de plagioclasa y feldespato potásico con algo de cuarzo y micas. Están siempre rodeadas por la foliación que, cuando la densidad de glándulas es grande, adquiere una morfología anastomosada; en muchas ocasiones, las glándulas feldespáticas lenticulares tienen un eje mayor que define una lineación de estiramiento en la roca. En relación a las glándulas y a la foliación, se desarrollan colas o sombras de presión llenas de un agregado de cuarzo, feldespato potásico y albita.

La matriz de la roca es un agregado granudo, inequigranular de grano medio a grueso compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita y normalmente, sillí-

manita. En algunas muestras también se encuentra cordierita en cantidades accesorias. La biotita y la sillimanita, parcialmente sustituidas por moscovita, forman agregados, a modo de schlieren, que definen la foliación.

El grado de migmatización es muy variable, probablemente en función de la composición de la facies de que se trate, oscilando entre una augen-estromatita (MEHNERT, 1968) hasta una nebulita o, localmente, un granitoide diatexítico.

Son relativamente comunes las intercalaciones lámbricas concordantes de rocas graníticas de grano fino foliadas, de aspecto aplitoide, similares a las que se encuentran intercaladas en los metasedimentos de toda la región (áreas de Martinamor, Lumbreras, Vitigudino o Aldeadávila). También se encuentran intercalaciones de granitoide inhomogéneo, que deben corresponder a leucogneises intensamente migmatizados.

Estas rocas son correlacionables con el resto de los gneises glandulares que aparecen en el Macizo Hespérico y que son conocidos como gneises "Olio de Sapo". La interpretación petrogenética y la edad de estas rocas han sido fuente de discusión durante mucho tiempo. En esta región, debido al grado de deformación y metamorfismo que los afecta, pueden aportarse pocos datos que ayuden a esclarecer la naturaleza del protolito de estas rocas. En general, la interpretación más extendida tiende a considerarlas como rocas ortoderivadas procedentes de granitoides subvolcánicos y, en algún caso (gneises de grano fino "porfiroides"), volcánicas o volcanodetriticas.

2.2.2.2. Metasedimentos (12)

Las rocas de claro origen sedimentario afloran en este dominio en alrededor de media docena de afloramientos, siempre de pequeño tamaño, formando bandas estrechas y muy estiradas, intercaladas predominantemente en granitoides inhomogéneos. Además de los niveles cartografiados, se encuentran en la misma situación abundantes afloramientos de escala decamétrica o menor, sin entidad cartografiable.

Estos materiales son, predominantemente, micaesquistos y paragneises feldespáticos que provienen de protolitos pelíticos y pelítico-grauváquicos respectivamente. En menor medida se encuentran también metapsamitas cuarcíticas y niveles centimétricos de rocas calcosilicatadas.

Los metasedimentos tienen siempre una fuerte fábrica planar o plano-lineal a la que se encuentra paralelizada la estratificación. Asociados a esta fábrica, se encuentran localmente pliegues de pequeña escala, intrafoliares y con charnelas curvas. La foliación principal puede estar plegada por pliegues abiertos más tardíos.

2.2.3. Dominio Sur

2.2.3.1. Complejo Esquisto-Grauváquico (13)

Al Sur de la Cizalla de Juzbado y en el interior de ésta, y por debajo de los niveles ordovícicos del Sinclinal de Villamayor, se encuentra una sucesión metasedimentaria epizonal que

De estas UTS, en la Hoja de Ledesma, sólo están representadas las cuatro paleógenas y primera neógena. Todas ellas están integradas por sedimentos detriticos de carácter continental y correspondientes a ambientes aluviales.

2.3.1. UTS MC (16)

Los materiales de esta UTS se disponen discordantes sobre metasedimentos e inconformes sobre las rocas intrusivas, ambos conjuntos de edad paleozoica. Estos materiales paleozoicos pueden estar afectados por un manto de alteración de tipo laterítico sobre el que en ocasiones reposa esta UTS. Este manto, observado a lo largo de todo el borde occidental de la Cuenca del Duero se habría desarrollado en condiciones climáticas tropicales (JIMÉNEZ, 1974; BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980).

La sedimentación de esta UTS constituye una megasecuencia positiva formada por dos unidades litoestratigráficas concordantes entre sí. Se han denominado: Unidad Siderolítica y Unidad Silícea. El escaso espesor que presentan hace que su separación sea imposible a la escala de la cartografía.

La disposición de esta UTS sobre los materiales del zócalo muestra un solapamiento expansivo (*onlap*).

2.3.1.1. *Unidad Siderolítica*

Se restringe a los afloramientos meridionales de esta UTS (p. ej. cerro de Las Perenalias, en las proximidades de Carrascal de Velambélez). Presenta un buzamiento entre 5° y 10° hacia el S o SE. Su espesor no supera los 5 m, siendo lo más común unos 2 m. Es equivalente a la Capa Peña de Hierro y el Miembro Areniscas de Terradillos de ALONSO GAVILÁN (1981) y al Conglomerado Basal y Capas de Santibáñez de JIMÉNEZ (1970) en la zona de Salamanca y en la de Zamora corresponde a la Costra Ferralítica y Facies Montamarta de CORROCHANO (1977).

Presenta una base muy irregular debido a la estructuración en horsts y grabens que presenta el zócalo. Así mismo, la base del perfil de alteración que desmantela es una superficie grabada (MARTÍN-SERRANO, 1988) lo que contribuye a la irregularidad de la base de la unidad.

Su composición es siliciclástica y presenta tamaño de grano grava. Como constituyentes principales están el cuarzo y escasos fragmentos de cuarcita. La fracción arcillosa está compuesta fundamentalmente por caolinita acompañada de pequeñas cantidades de micas, illita y esmectita. Su color es blanco aunque se pueden observar algunas cementaciones de color violáceo por óxidos de hierro en la base mientras que en las proximidades del contacto con la unidad Silícea se pueden apreciar cementaciones por sílice en forma de pequeñas manchas dispersas.

Dado el pequeño espesor que presenta la unidad y la poca calidad de sus afloramientos no es posible hacer un estudio sedimentológico completo de la misma. En algunos puntos se ha

podido observar una superposición de canales delimitados por lagos de cantos con centímetros de 5 a 7 cm y relleno por gravas masivas (centímetro 5 mm). Estos cuerpos presentan espesores que no superan 1,5 m y bases cóncavas relativamente suaves. Por estas características parece que se trate de canales trenzados con relleno por avenidas con alta descarga de sedimento.

La homogeneidad de facies a lo largo de todo el área de estudio nos lleva a considerar que estos sistemas fluían a lo largo de angostos valles excavados en el zócalo a favor de la alteración desarrollada sobre éste o de las fracturas que lo afectan.

La presencia de amalgamación de cuerpos y ausencia de superficies de reactivación o cicatrices erosivas internas en los cuerpos indican sistemas fluviales perennes en condiciones de abundante disponibilidad de agua. Así mismo, la presencia de cementaciones ferruginosas en forma de goethita sugieren condiciones cálidas para la precipitación de esta fase.

2.3.1.2. *Unidad Silicea*

Presenta una extensión algo mayor que la unidad anterior y buzamientos similares. Su espesor varía entre 0,5 (al N) y 5 m (al S). Equivale al Miembro Areniscas de la Peña Celestina y Miembro Conglomerado Silíceo de Los Arapiles de ALONSO GAVILÁN (1981), las Areniscas de Amatos, Areniscas de Salamanca y Areniscas del Río Almar de JIMÉNEZ (1970) y la Facies Zamora de CORROCHANO (1977).

Su composición es siliciclástica y presenta tamaños de grano que oscilan entre gravas y arcillas. Las fracciones grava, arena y limo están compuestas por cuarzo (principal), cuarcita y lidita (subordinados) y feldespato (accesorio). La fracción arcilla es relativamente escasa y está constituida por caolinita (principal), esmectita, illita y micas (accesorios). Como rasgo distintivo presenta una intensa cementación por sílice (ópalos C y C-T) en todos los tramos (BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980; BLANCO y CANTANO, 1983). También se puede encontrar goethita y hematites como parte del cemento. Esto hace que esta unidad presente colores blancos y violáceos (según la relación entre los cementos silíceos y ferruginosos).

La sucesión presenta un carácter muy monótono. Está constituida por una alternancia de bancos tabulares de gravas con arenas y escasos bancos tabulares limoso arcillosos.

Los bancos de gravas están formados por la amalgamación de cuerpos de geometría canalizada con relaciones profundidad/anchura alrededor de 1/5. Su estructura interna está compuesta por estratificación cruzada en surco de gran y mediana escala estando cada unidad de acreción delimitada por gravas y presentando una secuencia positiva. Se interpretan como depósitos de canales trenzados con formas del lecho que migraban paralelas al eje del canal, lo que implica una baja sinuosidad. Estos canales, por las paleocorrientes deducidas de las estructuras primarias, fluían hacia el NE a lo largo de suaves valles.

El contacto de estos bancos con los de limos bioturbados suele ser bastante neto. Estos bancos de grano fino suelen mostrar concentraciones de óxidos de hierro ligadas a bioturbaciones. Se interpretan como depósitos de llanura de inundación.

El registro de la unidad Silícea nos indica condiciones similares a las de la unidad Siderolítica. Con todo presenta una serie de diferencias: los canales debieron discurrir por paisajes más abiertos (morfologías más planares), así mismo hay una mayor preservación de los depósitos de llanura de inundación lo que indica una mayor estabilidad de los cauces. Siguen sin observarse rasgos de estacionalidad (superficies de erosión internas, etc.) por lo que cabe considerarlos como canales por los que circula agua todo el año. La presencia de cementaciones silíceo-caoliniticas en los canales y silíceo-caolinítico-ferruginosas en las llanuras de inundación indican que las condiciones cálidas y húmedas persisten.

El conjunto de la UTS MC muestra una tendencia granodecreciente y estratocreciente. Estas tendencias se interpretan como la evolución de sistemas trenzados con cauces estables que progresivamente fosilizan una paleotopografía por lo que los paisajes cada vez eran más abiertos. Esto provocó que hacia techo de la UTS los valles fluviales presentaran cauces cada vez mayores con franjas de llanura de inundación. La avulsión del cauce en un momento concreto provocaba la rápida sustitución de sus depósitos por los de la llanura de inundación. La disminución de la energía hacia techo de la UTS junto con un incremento en la estabilidad de los canales, relacionado con unas menores tasas de avulsión, provocó una disminución en el tamaño de grano transportado (tendencia granodecreciente) así como un incremento en la cantidad de sedimento acumulado entre avulsiones (tendencia estratocreciente).

BLANCO *et al.* (1982) dataron un cemento alunítico situado a techo de la UTS MC mediante K/Ar obteniendo una edad de 58 Ma. (Tanaatlense). Con todo diversos autores opinan que la edad del conjunto abarcado por esta UTS puede incluir parte del ciclo finimesozoico (MOLINA *et al.*, 1989) al apreciarse grandes similitudes entre materiales y procesos de alteración.

2.3.2. UTS P1 (Arcósica Basal) (17)

Se dispone a lo largo del borde O de la Hoja con un buzamiento general de 7° a 10° hacia el ESE y un espesor máximo visible de 20 m. Es equivalente a lo que se ha denominado en la literatura geológica como "Luteciense zamorano" (JIMÉNEZ, 1973) y se corresponde con la Unidad Media definida por CORROCHANO (1977) para el área de Zamora. En la provincia de Salamanca es equivalente a parte de los materiales de la Formación Areniscas de Cabrerizos (Litofacies de Torresmenudas y base de la Litofacies de Almenara de Tormes) de ALONSO GAVILÁN (1981) y a la base de la Unidad Arcósica de CORDERO *et al.* (1982).

Se apoya en discordancia (a menudo visible sólo como disconformidad) sobre los materiales del zócalo hercínico o sobre la UTS MC y presenta una disposición en solapamiento expansivo (*onlap*) sobre todos ellos.

Su composición es arcósica o subarcósica y presenta un espectro granulométrico que va de gravas a arcillas. Presenta una coloración variada que puede ir del verde grisáceo hasta el blanco-gris con algunas intercalaciones de color ocre (sobre todo en los sedimentos más finos). Cuando estos materiales están relacionados con superficies morfológicas su color es rojo. Las fracciones grava, arena y limo están constituidas casi exclusivamente por cuarzo y

feldespato mientras que la fracción arcilla lo está por mica, esmectita y caolinita. Hacia techo son frecuentes las impregnaciones violáceas por óxidos de hierro de origen edáfico. También pueden presentar cementaciones por carbonato.

Estos materiales se organizan en cuerpos plano-cóncavos de gravas con estratificación cruzada en surco (Gt) que se cortan en sentido lateral (Fig. 1) mientras que en la vertical pasan a bancos tabulares, poco potentes y más frecuentes hacia la base de la serie, de arenas y arcillas con laminación paralela o masivos [Sh/Sm → Fl/Fm] donde es frecuente la bioturbación. Estos depósitos se interpretan como sistemas fluviales con canales trenzados y desarrollo incipiente de la llanura de inundación, lo que aboga por una cierta estabilidad de los cauces.

En otras ocasiones (como en la mina situada entre el km. 14 a 15 de la carretera de Golpejas a Ledesma) se encuentran cuerpos de grandes dimensiones (profundidad 4,2 m, anchura 32 m) cuyo relleno está caracterizado por la presencia de unidades de acreción lateral en gravas (centímetros entre 5 y 15 cm) que parten de un margen mientras que en el centro del canal se encuentran estratificaciones cruzadas en surco correspondientes a megaripples de cresta sinuosa. Las paleocorrientes tomadas en las unidades de acreción lateral presentan una baja dispersión (alrededor de N300°E) y son ligeramente oblicuas a las de las estratificaciones cruzadas en surco (entre N340°E y N310°E), por lo que se interpretan como el resultado del crecimiento de barras laterales sobre un canal que fluía hacia el N. La agrupación de varios de estos cuerpos cortándose entre sí indican que se trataba de un sistema trenzado con un eje de canalización hacia el N.

Sobre los últimos depósitos de la UTS se desarrolla unencostramiento dolomítico-arcilloso (paligorskita) de espesor métrico (1 a 5 m) que se puede observar a lo largo de toda la extensión del contacto de esta UTS con la siguiente.

Teniendo en cuenta las características esbozadas para esta UTS podemos concluir que forma una megasecuencia granocreciente (el centímetro pasa de 2 mm en la base a 5 cm a techo) y estratocreciente que registra una evolución dentro de depósitos fluviales de baja sinuosidad.

Para la etapa de sedimentación de la UTS P1 los restos paleontológicos hallados en la provincia de Zamora permiten definir unas condiciones tropicales-subtropicales (JIMÉNEZ, 1974). Junto a esto, la aparición hacia techo de la UTS de cementaciones carbonatadas que culminan en la costra dolomítico-arcillosa (paligorskita) que marca el límite superior de la UTS indican una mayor estacionalidad en el clima que en la UTS MC.

En los materiales de la UTS P1, en la provincia de Zamora, se encuentran restos de peces, quelonios y cocodrilos que indican una edad de Eoceno inferior (ROMAN y ROYO GÓMEZ, 1922; JIMÉNEZ, 1977, 1982).

2.3.3. UTS P2 (Detritica Intermedia) (18)

Los afloramientos de esta UTS dentro de la Hoja se limitan al cuadrante SE y siempre al S del río Tormes. Se dispone discordante sobre la UTS P1 (con un ángulo inferior a 1°) y buza hacia

HOJA : 12 - 18 LEDESMA

CORTE : 02

UNIDAD ARCOSAS BASALES

EDAD : EOCENO INFERIOR

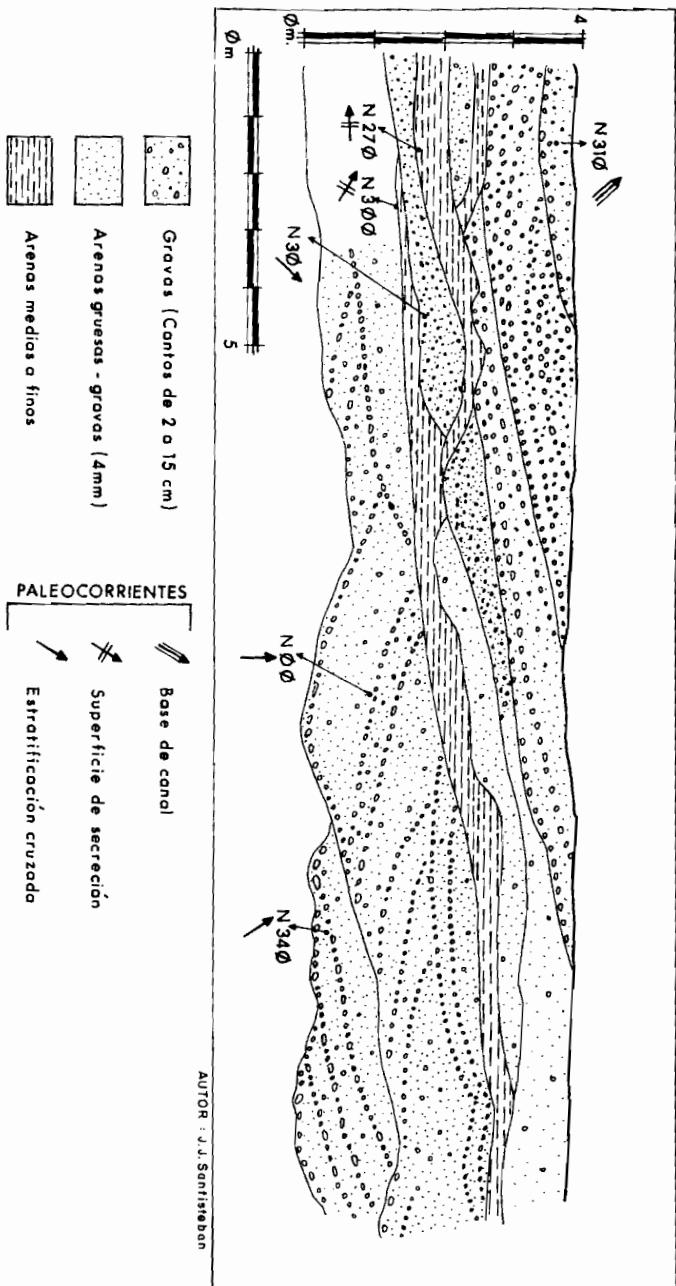


Fig. 1: Esquema sedimentológico de la UTS P1 (Arcosica Basal)

el SE, donde llega a alcanzar los 60 m de potencia. Es equivalente a gran parte de la Formación Areniscas de Cabrerizos, toda la Formación Areniscas de Aldearrubia y parte de las formaciones Areniscas del Molino del Pico y Conglomerados del Teso de la Flecha de ALONSO GAVILÁN (1981). También incluye parte de los materiales de la Unidad Superior definida por CORROCHANO (1977, 1982) para la zona de Zamora.

Consiste en conglomerados (dominantes), arenas, limos, de naturaleza subarcósica, y arcillas. Presenta colores ocre-crema, blanco, cuando la cementación por carbonato es muy importante y rojo hacia el techo de la unidad. Las fracciones grava a limo están compuestas por cuarzo, cuarcita, feldespato (alterado y redondeado), lidita y fragmentos de pizarras y esquistos (muy escasos). La fracción arcilla está compuesta por micas, illita, clorita, esmectita y paligorskita cuando el sedimento no muestra una importante rubefacción; en caso contrario la paligorskita es sustituida por caolinita. Muestra cementaciones dolomíticas hacia la base y calcíticas a techo.

Estos materiales se ordenan en una alternancia de bancos tabulares de gravas con otros de igual geometría de arenas-limos (Fig. 2) y, más raramente, arcillas formando una megasecuencia granocreciente y estratocreciente.

Los bancos de gravas presentan una organización interna caracterizada por cuerpos de base canalizada que se cortan entre sí y con secuencias del tipo [Gt → (St) → Sr (Sh/Fm] o [Gm → (Gt)] que registran un relleno por acreción vertical y descenso de la energía. Corresponden a canales trenzados con desarrollo de formas que migran libremente sobre el lecho.

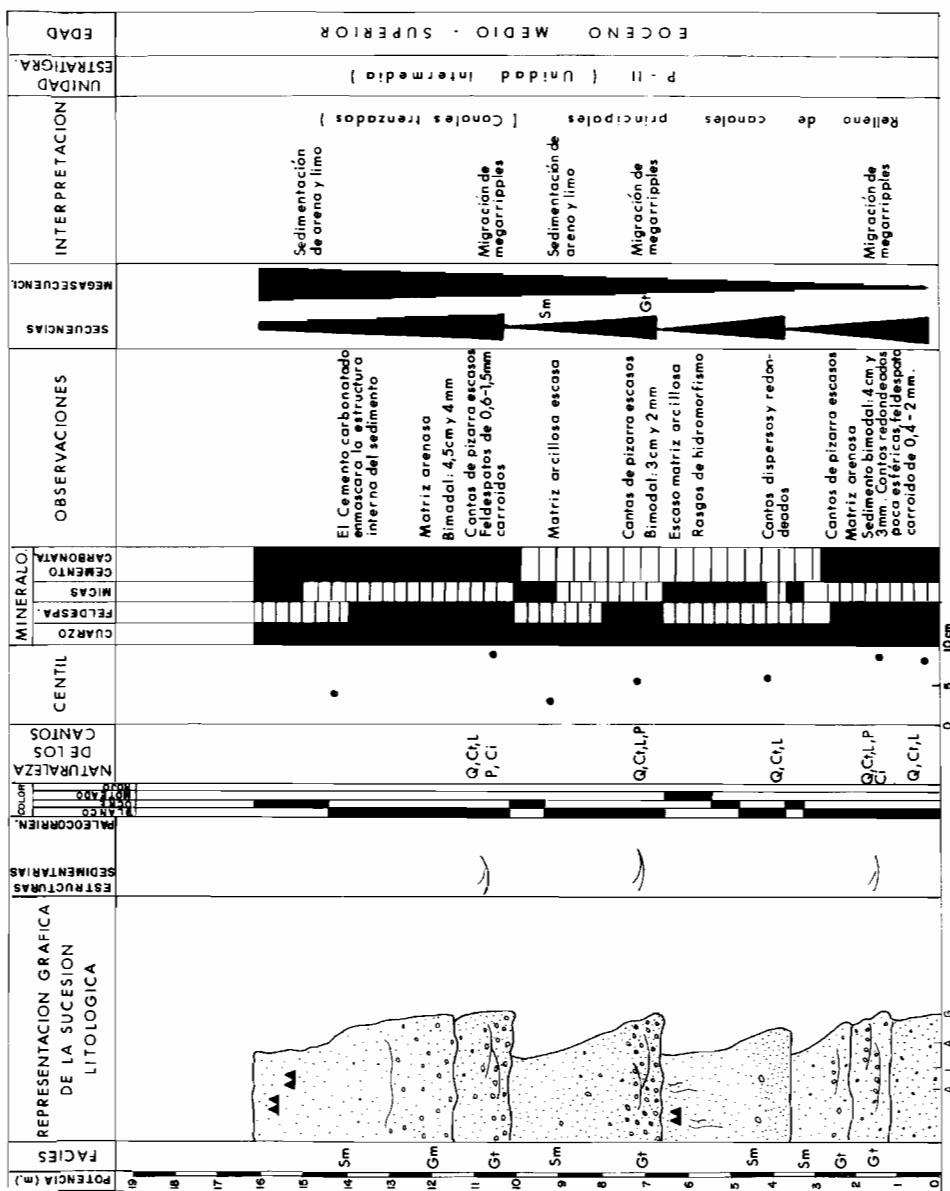
Los bancos de arenas-limos son masivos y presentan una bioturbación abundante así como rasgos de hidromorfía (Sm/Fm). Se interpretan como depósitos de llanura de inundación.

Estos bancos se agrupan según dos patrones diferentes en función de la posición paleogeográfica que ocupen. En el primer caso, encontramos un apilamiento de secuencias del tipo [Gm → (Gt)] dando bancos de espesores entre 3 y 5,5 m con escasas y delgadas intercalaciones de los bancos más finos. En el segundo, lateralmente al primero, se observa el apilamiento de secuencias del tipo [Gt → (St) → Sr (Sh/Fm] en bancos de hasta 2 m que alternan con bancos de arenas-limos (Sm/Fm) con potencias entre 0,7 y 1,5 m. Estas diferencias se interpretan como la sedimentación en un sistema con canales principales relativamente estables (primer caso) con zonas de llanura de inundación por las que fluían canales secundarios de comportamiento más episódico.

La tendencia negativa que muestra esta UTS se interpreta como resultado de un incremento en la estabilidad de los canales a los que cada vez llegaba más sedimento.

Los restos de quelonios y cocodrilos hallados en esta UTS, 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 (periodos de aridez) (JIMÉNEZ, 1974). ALONSO GAVILÁN *et al.*, (1989) apuntan que la formación de dolomita-palogorskita observada en relación a los paleosuelos de esta UTS se produjo en condiciones semiáridas o mediterráneas. Esta UTS muestra un mayor desarrollo de las cementaciones carbonatadas que la

Fig. 2: Columna estratigráfica de la UTs P2 (Detritica Intermedia)



UTS anterior, aparecen costras carbonatadas de espesor centimétrico y en los depósitos canalizados son más abundantes los rasgos que indican variaciones en el caudal. Así pues, parece que el clima en esta UTS debió mostrar temperaturas cálidas y una estacionalidad cada vez más marcada hacia techo, aunque sin llegar a presentar una estación árida contrastada.

Para la UTS P2 se dispone de diversas dataciones, basadas en micro y macromamíferos, quelónios y cocodrilos, que abarcan el lapso comprendido entre la base del Rhenaniense (Eoceno medio) y, de forma algo imprecisa, el límite Eoceno-Oligoceno (JIMÉNEZ, 1977, 1982; PELAEZ-CAMPOMANES *et al.*, 1989).

El rasgo postsedimentario más importante es el color rojo que se observa hacia el techo de la unidad. Este es correlativo con el grado de alteración de la biotita y de los fragmentos de esquisto y consideramos que registra los procesos de rubefacción y, probablemente, también argilización a que se vieron sometidos los materiales después de su depósito. Procesos postsedimentarios similares se han descrito en distintas partes de la Fosa de Ciudad Rodrigo (BLANCO *et al.*, 1989) y de la Cuenca del Duero (MARTÍN-SERRANO, 1988) y se han relacionado con perfiles de alteración de edad Mioceno inferior.

2.3.4. UTS P3 (Arcósica Superior) (19 y 20)

Aflora en la mitad septentrional de la Hoja, aunque se pueden encontrar algunas manchas dispersas al S del río Tormes, y hacia la parte oriental. Se dispone discordante sobre las UTS MC, P1 y P2 y sobre los metasedimentos paleozoicos e inconforme sobre las rocas ígneas que forman parte de zócalo hercínico. Presenta una geometría compleja al estar fuertemente condicionada por los corredores tectónicos en los que se aloja y a los que nunca llegó a fosilizar, es por ello que se encuentra en posiciones topográficamente más bajas que el techo de la UTS anterior. Su espesor máximo es de unos 30 m. Presenta suaves buzamientos (entre 1° y 5°) generalmente hacia el O. Es equivalente a las Areniscas de Garcihernández (JIMÉNEZ, 1973; CORROCHANO, 1982). En la parte oriental de la provincia de Salamanca corresponde a las Facies Madrigal y Facies Puente Runel (CORRALES, 1982; CORROCHANO *et al.*, 1983).

Su composición es arcósica o subarcósica y presenta un rango de tamaños de grano que oscila entre gravas (con centiles de hasta 20 cm) y arcillas (escasas como depósitos pero muy importantes como matriz). Presenta colores verdes, verde-grisáceos, blancos y rojos, cuando estos materiales se relacionan con superficies morfológicas. Las fracciones más gruesas están constituidas por cuarzo, feldespato (mayoritarios), cuarcita, granito, lidita (secundarios), pizarra y esquisto (subordinados). La fracción arcillosa está constituida por micas, esmectita y en menor proporción clorita y caolinita. La composición de las facies arcillosas es similar a la de la matriz de las facies gruesas. En relación a los depósitos más finos pueden aparecer encrustamientos carbonatados de espesor centimétrico constituidos fundamentalmente por calcita y paligorskita. También se pueden encontrar cementaciones siliceas y calcíticas relacionadas con fenómenos diagenéticos tardíos. Es característico el buen grado de preservación de los fragmentos más inestables (feldespatos, fragmentos de esquistos, granitos, pegmatitas,

pizarras) los cuales muestran un grado casi inapreciable de alteración y, en el caso de los feldespatos, un retrabajado prácticamente nulo con preservación de los hábitos cristalinos.

Forman cuerpos de base canalizada (Fig. 3) que se superponen y constituyen bancos de gran continuidad lateral limitados por cicatrices erosivas de orden mayor o encostamientos carbonatados (calcítico-paligorskíticos).

Los cuerpos canalizados de gravas se presentan en dos contextos que permiten diferenciar dos tipos distintos de canalizaciones en función de su posición paleogeográfica.

Cuando estos cuerpos se disponen sobre el zócalo se alojan en paleovalles estrechos (generalmente entre 300 m y 1 km., aunque se han observado algunos algo mayores), no se encuentran relacionados con depósitos finos, sus centiles superan los 10 cm, la relación profundidad/anchura es en torno a 1/5 con anchuras que pueden superar los 15 m, rara vez se cortan los unos a los otros y su relleno está formado por secuencias [Gt (gran escala) → Gp (gran escala) → Gt (pequeña escala)]. Las unidades de acreción lateral (Gp) muestran una base de gravas gruesas (hasta 7 cm) muy heterométricas seguidas por gravas finas y arenas con estratificación cruzada de pequeña escala y laminación cruzada algo oblicua a la dirección de buzamiento de la unidad y se encuentran limitadas por la base erosiva de la siguiente unidad. Estos cuerpos registran el relleno de canales de baja sinuosidad con un bajo índice de trenzamiento por los que migraban barras laterales (como se deduce de las medidas de paleocorrientes tomadas en las facies Gt y Gp). Estos canales presentan una cierta estabilidad que se puede relacionar con la existencia de unos márgenes rígidos y pendientes relativamente altas que dificultan su movilidad lateral. La presencia de hidromorfismo, bioturbación, las bruscas secuencias granodecrescentes dentro de las unidades de acreción y las superficies de reactivación que las limitan indican que el comportamiento de estos canales estaba condicionado por un régimen estacional con avenidas muy concentradas seguidas de un período importante de estiaje.

Los cuerpos canalizados en las zonas de bajo gradiente (afloramientos orientales) presentan relaciones profundidad/anchura próximas a 1/2 en algunos casos y espesores que rara vez superan los 3 m. En raras ocasiones se pueden encontrar los restos de bancos arcillosos interpretados como depósitos de llanura de inundación. La secuencia de relleno de canal presenta una base fuertemente erosiva y un relleno simple compuesto por secuencias [Gm → Gt], [Gm → Sm] y [Gt → Sm → P]. 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 que migraban hacia el E-NE. 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 actuaron procesos edáficos.

En la posición estratigráfica más alta, dentro de esta UTS, se presenta un nivel de conglomerados, de la misma composición, que contrasta con la serie infrayacente por su granulometría mucho más grosera (centiles entre 10 y 30 cm) y cuyo techo constituye un replano

HOJA : 12 - 18 LEDESMA

CORTE : 03

UNIDAD ARCOSAS SUPERIOR.

EDAD : OLIGOCENO

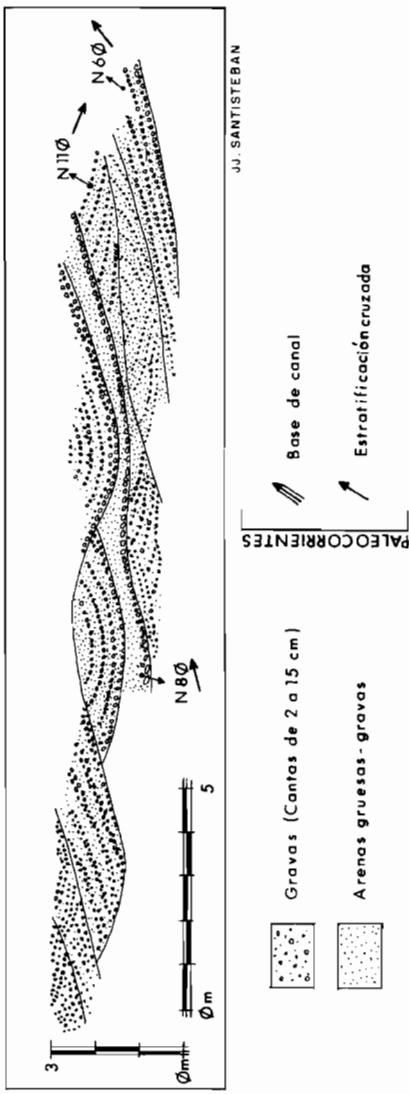


Fig. 3: Esquema sedimentológico de la UTS P3 (Arcosica Superior)

con expresión morfológica, por lo que se ha diferenciado en la cartografía (20). Estos conglomerados se organizan en cuerpos canalizados de grandes dimensiones (4 m de altura por 50-100 m de anchura) de base fuertemente erosiva que se apilan unos sobre otros tanto en la vertical como lateralmente. Su relleno está formado por secuencias complejas entre las que dominan las de tipo [Gm → Gp (gran escala) → Gp (pequeña escala)], correspondientes a la migración de barras transversas, [Gt → Gp], interpretadas como barras diagonales, que nos indican que la sedimentación tuvo lugar en sistemas fluviales de canales trenzados de alta energía. Como en los canales infrayacentes, la elevada cantidad de matriz arcillosa no implica que se tratara de flujos con una importante carga en suspensión ya que esta matriz tiene un origen diagenético, por ello estos depósitos corresponderían a flujos con una elevada carga de fondo (*bed-load*) y aguas claras. Su disposición en niveles topográficos progresivamente más bajos, sus rasgos morfológicos y el cambio en las direcciones de aporte que estos sedimentos registran (E-NE a O-SO) induce a interpretar, esos niveles, como terrazas fluviales relacionadas con el inicio de la definición de la red fluvial actual en el SO de la Cuenca del Duero (SANTISTEBAN et. al., 1996).

La evolución vertical de la UTS muestra una tendencia granocreciente y estratocreciente acompañada de un incremento en los rasgos de estacionalidad (mayor neoformación de arcillas y encostramientos más desarrollados) que registra un incremento en la energía de los sistemas trenzados.

Esta UTS registra el mayor desplazamiento en el clima. Las asociaciones palinológicas encontradas en los sedimentos de esta UTS en la Fosa de Ciudad Rodrigo indican un clima mediterráneo árido (ALONSO GAVILÁN y VALLE, 1987). El alto contenido en arcillas de iluviación y neoformación (esmectitas) en la base de las secuencias y la frecuencia y espesor (de 20 cm a 2 m) de los encostramientos carbonatados (formados por la asociación calcita-paligorskita) hacia el techo de las mismas abogan por unas condiciones climáticas de mayor aridez, o bien por un clima en el que los períodos áridos son más prolongados que los húmedos. Por otra parte, la inmadurez del sedimento (marcada heterometría, poco redondeamiento, 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 y ausencia de depósitos finos de desbordamiento) 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 UTS pasa a presentar largos períodos de aridez con una estación húmeda muy corta pero de importantes precipitaciones.

La UTS P3 ha sido adscrita en la Fosa de Alba-Villoria, E de Salamanca, al Vallesiense inferior (CORROCHANO et al., 1983) por correlación con sedimentos de las cercanías de Arévalo datados mediante macro y micromamíferos (CRUSAFONT et al., 1968; ALBERDI, 1974). Con todo, en áreas más cercanas como la Fosa de Ciudad Rodrigo se le ha adjudicado una edad de Oligoceno (CANTANO y MOLINA, 1987) por su posición con respecto a las unidades infra- y suprayacentes y mediante polen (POLO et al., 1987). Con la misma edad ha sido datada en el yacimiento de Los Barros (Ávila) mediante micromamíferos (GARZÓN y LÓPEZ, 1978). En nuestra zona de estudio, la posición suprayacente con respecto a depósitos data-

dos 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 esta UTS al Oligoceno superior.

2.3.5. UTS N1 (Detritica Roja) (21 a y b)

Sus afloramientos se restringen a pequeñas manchas aisladas situadas en la mitad oriental de la Hoja. Se dispone discordante sobre los metasedimentos del Paleozoico o sobre la UTS P1. Su espesor es muy reducido, no superando los 4 m. Estos materiales han sido denominados en Zamora Facies Mirazamora y Pozoantiguo (CORROCHANO, 1977), Series Rojas (MARTÍN-SERRANO, 1988), en Salamanca Facies Villalba de Adaja (CORRALES, 1982), Conglomerados de Villoria (CORROCHANO *et al.*, 1983), Conglomerado del Teso de La Flecha o de La Armuña (ALONSO GAVILÁN, 1981), mientras que en la Fosa de Ciudad Rodrigo se han llamado Conglomerados Versicolores (JORDÁ, 1983; CANTANO y MOLINA, 1987), Facies Rojas del Cubito (GRACIA PLAZA *et al.*, 1981), Conglomerado de Cabezuela (POLO *et al.*, 1987).

Son sedimentos siliciclásticos de granulometría dominada por gravas con abundante matriz arcillosa de color rojo intenso. Su espectro litológico está formado por cuarzo, cuarcita y abundantes fragmentos de rocas metamórficas alterables (pizarra, esquisto). La fracción arcilla está compuesta por un cortejo de minerales tanto heredados como diagenéticos (muy importante) constituido por illita-caolinita y ocasionalmente, y en menor proporción, esmectita, paligorskita, fuertemente impregnado de oxi-hidróxidos de hierro.

La pobre calidad de afloramiento que presentan estos depósitos dentro de la Hoja hace imposible su interpretación sedimentaria. Con todo, en áreas próximas (Hojas de Barbadillo y Salamanca) estos sedimentos han sido interpretados como depósitos de abanicos aluviales o coluviones (21 a) y sistemas fluviales trenzados (21 b). Es de señalar que la abundante matriz de los depósitos de abanico de estas zonas no tiene relación con mecanismos de transporte del tipo *mass-flow* o *mud-flow* sino que es un rasgo posterior relacionado con la intensa alteración de los fragmentos metamórficos más inestables (pizarras y esquistos) lo que provoca un enriquecimiento diagenético en matriz. Los depósitos atribuidos a sistemas trenzados (21b), se disponen en posiciones topográficas más bajas que los de la unidad arcólica superior (UTS P3, 19 y 20) por lo que se interpretan como terrazas más modernas que las oligocenas (20).

Durante este período se desarrolló un importante perfil de alteración (alteración Roja de MARTÍN-SERRANO, 1988) que se manifiesta por su intensa rubefacción tanto de los materiales del zócalo como de los depósitos paleógenos.

La posición cronoestratigráfica de la UTS N1 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 ha sido erróneamente identificada. Es el caso de la inclusión en esta unidad de depósitos previos fuertemente rubefactados y/o argilizados que ha dado lugar a afloramientos con mucha mayor extensión superficial. Con todo, está generalizada la

idea de atribuirla al Mioceno inferior, en base a yacimientos paleontológicos (MAZO y JIMÉNEZ, 1982) y a la posición estratigráfica ocupada por los afloramientos más internos de la Cuenca.

2.4. SEDIMENTOS CUATERNARIOS

Los materiales más recientes de la Hoja de Ledesma están reducidos a depósitos aluviales, coluviales y a algunas zonas endorreicas. Corresponden los primeros al río Tormes, Rambla de Sardón y la Rivera de Valmuza; los segundos se sitúan principalmente a los pies de los relieves residuales y los últimos en las cabeceras de algunos arroyos.

2.4.1. Coluviones (22 y 24)

Se diferencian dos tipos de coluviones, tanto en edad como en litología y aspecto. Los más antiguos (22), con fuertes tonalidades rojas, están formados por arcillas, cantes cuarcíticos y fragmentos líticos; los cantes por lo general subangulosos, si bien aparecen frecuentemente subredondeados, conforman un tapiz en la parte superior del depósito, debido fundamentalmente al lavado de los arcillas; éstas proceden de la descomposición de metasedimentos bastante micáceos, que se encuentran subyacentes y por lo general bastante alterados. Este primer coluvión se sitúa en las cercanías de la población de Golpejas, en torno a la mina de Wolfran-Estaño. Su edad la consideramos como Plio-Pleistoceno, si bien no descartamos la posibilidad de que se prolongue hasta el Mioceno superior.

El segundo tipo de depósitos de coluvión (24), presentan una mayor variedad litológica y, por lo general, su coloración presenta tonos grises o ligeramente ocres. Los materiales que conforman estos segundos depósitos están más relacionados con el sustrato, y dependiendo de éste, así son la litología de los cantes que los forman; la matriz está formada generalmente de arenas y limos, aunque en zonas metamórficas alteradas la proporción de arcillas aumenta con respecto a las arenas y limos. Los cantes son heterométricos y de forma general son angulosos. La edad que consideramos para estos depósitos es Pleistoceno medio-superior Holoceno.

2.4.2. Terrazas (23)

Dentro de la Hoja de Ledesma hemos diferenciado un nivel de terraza, bastante generalizado y con una mayor amplitud respecto a las Hojas más cercanas a los Arribes.

Los depósitos presentan unas alturas sobre los cauces variables, en los cauces principales la altura de la terraza oscila entre los tres y seis metros, y en ningún caso se encuentra un nivel de cota mayor contiguo a otro más bajo, el cambio de cota se hace de forma paulatina a lo largo de los ríos. En los arroyos las cotas varían entre los 1,5 y 3,5 metros.

El mayor desarrollo de los depósitos lo presenta el río Tormes entre la población de Ledesma y Juzbado. Están constituidas por arenas cuarzofeldespáticas principalmente, si bien en las

terrazas de los arroyos Samaso, Sardón, Fuentes Luengas y Dehesa, los limos están más presentes que en el resto de ríos y arroyos. Entre las pasadas de arenas aparecen niveles de cantos generalmente de cuarzo, aunque también aparecen fragmentos líticos de granito, por lo general escasos; los cantos suelen presentar tamaños variables que oscilan entre los 2 y 8 centímetros, aunque dentro de las pasadas suele existir una buena selección de tamaños y formas, que son redondeadas, si bien, aparecen algunos cantos subredondeados.

2.4.3. **Aluvial (25)**

Los depósitos aluviales están formados por arenas cuarzofeldespáticas y limos como fracción fina y, cantos de litología variada, principalmente de cuarzo y granitos, para la fracción gruesa. Esta última presenta una variedad de tamaños grande, oscilando la media entre 4 y 10 centímetros, pudiéndose diferenciar tamaños de hasta 80 centímetros en las zonas donde los depósitos están mejor desarrollados, como son los cauces de los arroyos de la Ribera de Cañado, Ribera de Valmuza, Rambla del Sardón y Ribera de Fuentes Luengas.

La morfología de los cantos de la fracción gruesa es por lo general redondeada, si bien en los tamaños mayores, sus formas se hacen más angulosas, llegando en los bloques mayores (80-70 centímetros) a presentar solamente sus vértices y aristas un ligero redondeamiento. La fracción arena presenta sus granos entre redondeados y subredondeados. Consideramos que estos depósitos son de edad holocena.

2.4.4. **Conos de deyección (26)**

Los conos de deyección son de escaso desarrollo dentro de la Hoja, si exceptuamos los desarrollados sobre los aluviales de la Ribera del Valmuza, y están restringidos a la salida de encaramamientos de poco recorrido y escasa incisión. Su edad es Holoceno.

Su litología depende de los materiales que el curso de agua, generalmente estacional, recostra. Los sedimentos son por lo general de tamaño arena y/o limo, siendo los cantos de tamaño superior a los 2 cm muy escasos, si bien para los del arroyo Valmuza estos tamaños sí son alcanzados y superados, obteniéndose una media de 6 a 8 cm. De una forma general podemos decir que se desarrollan a partir de las alteraciones de los materiales metamórficos y granitoides, si el río o arroyo transcurre por estos materiales, y de cantos de cuarzo y cuarcita si transcurre por materiales terciarios.

2.4.5. **Arenas y cantos (barras fluviales) (26)**

Estos depósitos se encuentran en los bordes de el cauce del río Tormes, situándose en las zonas internas de los meandros. Están formados por arenas de cuarzo bien lavadas y sueltas y por cantos redondeados de litologías variadas. Estos materiales se disponen en pequeñas pasadas de cantos, entre las mayores de arenas; los cantos presentan unos tamaños que oscilan entre los 2 cm y los 10 cm. La edad del depósito es Holocena.

2.4.6. Navas (28)

En zonas de escasa pendiente o, más o menos planas y por lo general asociadas al nacimiento de arroyos, se producen áreas potencialmente encharcables; en ellas existen una gran cantidad de limos con abundante materia orgánica, entre los que, esporádicamente, aparecen cantos subangulosos de litología variada, que presentan unas dimensiones que oscilan entre los 3 y 5 cm. Su edad es holocena.

3. PETROLOGÍA

3.1. INTRODUCCIÓN

Las rocas ígneas graníticas ocupan la mayor parte del área de afloramiento de esta Hoja, y el resto está ocupado por rocas metamórficas de las que todas las situadas al Norte de la Cizalla de Juzbado han sufrido una migmatización prácticamente generalizada. A pesar de que en esta Hoja los granitos no muestran un contraste destacado a ambos lados de la Cizalla de Juzbado como ocurre en otra Hojas vecinas (Villavieja de Yeltes y Lumbreras), el hecho de que las rocas metamórficas sí los evidencian permite seguir diferenciando en la descripción los dos dominios separados por la Cizalla de Juzbado que hemos considerado en los otros capítulos de esta memoria.

3.2. ROCAS GRANÍTICAS

3.2.1. Dominio Norte

3.2.1.1. Láminas graníticas sin- D_2 (6)

Este grupo comprende un conjunto de cuerpos graníticos, de carácter filoniano o laminar, que encajan en gneises glandulares o en granitoides diatexíticos. Son rocas deformadas, concordantes con la foliación del encajante y, en algún caso, dobladas por pliegues D_3 .

Son macizos de entre 40 y 500 m de potencia y una longitud de 1 a 8 Km., con geometría filoniana, laminar o lentejonar y con una composición que varía entre leucogranitos holomoscovíticos y granitos de dos micas con biotita predominante; siempre son de grano fino a medio y nunca porfídicos. Son frecuentes los tránsitos a variedades pegmatíticas en los extremos de los macizos.

Mención aparte merece el macizo leucogranítico de Calzadilla del Campo, situado al Oeste de Ledesma, en el contacto sur del macizo principal de gneises glandulares. Es uno de los cuerpos de mayor tamaño de los considerados en este grupo y además está exclusivamente compuesto por granitos holomoscovíticos, con turmalina y biotita accesorias, de grano medio. Este granito tiene una fuerte foliación plano-lineal, determinada por una fábrica de forma, que a menudo se encuentra plegada. Otra característica de este macizo es que desarrolla interdigitaciones con los gneises glandulares que, probablemente, corresponden a pliegues D_2 .

Estos granitos tienen texturas holocristalinas, alotriomorfas, foliadas, de subequigranulares a equigranulares, de grano fino o fino a medio en general (0,5 a 3 mm) y presentan como minerales esenciales cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y en muchos casos, biotita y sillimanita. Como accesorios se encuentran apatito, círcón, opacos, rutilo y, en las variedades más ácidas, puede aparecer turmalina y granate.

El feldespato potásico se presenta en cristales individuales, de 1 a 2 mm, anhedrales, con contornos lobulados e inclusiones góticas de cuarzo (*drop like*). La macla de la microclina está poco desarrollada y algunos cristales son criptoperíticos. La plagioclasa, de subhexagonal a anhedral, tiene hábito tabular, puede estar algo zonada y presenta siempre la macla de la albita. Es frecuente que los cristales de plagioclasa estén poligonizados por efecto de la deformación. El cuarzo se presenta en agregados anhedrales, con carácter intersticial. La biotita aparece en cristales pequeños, subhexagonales, con formas rectangulares y fuertemente orientadas; las inclusiones de apatito y círcón son relativamente escasas.

La cantidad y el tamaño de la moscovita varían mucho, incluso dentro del mismo macizo; por regla general es secundaria, sustituyendo a la biotita y, sobre todo, a la sillimanita, de las que engloba abundantes inclusiones, así como de apatito y círcón. Es frecuente la presencia, en los núcleos de la plagioclasa, de un enrejado en direcciones reticulares de pequeños cristales de moscovita. Cuando la moscovita es de gran tamaño, forma moscas de hasta 5 mm, siempre desordenadas, tiene aspecto poiquilitico e intercrecimientos simpleteíticos con cuarzo y albita. La sillimanita es escasa y se encuentra en intercrecimientos con biotita o como restos de sustitución dentro de la moscovita.

Como ya se ha hecho notar, estos granitos están deformados por la segunda fase de deformación. A escala de muestra de mano puede observarse siempre una foliación definida por la fuerte orientación preferente de las biotitas, o por una elongación general de feldespatos y cuarzo en las variedades holomoscovíticas. Sobre los planos de foliación se reconoce algunas veces una lineación definida, sobre todo, por el estiramiento de los agregados de cuarzo y la dimensión mayor de los cristales de feldespato. A escala microscópica sólo se reconoce por la orientación preferente de los minerales, poniendo de manifiesto las condiciones de alta temperatura en que se produjo la deformación de estos granitos.

3.2.1.2. Granitoides diatexíticos y anatexíticos (7)

Este grupo de granitoides está constituido por una serie de rocas que muestran una fuerte heterogeneidad de facies y que son en su mayor parte inhomogéneas en sí mismas. Muestran contactos graduales con los gneises glandulares migmatizados, de los que constituyen probablemente los equivalentes diatexíticos y anatexíticos. Dentro de estos granitoides se encuentran los macizos de rocas intermedias, así como otros de granitos de grano fino intensamente foliados (láminas graníticas sin-D₂) y numerosas intercalaciones de rocas metasedimentarias migmatizadas, en su mayor parte de escala métrica o decamétrica. Tienen un contacto aparentemente gradual con el granito de Mozodel y están intruidos por los granitos de grano grueso de Encina de San Silvestre y por los granitos de grano fino tipo Villar de Peralonso.

Las facies diatexíticas más frecuentes son granitos de grano medio a grueso, inequigranulares y a veces algo porfidicos; muestran heterogeneidades composicionales y texturales bandeadas que definen una foliación coherente con las direcciones y plegamientos regionales, también son muy frecuentes los schlierens biotítico-sillimaníticos que contribuyen en gran medida a definir la foliación. En estas rocas son frecuentes los xenocristales de feldespato potásico con morfologías similares a las que tienen en los gneises glandulares y que pueden encontrarse incluidos en los schlierens a modo de porfiroclastos con sombra de presión.

Las facies anatexíticas están formadas por granitos de grano medio con texturas alotriomorfas, inequigranulares y localmente porfídicas por la presencia de fenocristales tabulares de feldespato potásico de 1 a 3 cm. Son homogéneos a escala de afloramiento pero se encuentran intensamente mezclados con las facies diatexíticas a escala hectométrica o mayor.

Desde el punto de vista petrográfico se trata de granitos y leucogranitos de dos micas, con proporciones de moscovita y biotita muy variables, incluso a escala de lámina delgada. La sillimanita, con hábito fibrolítico y prismático, se encuentra en casi todas las muestras, casi siempre muy moscovitizada. La cordierita, alterada, es relativamente frecuente. En algunos casos se encuentra andalucita, nunca con sillimanita.

Texturalmente son siempre blastogramudos, alotriomorfos e inequigranulares, localmente con tendencia porfídica; pueden presentar texturas foliadas definidas por orientaciones, a veces muy fuertes, de la biotita, de la plagioclasa y del feldespato potásico.

Tienen cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, biotita, moscovita, sillimanita y muchas veces también cordierita. Como accesorios se encuentran apatito, a veces muy abundante, círcón, turmalina, opacos y ocasionalmente andalucita.

El feldespato potásico puede presentarse en fenocristales subhédrales de 6 a 15 mm, con inclusiones de plagioclase euédral, biotita y gotas de cuarzo; con la macla de la microclina omnipresente y, a veces, también con la de Carlsbad. El grado de pertitización varía mucho de unas muestras a otras y puede llegar a ser muy bajo. La mayor parte del feldespato potásico se encuentra en agregados irregulares de tamaño muy variable, con carácter intersticial y con la macla de la microclina. Las inclusiones, escasas, son de plagioclase, biotita y en algún caso de apatito acicular, cordierita y cuarzo. Este feldespato potásico suele tener bordes corrosivos sobre la plagioclase.

La plagioclase se encuentra predominantemente en cristales subhédrales de 3 a 7 mm, nunca en fenocristales que destaque claramente de la matriz. Puede tener la macla de la albita pero no está generalizada; la macla de Carlsbad también puede estar presente. Las inclusiones son escasas, normalmente de biotita, apatito y algún cuarzo en gotas. Más frecuentes son las sustituciones por feldespato potásico (antiperitas patch) o moscovitas creciendo en direcciones reticulares. El zonado está siempre ausente. Los recrrecimientos mirmequíticos, que corroen al feldespato potásico, son frecuentes y pueden encontrarse también en los pequeños cristales de plagioclase idiomorfa incluidos en fenocristales de feldespato potásico.

La biotita es siempre de pequeño tamaño y se encuentra en cristales individuales, más o menos orientados, o en agregados con textura decusada. A veces forma agregados alargados, a modo de microschlierens, en intercrecimientos con sillimanita. Las inclusiones son de apatito y, sobre todo de círcón que desarrolla halos pleocróicos. En general, se encuentra moscovitzada en grados variables, encontrándose muestras en que la biotita ha desaparecido casi por completo.

Las moscovita puede ser la mica dominante o encontrarse como un mineral accesorio. Siempre tiene aspecto textural secundario llegando a formar cristales grandes poiquiloblásticos. Normalmente crece sobre la biotita aunque también lo hace sobre la plagioclasa y el feldespato potásico. Cuando sustituye a la biotita suele tener inclusiones de apatito y círcón y las placas más grandes tienen inclusiones de sillimanita.

La cordierita se encuentra en cristales subhedrales de hábito prismático y de pequeño tamaño, dispersa en la matriz o como inclusiones en feldespato potásico. Siempre se encuentra transformada en un agregado de moscovita y biotita o bien pinnitizada.

Estos granitos muestran siempre un grado importante de deformación dúctil, aunque no llegan a desarrollar una foliación en relación a esta deformación. El cuarzo tiene siempre extinción ondulante y subgranos con los bordes suturados; los feldespatos también tienen extinción ondulante y muchas veces subgranos y poligonizaciones y las maclas, tanto la de la albita como la de la microclina, tienen aspecto de maclas de deformación. Las micas pueden encontrarse dobladas o kinkadas, también con extinción ondulante.

3.2.1.3. Rocas básicas e intermedias (8)

Bajo esta denominación se han agrupado un conjunto de rocas heterogéneas que comparten un cierto carácter básico o intermedio. En general, se trata de cuarzosienitas, cuarzomonzonitas y cuarzomonzodioritas de grano fino y con una textura marcadamente foliada aunque, en ocasiones, presentan facies "Vaugneríticas": rocas de grano medio con grandes biotitas (hasta 3 cm) dispuestas al azar.

Encajan siempre en granitoides diatexíticos y anatexíticos, salvo un pequeño filón intercalado en los gneises glandulares y tienen morfología de sills, concordantes con la foliación del encajante y con la suya propia. En dos casos, en el macizo situado en el ángulo noroccidental de la Hoja y en el que se encuentra en el área de Calzadilla del Campo, están plegados, al igual que la foliación principal, según las direcciones generales de la tercera fase de deformación regional.

Estas rocas afloran muy mal, en pequeños afloramientos dispersos, con morfología en lajas a ras de suelo, determinada por la foliación o, en el caso de las facies "vaugneríticas", de grano más grueso, en bolos de tamaño medio que rara vez llegan a dar berrocales.

A escala de afloramiento las facies comunes son rocas de grano fino a medio (1 a 5 mm), de color grisáceo, a veces con tonos verdosos debido a la presencia de anfíboles. La biotita tiene un tamaño medio de 2 a 5 mm y casi siempre se encuentra orientada, marcan-

do la foliación de la roca. El anfíbol se presenta, casi exclusivamente, en las cercanías de donde se encuentran facies "vaugneríticas" y tiene un tamaño similar al de la biotita. En algunos afloramientos se encuentran fenocristales de feldespato potásico de hasta 2 cm, dando un cierto carácter porfídico a la roca. La moscovita se encuentra muy raramente presente.

Las facies "vaugneríticas" son de grano medio, e incluso medio a grueso (4 a 7 mm), de tonos más claros que la facies común y se caracterizan por la presencia de grandes cristales de biotita, en general idiomorfos, de 1 a 3 cm y dispuestos sin orientación preferente. El anfíbol es abundante en esta facies y pueden encontrarse en él inclusiones de clinopiroxeno.

Estas últimas facies tienden a encontrarse en los núcleos de los macizos mayores y parecen tener contactos graduales (decenas de metros) con las facies comunes de grano más fino y más deformadas.

Desde el punto de vista petrográfico, la facies común presenta texturas holocrystalinas, inequigranulares de grano fino o fino a medio, en pocas ocasiones porfídicas marcadas por fenocristales de feldespato potásico y/o plagioclasa con hábito subhedral. Se encuentran siempre texturas más o menos orientadas con una foliación marcada por las biotitas que, a veces, presenta formas sigmoidales (peces de mica) y por bandas de cuarzo, a modo de ribbons, que pueden o no presentar texturas de recristalización con cristales poligonales y puntos de unión triples a 120°.

Como minerales esenciales, la facies común presenta cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y anfíbol.

El cuarzo aparece con gran variedad de tamaños, formas y disposiciones texturales. Principalmente se presenta en agregados policristalinos de hábito anhedral y con extinción ondulante, láminas de deformación y subgranos. En las muestras más deformadas, los cristales aparecen alargados, con los bordes suturados y fuerte extinción ondulante. En estas láminas se observan bandas con fuerte reducción de tamaño de grano y subgranos poligonales, libres de extinción ondulante. El cuarzo también puede aparecer como inclusiones en plagioclásas, con formas redondeadas, tipo "drop-like". También se encuentra en intercrecimientos vermiculares con albita (mirmequitas). En general, tiene muy pocas inclusiones y están formadas, casi únicamente, por biotita.

El feldespato potásico se presenta casi siempre como componente de la mesostasis, con hábito anhedral o carácter intersticial que, en ocasiones, engloba a otros minerales principales (biotita, plagioclasa y anfíbol). Sus bordes denotan procesos de corrosión por cuarzo y, principalmente, por albita blástica mirmequítica. Este feldespato potásico suele mostrar las macla de la microclina y presenta escasas pertitas tipo "film". Es muy pobre en inclusiones salvo cuando engloba a otros minerales de la mesostasis. Puede diferenciarse un feldespato potásico en manchas irregulares, con extinción simultánea, dentro de la plagioclasa, presumiblemente de sustitución.

Los microfenocristales de feldespato potásico tienen un tamaño de hasta 7 mm y en ellas se observa una parte central euhedral con la macla de microclina-Carlsbad y una parte

externa, de bordes irregulares, con la macla de la microclina; entre ambas partes existe un límite muy neto donde puede observarse el cuarzo “drop-like” mencionado anteriormente.

La plagioclasa se encuentra predominantemente en agregados policristalinos de hasta 5 individuos con la macla de la albita o de la albita-Carlsbad. El contenido en anortita da siempre composiciones de oligoclasa, con ligeros zonados composicionales normales. También se presenta, en menor medida, como microfenocristales individuales de hasta 4 mm; estos cristales tienen gran abundancia de inclusiones de biotita y manchas irregulares de feldespato potásico. Tanto sobre los fenocristales, como sobre los agregados de la mesostasis, suelen encontrarse recrecimientos de albita mirmequítica corroyendo al feldespato potásico.

La biotita se presenta en agregados muy orientados debido a la deformación, aunque la mica en sí, presenta pocos signos de deformación, salvo en el caso de los peces de mica. El esquema de pleocroismo más frecuente es el que varía de marrón rojizo o castaño oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

En las láminas donde quedan restos de anfíbol, la biotita puede presentar un pleocroismo en tonos verdosos.

Las biotitas son ricas en inclusiones de minerales accesorios, que se revelan con mayor abundancia en las secciones báslas. Las inclusiones son de apatito, con hábitos prismáticos cortos o aciculares; de circón, con formas redondeadas o bipiramidales, estos últimos a veces con núcleos redondeados, y de allanita, incluida parcialmente y desarrollando halos pleocrómicos sobre la biotita.

La alteración de la biotita nunca es importante y el proceso más normal es la cloritización, que va acompañada de la formación de otros minerales secundarios, tales como rutilo sagnítico, sólo observable en secciones báslas; opacos y esfena, que suelen disponerse en los planos de exfoliación.

El anfíbol es de color verde (hornblenda) y se presenta en dos formas texturales muy distintas. En un caso se trata de cristales aislados, englobados en agregados de biotita, y en el otro, en agregados poligonales, a modo de pseudomorfos, de gran número de cristales y que pueden alcanzar un tamaño de 4 mm.

Aparte del apatito y el circón ya citados, otros minerales accesorios característicos son la allanita y la esfena. La allanita se presenta en cristales individuales maclados, de hábito euherdral a subhedral y con buen desarrollo de zonado, o bien, en masas anhédrales. Los cristales tienen un color marrón castaño y pueden presentar un pleocroismo que varía de castaño pálido a castaño oscuro. Generalmente la allanita está asociada a biotita y anfíbol, que pueden incluirla de forma parcial o total, desarrollando en ellos halos pleocrómicos. Puede tener orlas de alteración formadas por minerales del grupo de la epidota. La esfena se encuentra como inclusión en la biotita, con formas de anhédrales a subhédrales y con un pleocroismo que varía de pardo claro a pardo oscuro.

Como minerales secundarios pueden encontrarse moscovitas, procedentes de transformación de biotita o de alteración de plagioclasa; clorita procedente de la transformación de biotita y epidota-clinozoisita por alteración de plagioclasa.

Las facies "vaugneríticas" son rocas de grano medio a grueso, de color más claro que las facies comunes de grano fino, y donde destacan los grandes cristales de biotita (flogopita) idiomorfos, con tamaños que, en algún caso pueden llegar a los 5 cm.

Petrográficamente son similares a las facies de grano fino. Presentan como minerales esenciales, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y anfíbol. El clinopiroxeno aparece raramente, incluido en los anfíboles. El apatito y la esfena se encuentran siempre en cantidades importantes. Como accesorios se encuentran circón, allanita, rutilo y, a veces, abundantes opacos. De forma secundaria se encuentra clorita, moscovita y epidota.

Las texturas son holocristalinas, hipidiomorfas, inequigranulares, de grano medio a grueso. Aunque existen fenocristales de feldespato, nunca destacan claramente de la matriz y únicamente pueden considerarse porfídicas cuando tienen grandes cristales de biotita.

Los fenocristales de feldespato potásico son escasos, con tamaños de 7 a 15 mm, de carácter anhedral, con abundantes inclusiones de cuarzo, plagioclasa, apatito y biotita. Presenta siempre la macla de la microclina y nunca es pertítico. También se encuentra feldespato potásico en la mesostasis, de pequeño tamaño y aspecto intersticial.

La plagioclasa forma fenocristales subhédrales, de hábito tabular alargado, con una dimensión mayor que puede llegar a los 8 mm. Tienen las maclas de albita y Carlsbad y siempre muestran un zonado normal y, en ocasiones, una orla de recrecimiento con abundantes inclusiones de biotita y anfíbol. Otra plagioclasa que se encuentra en la roca, forma agregados de 3 a 5 mm, integrados por 4 ó 5 individuos, subhédrales, de hábito isométrico, casi sin inclusiones, con la macla de la albita y que nunca presentan zonado. En esta última plagioclasa son frecuentes los recrecimientos mirmequíticos, que corroen al feldespato potásico.

El cuarzo es relativamente escaso y se encuentra en agregados globosos de gran número de individuos, con los bordes suturados y con extinción ondulante generalizada.

La biotita puede presentarse en cristales individuales de gran tamaño (2-3 cm), de euhédrales a subhédrales y con pocas inclusiones. También se encuentra en agregados de gran número de individuos, a veces formando intercrecimientos con anfíbol, en general con textura decusada.

El anfíbol puede ser muy abundante, de color verde-azulado, de carácter subhedral o euhedral, es siempre de pequeño tamaño (2-4 mm) y se presenta en cristales individuales dispersos en la roca o en agregados de gran número de individuos, de anfíbol sólo, o de anfíbol y biotita. Los agregados suelen tener una forma externa vagamente exagonal recordando un pseudomorfo. En algunos cristales de anfíbol pueden aparecer incluidos restos de clinopiroxeno y pequeños cristales de plagioclasa.

La esfena puede ser relativamente abundante y se encuentra como cristales euhedrales de 4 a 6 mm, o en masas anhédrales de tamaño algo menor, normalmente asociada a biotita y anfíbol. El apatito suele formar cristales prismáticos muy alargados de hasta 8 mm y además se encuentra como inclusiones en casi todos los minerales.

El resto de los minerales accesorios, allanita y círcón, presentan las mismas características que en las facies de grano fino, si bien hay que destacar aquí el mayor tamaño que muestran los cristales bipiramidales de círcón, que puede llegar a los 2 mm.

3.2.1.4. *Granitos de dos micas de grano grueso "Ala de Mosca"* (9)

Bajo este epígrafe se agrupan un conjunto de granitos de dos micas, de grano grueso, a veces algo porfídicos, caracterizados por que la biotita se presenta, casi exclusivamente, en cristales relativamente grandes que contrastan fuertemente con el aspecto leucocrático del resto de la roca. Otra característica generalizada de estos granitos es la presencia abundante de schlierens que definen una foliación, en general concordante con la del encajante metamórfico.

Estos granitos aparecen en dos macizos principales (Mozodiel y Villaseco de los Gamitos) y en algunos afloramientos de menor tamaño, no cartografiados, dentro de los granitoides diatexíticos.

3.2.1.4.1. *Granito de Mozodiel* (9)

Aflora en el centro Norte de la Hoja, en la ribera del embalse de La Almendra y constituye un macizo de forma alargada en dirección NE-SO, algo oblicua a la foliación regional y que probablemente se encuentra plegado por la tercera fase de deformación. Este cuerpo granítico se encuentra intercalado subconcordantemente a la foliación entre granitoides diatexíticos, con los que muestra un contacto rápido, probablemente gradual. A su vez, es intruido por un granito de dos micas, de grano fino y porfídico (11).

Este granito aflora característicamente bien, no sólo en las márgenes del embalse de La Almendra, donde los afloramientos son espectaculares, sino también en la penillanura, donde es frecuente encontrar bolos redondeados que dan pequeños berrocales.

La roca, a escala de afloramiento, es un granito leucocrático de dos micas, de grano grueso y sólo localmente, de carácter porfídico. Tiene una matriz inequigranular alotriomorfa y una textura en ala de mosca definida por la biotita, que se presenta de forma casi general, en grandes placas pseudoexagonales de 7-8 mm y que puede alcanzar los 10-15 mm, aunque en algunas ocasiones tiene 3-4 mm. La moscovita se presenta con un tamaño un poco menor que la biotita en cristales aislados, o bien formando orlas alrededor de la biotita. Esporádicamente se observan fenocristales de feldespato potásico, de forma tabular o prismática, con un tamaño de 2-4 cm; en determinados puntos los fenocristales son abundantes, proporcionando al granito un carácter porfídico. Es frecuente encontrar turmalina formando cavidades miarolíticas.

Los enclaves que pueden encontrarse son muy diversos; de escala métrica a decamétrica aparecen enclaves de metasedimentos, gneises glandulares muy migmatizados, granitoides inhomogéneos y granitos de grano fino muy foliados, pero los más abundantes, casi omnipresentes, son los enclaves biotíticos en forma de schlierens, de 1 a 4 cm de espesor y de hasta 1 m. de largo, con un espaciado bastante regular que oscila entre 20 y 100 cm. Estos schlierens tienen siempre una orientación preferente y definen una foliación en el granito que resulta ser concordante con la foliación del encajante metamórfico. No es raro observar que estos enclaves se encuentran plegados por un sistema de dirección entre E-O y N120° E, con vergencia al Norte, coherente con la tercera fase de deformación hercínica, sin embargo, la roca no muestra un desarrollo claro de foliación en relación a este plegamiento.

Petrográficamente, las texturas son holocristalinas, alotriomorfas, heterogranulares, de grano medio-grueso, grueso y, en ocasiones, muy grueso, en algún caso porfídicas marcadas por la presencia de microfenocristales de feldespato potásico. En general, el granito está muy deformado y aunque rara vez llega a dar texturas foliadas, las características texturales más evidentes en cualquier lámina delgada son de deformación, con formación de subgranos y poligonizaciones en cuarzo, feldespato potásico y, en ocasiones, en la plagioclasa, con reducción general del tamaño de grano; por regla general las micas están dobladas o kinkadas, lo que también puede ocurrirle a las maclas polisintéticas de la plagioclasa; en algunos casos las micas pueden tener formas sigmoidales (peces).

Como minerales principales aparecen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, como accesorios, sillimanita, circón, apatito y opacos. Como minerales secundarios se encuentran clorita, rutilo, sericita-moscovita y feldespato potásico.

Los fenocristales de feldespato potásico, con tamaño de alrededor de 1 cm., aunque pueden llegar a 3 cm., son casi euhedrales, de hábito tabular con secciones exagonales o rectangulares. Las únicas pertitas que pueden observarse son de tipo "parche". Presenta la macla de la microclina, que muchas veces tiene aspecto de macla de deformación. Suele tener extinción ondulante y subgranos o poligonizaciones. Las inclusiones son de plagioclasa automorfa, que tiende a disponerse paralelamente a los bordes del fenocristal, y de cuarzo. El resto del feldespato potásico forma agregados recristalizados de grano más o menos fino con textura en mortero y con pajuelas de mica entre los cristales.

La plagioclasa, en las zonas menos deformadas, es de pequeño tamaño (2-4 mm), de subhedral a euhedral y con la macla de la albita. Puede tener manchas de sustitución de feldespato potásico y crecimiento de moscovitas según direcciones reticulares. Los recrecimientos mirmecíticos son escasos. En el caso más deformado, las plagioclásas presentan extinción ondulante, pueden estar dobladas y en algunos bordes se encuentran agregados de grano fino con intercrecimientos de albita y feldespato potásico.

La biotita se presenta en cristales individuales de color marrón rojizo, de entre 4 y 8 mm aunque puede formar fenocristales de hasta 15 mm. Tiene morfologías anhedrales debido a la fuerte moscovitización sufrida. Las inclusiones son de circón metamítico y algunas de cristales globosos de apatito. Es bastante común encontrarlas dobladas, kinkadas o con forma de pez.

La moscovita es de tamaño variable pero puede llegar a formar grandes placas de hasta 10 mm y procede principalmente de la biotita, dejando restos en su interior, así como de las inclusiones de circón y apatito. En las placas grandes son frecuentes las inclusiones de sillimanita fibrolítica e incluso prismática. Al igual que la biotita se encuentra plegada o formando peces.

El cuarzo se presenta en agregados con carácter intersticial, de 5 a 8 mm, en general muy deformado con bordes suturados y con subgranos y extinción ondulante, en ocasiones formando ribbons.

Los schlierens están formados por agregados lepidoblásticos de biotita y sillimanita, ambas parcialmente moscovitzadas. En muchos casos pueden observarse arcos poligonales en las biotitas y crenulaciones en esta mica y en la sillimanita, cuyo plano axial es paralelo a la dirección mayor del schlieren; en algún caso se ha observado que los schlieren se bifurcan alrededor de un xenocristal de feldespato con morfología similar a los que forman las glándulas de los gneises por lo que los schlierens pueden interpretarse como restitas de los niveles bióticos que formaban parte del bandeadío tectonometamórfico del protolito gneísico.

3.2.1.4.2. Granito de Encina de San Silvestre (9)

El macizo de Encina de San Silvestre se sitúa en el cuadrante suroccidental de la Hoja y debe continuarse ampliamente en la vecina Hoja de Vitigudino (450). Su aspecto cartográfico está determinado por una "cola" que se extiende hacia el noreste, producida por la acción de las cizallas de Juzbado y de Ledesma que lo afectan ampliamente, milonitizando la roca en una banda que puede sobrepasar el kilómetro de espesor. Está intruido por dos macizos de granito de grano fino, tipo Villar de Peralonso y encaja, en su contacto norte, en granitoides diatexíticos y gneises glandulares a cuyo contacto corta. No ha podido observarse la relación de este granito con el diatexitico, pero el hecho de que lo contenga como enclaves induce a pensar en un carácter intrusivo sobre el granitoide diatexitico y, claro está, sobre los gneises glandulares.

El macizo está compuesto por granitos de dos micas de grano grueso, localmente porfídicos y que suelen tener un aspecto similar al del macizo de Mozodiel, aunque la textura en ala de mosca nunca es remarcada. También puede presentar aspectos petrográficos comunes a los granitos del plutón de Ledesma, pero se diferencian claramente por los tipos de facies, los enclaves y la deformación.

Presenta megaenclaves abundantes, de metasedimentos, gneises glandulares y granitoides diatexíticos, de tamaños algunos superiores al Km². Es frecuente encontrar en ellos schlierens bióticos, aunque no son tan abundantes como en el Macizo de Mozodiel, siendo esto quizás debido a la falta de buenos afloramientos con roca limpia.

Al microscopio presentan características petrográficas y deformativas muy similares a las del macizo de Mozodiel, por lo que no volverán a describirse en este apartado. Únicamente puede hacerse notar la mayor abundancia de sillimanita que se encuentra en este granito, siempre parcialmente moscovitzada.

3.2.1.5. Granitos de Ledesma - San Pelayo (10)

Los granitos de Ledesma - San Pelayo constituyen un plutón granítico que actualmente se encuentra dividido en dos macizos desplazados unos 10 km. en sentido sinistro por la Zona de Cizalla de Ledesma.

El macizo occidental - Plutón de Ledesma (LÓPEZ PLAZA, 1980, 1982)- ocupa una superficie de unos 25 Km², presenta una forma groseramente triangular y su base es la cizalla de Ledesma. El contacto norte encaja, casi concordantemente, con gneises glandulares y con granitoides inhomogéneos; el contacto occidental, de dirección Norte-Sur, es vertical y corta perpendicularmente la foliación de los gneises glandulares; el borde sur es un contacto tectónico dúctil que lo pone en contacto con granitoides inhomogéneos.

El macizo de San Pelayo, situado al Este del anterior y que se continúa en la Hoja de La Vellés (452), está limitado al Norte por la Cizalla de Ledesma y encaja en granitoides inhomogéneos a cuya foliación corta oblicuamente. Todo su borde oriental y parte del meridional está recubierto por materiales terciarios que impiden precisar su geometría.

Ambos macizos están constituidos principalmente por una facies de granito de dos micas de color claro, de grano medio a grueso y heterogéneamente porfídica, aunque, en la mayor parte de los casos, el porfidismo es poco contrastado, oscilando el tamaño de los fenocristales de feldespato entre 1 y 3 cm. En el macizo de Ledesma se reconoce además otra facies de grano fino, con porfidismo más contrastado y de tonos más oscuros, que muestra relaciones de intrusión sobre la facies común.

Con distribución irregular, pero siempre presentes, se encuentran enclaves biotíticos - sillimaníticos de dimensiones entre 1 y 5 cm de forma, en general, ovalada o redondeada. Estos enclaves muestran una foliación interna crenulada que no suele guardar relación con la morfología externa en los enclaves. Comunes en la facies de grano fino y muy esporádicamente en la facies de grano grueso, también se encuentran enclaves microgranudos de composición tonalítica.

Dejando aparte el área afectada por la cizalla de Ledesma, que puede evaluarse en una banda de algo más de 1 km. y que será tratada en el capítulo de tectónica, ambos macizos muestran una débil foliación planar marcada por la orientación preferente de las biotitas y, en menor medida, por los enclaves y los fenocristales. Según LÓPEZ PLAZA (1980, 1982), esta foliación corresponde a una fluidaridad que, en general, es concordante con los contactos del granito y que guarda una geometría concéntrica, de lo que deduce un cierto carácter diapírico, si bien asimétrico y con vergencia al Sur.

Petrográficamente la facies común es un granito de dos micas predominantemente moscovítico, con textura granuda, de grano medio a grueso, de inequigranular a porfídica y alocriomorfa. Como minerales esenciales presenta cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. En calidad de accesarios se encuentran apatito, circón, rutilo, sillimanita y opacos, y como minerales secundarios clorita y sericita.

Los fenocristales mayores y más abundantes son los de feldespato potásico formados por monocrstales de microclina de 1 a 3 cm, de tendencia euhedral, con numerosas inclusiones de

cristales idiomorfos de plagioclasa zonada y de cuarzo en gotas; también pueden tener inclusiones de biotita, apatito o sillimanita prismática. La macla de la microclina es omnipresente, aunque a veces se combina con la de Carlsbad, y siempre están fuertemente pertitizados.

Los fenocristales de plagioclasa son de menor tamaño (1 cm) y mucho menos abundantes. Son euhedrales, de hábito tabular, con las maclas de albita o albita y Carlsbad y se encuentran normalmente zonados con núcleo de oligoclasa y bordes más albíticos; este zonado puede estar remarcado por una fuerte saussuritización de los núcleos más básicos. Tienen algunas inclusiones de cuarzo y biotita pero, sobre todo, hay abundantes cristales de tamaño pequeño y mediano de moscovita que crecen a favor de los planos cristalográficos de la plagioclasa hasta el punto que, en algunas zonas, la plagioclasa resulta casi totalmente sustituida por la moscovita.

La matriz es un agregado de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita con aspecto granoblástico. La textura es alotriomorfa inequigranular, de tamaño medio de grano, si bien, modificado por las subgranulaciones y poligonizaciones sufridas durante la deformación. Aquí, la plagioclasa, subhedral, es albítica y suele presentar recrecimientos tardíos vermiculares con cuarzo (mirmequitas). Los núcleos de plagioclasa primaria se encuentran parcialmente sustituidos por feldespato potásico, pero los recrecimientos de mirmequita parecen corroer al feldespato potásico. Este, es intersticial en su mayor parte de sustitución, con abundantes inclusiones de cuarzo góticular ("drop like") y plagioclasa.

La biotita, con inclusiones de apatito y círcón, forma cristales euhedrales que generalmente se encuentran parcial o totalmente sustituidos por moscovita. Otras biotitas se encuentran cloritizadas, produciéndose entonces la desmezcla de rutilo sagenítico.

La moscovita se presenta en varias formas. Una, ya citada, en crecimientos reticulares en las plagioclásas, otra sustituyendo a la biotita, de la que le quedan inclusiones de círcón y apatito y, finalmente, en cristales individuales de tamaño mediano y grande (hasta 6 mm) con aspecto poiquilitico, conservando numerosas inclusiones de cuarzo que parecen haber absorbido durante su crecimiento. Algunas de estas últimas moscovitas, tienen abundantes inclusiones de sillimanita fibrolítica más o menos moscovitizada.

El cuarzo, que a simple vista, se presenta en forma globosa de 3 a 5 mm, al microscopio se encuentra como agregados policristalinos de granos de 0,2 a 0,7 mm con los bordes suturados que, probablemente, corresponden a la poligonización durante la deformación de cristales con un tamaño más acorde con el tamaño medio del resto de los minerales de la matriz.

Los circones aparecen como inclusiones en la biotita y a veces en la moscovita; en las secciones báseales de la biotita suelen ser muy abundantes y llevan asociado un halo pleocróico. El apatito se presenta de dos maneras, una como pequeñas agujas incluidas en el cuarzo y otra, como cristales globosos o subhendrales de alrededor de 0,5 mm dispersos en la matriz de la roca, aunque frecuentemente asociados a la biotita.

La facies de grano fino es, petrográficamente, muy similar a la facies común si bien, hay que destacar un mayor contenido en biotita, ligeramente mayor que el de moscovita. Esta facies

también es porfídica, más contrastado el porfidismo debido al menor tamaño de grano de la matriz. Los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa presentan las mismas características y relaciones que en la facies común. La matriz también es similar, encontrándose los mismos procesos de sustitución de plagioclasa por feldespato potásico, de albítización, moscovitización y deformación que en la facies principal. Según LÓPEZ PLAZA (*op. cit.*) la composición de la plagioclasa es algo más básica en esta facies encontrándose contenidos en anortita de hasta el 29%.

En todas las muestras analizadas se reconoce una importante deformación interna en la roca. Prácticamente todos los minerales muestran extinción ondulante; el cuarzo, como ya se ha indicado, presenta poligonizaciones y subgranos, también el feldespato potásico y la plagioclasa, aunque en menor medida, y las micas, además de extinción ondulante, a veces están kinkadas o plegadas.

3.2.1.6. *Granitos de dos micas, tipo Villar de Peralonso (11)*

Aflora en varios macizos de tamaño medio al Oeste y Suroeste de la Hoja. El macizo principal se encuentra en el ángulo Suroeste de la Hoja, en los alrededores de Villasdardo y se continúa en la vecina Hoja de Vitigudino por el área de Villar de Peralonso, localidad de la que toma el nombre. El otro macizo importante (de unos 7 Km²) se sitúa al Norte del anterior, en la zona de Villaseco de los Gamitos. Los otros afloramientos cartografiados son prolongaciones de las masas principales que se extienden ampliamente por la Hoja de Vitigudino.

Los dos macizos importantes están incluidos en el plutón de Encina de San Silvestre, al que intruyen claramente. Es de destacar que todo el contacto sur del macizo de Villasdardo está afectado por la banda principal de la Cizalla de Juzbado y en su parte suroccidental, en la carretera de Villasdardo a Villar de Peralonso, por una zona de cizalla dextra, de espesor kilométrico pero de baja intensidad, conjugada con la Cizalla de Juzbado. En el macizo de Villaseco de los Gamitos también pueden encontrarse pequeñas zonas de cizalla, tanto dextras como sinistras, probablemente relacionadas con la Cizalla de Juzbado.

En el campo da pequeños berrocales cuyos bolos no superan el metro de diámetro, pero su morfología más característica son los lanchares a ras de suelo, con afloramientos de mala calidad.

En relación a los trabajos regionales anteriores, estos granitos fueron incluidos por MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) en el subgrupo IIc: leucogranitos de dos micas en macizos alóctonos o intrusivos en diques dentro de granitos anteriores.

Son granitos homogéneos de dos micas, de tonos claros, leucocráticos y con un tamaño de grano que varía gradualmente de fino a medio. Localmente es algo porfídico, aunque los fenocristales feldespáticos están muy irregularmente distribuidos y nunca superan los 3 cm de tamaño máximo. La biotita es escasa y de pequeño tamaño (2-3 mm), se distribuye homogéneamente y parece guardar una cierta orientación subhorizontal que marcaría una foliación. La moscovita es muy abundante y se presenta en placas de tamaño variable, a

veces de hasta 1 cm, que están siempre desordenadas. Esporádicamente puede aparecer turmalina. No se han observado enclaves en estos granitos.

Petrográficamente son granitos de dos micas, con proporciones variables de moscovita y biotita aunque tiende a predominar esta última, con texturas alotriomorfas inequigranulares, localmente con tendencia algo porfídica, de grano fino a fino a medio. Como minerales esenciales presenta cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita; como accesorios más frecuentes se encuentran círcón, apatito, sillimanita y cordierita.

Cuando tiene fenocristales, siempre son de feldespato potásico, con tamaños entre 6 y 10 mm., son subhedrales o anhedrales, con las maclas de la microclina y Carlsbad. Siempre son muy pertíticos, de tipo "vein" y "film", a menudo con dos o tres sistemas. Tienen abundantes inclusiones de plagioclasa y biotita euhedrales y, sobre todo, de cuarzo góticular, a veces marcando una línea de crecimiento; en algún caso pueden verse inclusiones de cordierita. La mayoría del feldespato potásico se encuentra en cristales de 2 - 3 mm. subhedrales, con las maclas de microclina y Carlsbad, poco o nada pertíticos y con pocas inclusiones, casi exclusivamente de cuarzo góticular. Finalmente aparece otro feldespato potásico intersacial, no pertítico y sin macla.

La plagioclasa se encuentra en cristales subhedrales o euhedrales de tamaño variable (0,5 a 3 mm) con la macla de la albite o de la albite y Carlsbad, que puede tener zonados normales. Las inclusiones son de biotita y apatito. Está corroída por los cristales de feldespato potásico y a su vez tiene manchas de sustitución por feldespato potásico en los núcleos. Los recrecimientos de mirmequitas, que corroen al feldespato potásico, son abundantes y a veces pueden formar una orla completa sobre el cristal original.

El cuarzo se presenta en agregados de 2 - 4 mm muy frecuentemente poligonizados y suelen tener inclusiones de apatito acicular.

La biotita está en cristales individuales de 0.5 a 2 mm, siempre menores que los otros minerales de la roca. Tienen tendencia euhedral aunque, en la mayoría de los casos, se encuentran parcialmente sustituidos por moscovita. En algunas muestras se encuentra parcial o totalmente cloritizada. Las inclusiones que presenta son de círcón y apatito, en el primer caso con halos pleocróicos asociados. Suele presentar una cierta orientación preferente que nunca es muy intensa. En algún caso la biotita se encuentra en agregados formando microschlierens.

La moscovita aparece en cantidades muy variables y siempre es histerógena. Se encuentran desde cristales casi aciculares de alteración de feldespatos hasta grandes placas de 5 mm normalmente poiquiliticas, éstas, suelen tener algunas inclusiones de sillimanita. Normalmente la moscovita se desarrolla sustituyendo a la biotita.

La cordierita no se encuentra en todas las muestras y forma cristales prismáticos que en la mayor parte de los casos, están alterados a un agregado de moscovita y clorita.

La deformación de estos granitos es siempre muy baja, limitándose a extinción ondulante y subgranos en el cuarzo, exceptuando los casos en que están afectados por las cizallas y se desarrollan fábricas miloníticas en diversos grados.

3.2.2. Dominio Sur

3.2.2.1. *El granito de Juzbado (5c)*

El granito de Juzbado aflora a lo largo de una banda de unos 18 km. de longitud y una anchura máxima de unos 500 m, que se extiende desde Zafrón hasta Juzbado, continuándose un poco más en la vecina Hoja de La Vellés (452) donde queda recubierto por el Terciario.

Esta banda de granitos se encuentra incluida en su totalidad dentro de la Zona de Cizalla de Juzbado, cuya dirección N70° E sigue fielmente. En consecuencia con este hecho, todo el material granítico se encuentra fuertemente deformado y, en su mayor parte, milonitizado.

El granito encaja a lo largo de todo su contacto Sur y en la parte oriental del contacto Norte en los metasedimentos epizonales del Complejo Esquisto-Grauváquico del Dominio Sur. Durante un tramo de varios km., el granito de Juzbado se pone en contacto con los granitoides inhomogéneos del Dominio Norte, desconociéndose si esta situación es únicamente un efecto de la acción de la cizalla de Juzbado.

Estos granitos afloran moderadamente bien, al menos en su mitad oriental donde forman una alineación de lomas, más o menos lajadas a favor de los planos de cizalla. En la parte occidental, donde la banda se estrecha considerablemente, el granito aflora como crestas en dientes de sierra similares a la manera de aflorar de los esquistos.

Haciendo, en este capítulo, caso omiso de las estructuras macroscópicas, originadas por la intensa deformación, puede decirse que en la banda afloran granitos moscovíticos y leucogranitos de dos micas de grano medio-grueso y grueso (5-10 mm) que pasan a términos filonianos pegmatíticos en el extremo occidental. La roca contiene abundante cuarzo xenomorfo de hasta 6 mm. y feldespatos de hasta 1 cm. (rara vez más) localmente con cierta tendencia porfídica de tipo seriado. Las biotitas, escasas o inexistentes, son siempre de pequeño tamaño, menores de 3 mm, y suelen estar muy cloritzadas; en algunos casos incluidas en las placas de moscovita. Esta, suele aparecer en cristales relativamente grandes, de hasta 7 mm de diámetro, con secciones báslas vagamente idiomorfás. Son frecuentes los pequeños cristales dispersos de turmalina (2 mm.). En los planos de máxima deformación (planos "c") son abundantes las cloritas y la moscovita de grano fino. Todos los minerales, salvo estos últimos, tienen carácter de porfiroclastos.

En todos los casos se trata de leucogranitos con un índice de color bajo-muy bajo, holomoscovíticos, moscovíticos con biotita accesoria, o de dos micas con moscovita predominante. Aparte de las variaciones estructurales y texturales producidas por la deformación, el granito parece ser homogéneo a escala de afloramiento o mayor, no habiéndose encontrado schlieren o enclaves y los contactos entre los distintos tipos de tamaño de grano o de variable contenido en biotita parecen graduales. Cuando la deformación es menor, la textura es subequigranular, salvo las escasas zonas con tendencia porfídica ya citadas.

No existen dataciones absolutas de esta unidad granítica y en cuanto a su edad relativa, podría sugerirse que, dada su aparición en una banda estrecha en el núcleo de la zona de cizalla de Juzbado y su perfecta coincidencia con la dirección de la misma, el emplazamien-

to podría guardar una estrecha relación con la actividad tectónica de la cizalla, a semejanza de los modelos propuestos por otros autores (NEESEN, 1981; GOUANVIC, 1983; BELLIDO *et al.*, 1987 o LÓPEZ PLAZA y MARTÍNEZ CATALÁN, 1988) para otras unidades graníticas sincinemáticas en zonas de cizalla transcurrentes del macizo Hespérico. Sin embargo, basándonos en el hecho de que la deformación por cizalla en el granito se produce, no sólo en estado sólido, sino además, a baja temperatura (retrogradación a las facies de los esquistos verdes) y en la probable correlación con otros granitos similares y cercanos, como el granito de Doñinos de Ledesma por ejemplo, cuya edad es, como mínimo, la de la segunda fase de deformación, nuestra opinión es que se trata de un granito previo a la actuación de la cizalla y que su geometría se debe a la deformación producida por el intenso esfuerzo de cizalla asociado al accidente tectónico.

3.2.2.2. *Láminas leucograníticas de Golpejas (5b)*

Al NO de la localidad de Golpejas se encuentran dos láminas leucograníticas principales y algunas otras de menor entidad que han dado lugar a un importante yacimiento de estaño. La más importante, sobre la que se sitúa la mina, se encuentra al Norte y encaja en los materiales de la Formación Villamayor del núcleo del sinclinal; la otra lámina cartografiada se encuentra por debajo de la Cuarcita Armoricana, encajada en la Formación Aldeatejada.

La lámina principal, de hasta 100 m de espesor máximo, puede observarse mejor debido a las labores mineras. Se trata de un granito albítico holomoscovítico, compuesto por cuarzo, plagioclasa albítica, microclina y moscovita. Los minerales accesorios son apatito, circón, rutilo y turmalina. El área de la mina está intensamente greissenizada y el granito se encuentra fuertemente caolinizado y atravesado por multitud de filones de cuarzo. La mineralización, de casiterita, columbo-tantalita, tapiolita y sulfuros, se encuentra diseminada en el greissen y también en los filones de cuarzo.

El granito se encuentra muy foliado y es concordante con la estructura del encajante (S_2); además está plegado suavemente por dos sistemas de pliegues (D_3 y D_4) lo que, localmente le da aspecto semicircular.

Estos granitos son similares, exceptuando la mineralización, a los leucogranitos de grano fino con turmalina que afloran en Doñinos de Ledesma, con los que comparten las facies petrográficas y la foliación S_2 .

3.2.2.3. *Leucogranitos con turmalina de Doñinos de Ledesma (5a y 5b)*

Los leucogranitos turmalínicos de Doñinos de Ledesma se encuentran en la parte central del borde Sur de la Hoja y se extienden ampliamente por la Hoja de Barbadillo (477).

El macizo intruye por el norte en los metasedimentos epizonales del Complejo Esquisto-Grauváquico y, por el oeste, en granitos de dos micas cuyas relaciones con estos leucogranitos no han podido ser observadas. Desde un punto situado, aproximadamente, a 2 km al

Este de Encina de San Silvestre, el borde norte del macizo se encuentra afectado por la cizalla de Juzbado y los leucogranitos están intensamente milonitzados. Aparte de la deformación impuesta por la Cizalla de Juzbado, estos granitos se encuentran afectados por bandas de deformación, que pueden dar milonitas, relacionadas con la segunda fase de deformación y que se extienden ampliamente por la Hoja de Barbadillo (477).

Dado el grado de desarrollo de la penillanura en esta zona, los granitos afloran francamente mal. En la mayoría de los escasos afloramientos el granito asoma a ras de suelo en forma de pequeños lanchares. Solamente en algunos puntos con relieve moderado, como por ejemplo al Sur de Encina, hay un cierto desarrollo de los berrocales.

El macizo cartografiado en esta Hoja consta de leucogranitos moscovítico - biotíticos, con fuerte predominio de la moscovita y de granitos holomoscovíticos, ambos con turmalina casi siempre abundante. Se han diferenciado dos facies principales, la que se sitúa más al este es de grano grueso a muy grueso (5a), mientras que la más occidental es de grano fino a fino-medio (5b). Estas facies son totalmente homogéneas a escala de afloramiento y sólo se aprecia una pequeña variación gradual del tamaño de grano de unos afloramientos a otros. Los contactos entre las dos facies principales son netos y soldados. No se ha observado ningún tipo de enclaves en estos granitos.

La facies de grano grueso tiene la mayoría de los cristales macroscópicamente visibles situados entre 5 y 10 mm, con algunos feldespatos de hasta 15 mm, aunque en ningún caso tienen textura porfídica. La biotita, siempre escasa, puede aparecer en cristales relativamente grandes, de 5 a 8 mm de diámetro, recordando, en este caso, un poco a la de los granitos con textura en ala de mosca, y presenta secciones báslas equidimensionales, vagamente subidiomorfás. La moscovita tiene un tamaño de grano muy variable (2 a 6 mm), xenomorfa y de contornos irregulares. En muchas ocasiones se encuentra en intercrecimientos con la biotita, a la que puede rodear de manera más o menos perfecta. La turmalina se presenta en cristales prismáticos subidiomorfos de hasta 3 mm de diámetro y 8 mm de largo, distribuida homogéneamente o en concentraciones difusas de morfología variada.

La facies de grano fino es, en general, más moscovítica que la anterior, encontrándose variedades francamente aplíticas. Tiene un tamaño de grano de entre 1 y 2 mm y presenta a menudo una textura sacaroidea. La biotita es muy escasa o inexistente; la moscovita puede formar moscas de hasta 4 mm. La turmalina es mucho más abundante que en la facies de grano grueso y puede llegar a tener carácter de mineral principal; aparte de dispersa en la roca puede presentarse en agregados difusos en forma de schlieren. A veces puede encontrarse granate en pequeños cristales dispersos de 1,5 mm.

La facies de grano grueso presenta como minerales principales cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita; como accesorios se encuentran biotita, turmalina, apatito y círcón. Las texturas son holocristalinas, alotriomorfás e inequigranulares, en los casos deformados puede presentar texturas foliadas e incluso miloníticas.

Los únicos fenocristales los forma el feldespato potásico, con un tamaño de 8 a 13 mm, subhexagonales, siempre con la macla de la microclina, no pertíticos y con abundantes inclusiones

de plagioclasa, moscovita y apatito. Pueden estar zonados. Otros cristales de menor tamaño (4 - 5 mm), también subidiomorfos, presentan las mismas características. Es abundante otro feldespato potásico de pequeño tamaño (1 - 3 mm), sin macla, alotriomorfo y con carácter intersticial, que parece corroer y sustituir a la plagioclasa.

La plagioclasa forma cristales individuales, de 4 a 8 mm, de euhedral a subhedral y con hábito tabular. Presenta de manera generalizada las maclas de albita y Carlsbad. Son abundantes las inclusiones de moscovita de pequeño tamaño (0,1 mm) dispuestas según direcciones cristalográficas, también se encuentran inclusiones de apatito.

La moscovita se encuentra en agregados policristalinos de 3 a 5 individuos, o en cristales individuales que raramente superan los 5 mm. El cuarzo forma agregados globosos o aplastados muy transformados por la deformación.

La biotita es muy escasa y en la mayoría de los casos sólo se encuentra incluida en la moscovita como restos de la sustitución. La turmalina se encuentra en cristales prismáticos, con un tamaño mayor que el resto de los componentes de la roca.

La facies de grano fino presenta texturas holocristalinas, alotriomorfas, subequigranulares, con un tamaño de grano que oscila entre 1 y 2 mm. Como minerales principales tiene cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y turmalina; como accesorios se encuentran apatito, circón, granate y, en ocasiones, biotita.

Los cristales mayores (2-3 mm) son de plagioclasa subidiomorfa, con las maclas de albita y Carlsbad. Tiene inclusiones reticulares de moscovita de tamaño mediano (0,5 mm) y a veces, sustituciones irregulares de feldespato potásico en los núcleos.

El feldespato potásico se encuentra en cristales de unos 2 mm alotriomorfos, con la macla de la microclina, asociados a la plagioclasa. La moscovita se presenta en pequeños (0,3 - 1 mm) cristales aislados. El cuarzo se encuentra en agregados fuertemente poligonizados.

Ambas facies muestran una fuerte deformación. Exceptuando la parte del contacto norte afectada por la Cizalla de Juzbado y la banda que discurre al SE de Doñinos donde se desarrollan fábricas miloníticas, el resto del macizo, en esta Hoja, no muestra una foliación evidente. Sin embargo a escala microscópica las evidencias de deformación son grandes: el cuarzo tiene siempre extinción ondulante y láminas de deformación y a menudo se encuentra fuertemente poligonizado, con los bordes entre granos suturados; a veces se encuentra cuarzo de recristalización, libre de extinción ondulante; los feldespatos muestran extinción ondulante y las maclas de plagioclasa llegan a encontrarse dobladas, la moscovita se encuentra muy a menudo afectada por pliegues de kink y también muestra extinción ondulante.

3.2.2.4. Granitos de dos micas (6)

En este dominio se encuentran unos granitos de dos micas en la carretera que desde Encina de San Silvestre conduce a Sando, en un pequeño afloramiento en el mismo límite sur de la

Hoja. Se corresponden con las láminas graníticas sin-D₂ descritas anteriormente en el dominio norte y son granitos con abundantes schlierens que marcan una foliación doblada por pliegues subverticales de dirección N120° E atribuibles a la tercera fase de deformación. Se desconocen las relaciones que presentan con los leucogranitos de Doñinos de Ledesma.

Son granitos de grano medio a medio grueso, algo porfídicos e inhomogéneos, con abundantes restitas metamórficas. Dado el escaso desarrollo que presentan en esta Hoja, se describen con más precisión en la memoria de la Hoja de Barbadillo (477).

3.3. ROCAS FILONIANAS

3.3.1. **Aplitas y pegmatitas (1)**

En todo el dominio situado al norte de la Cizalla de Juzbado los filones de aplitas y pegmatitas de pequeña entidad son muy abundantes. La mayoría están encajados en los granitos y probablemente en relación a la intrusión de unos plutones graníticos sobre otros. Estos filones son, en general, paralelos a los contactos de los granitos y debido a su escasa entidad y significado no han sido cartografiados.

En el mapa geológico se han representado únicamente dos conjuntos de filones aplopegmatíticos en el sector nororiental de la Hoja. El primero de ellos, de dirección NE-SO, encaja en los gneises glandulares y está formado por filones de entre 0,5 y 20 m de potencia, concordantes con la foliación de los gneises (S₂). Son rocas muy heterogéneas y se encuentran desde tipos aplíticos y pegmatíticos a micrograníticos, son siempre de composición simple, se trata de rocas leucocráticas, casi siempre holomoscovíticas, y no se observan zonaciones centro - borde, ni composicionales ni texturales. Contienen principalmente cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita (que puede ser accesoria) y como accesorios se encuentra biotita, andalucita, sillimanita, turmalina y, ocasionalmente, granate.

Son rocas deformadas que suelen presentar fábricas plano-lineares más o menos desarrolladas, a veces protomiloníticas, que coinciden con la foliación S₂ del encajante. En ocasiones pueden verse afectados por las fases de plegamiento posteriores D₃ y D₄. Estos filones están íntimamente ligados a las láminas graníticas sincinemáticas sin D₂ de las que deben representar sus equivalentes filonianos.

El otro haz de filones cartografiado se localiza al oeste y suroeste de Palacios del Arzobispo y sigue una dirección algo más norteada, entre N10° E y N30° E. Estos filones, compuestos mayoritariamente por aplitas con pegmatitas subordinadas, no están deformados y son discordantes con la foliación de los gneises glandulares en los que encajan.

3.3.2. **Pórfidos graníticos (2)**

Afloran en el sector NO de la Hoja, principalmente en los alrededores de Villaseco de los Reyes. Constituyen diques de gran continuidad, alcanzando alguno más de 3 Km., con

potencias que pueden llegar a los 20 m. Siguen una dirección muy constante, entre N70° E y E-O y son siempre subverticales. Forman parte de un haz que se desarrolla principalmente en la Hoja de Vitigudino (450), situada al oeste, a partir del macizo granítico tardío de Brincones, con el que se supone están relacionados. Representan la última manifestación ignea hercínica en esta Hoja y sólo se encuentran cortados por los diques de cuarzo. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) los engloba en el "Grupo IV: Pórfidos graníticos calcoalcalinos intrusivos en granitos del Grupo II".

Son rocas de color gris claro en fresco o tonos marrones cuando están alteradas. A escala del afloramiento puede comprobarse que presentan un zonado textural muy común en este tipo de diques. Las partes centrales tienen texturas porfídicas, caracterizadas por fenocristales de cuarzo de 1-2 cm con morfología bipiramidal y golfos de corrosión, fenocristales de feldespato potásico idiomorfo de 3-4 cm, que ocasionalmente puede alcanzar los 7 cm, y otros de menor tamaño de plagioclasa y biotita, todo ello en una matriz de grano fino. La parte marginal de los diques muestra los mismos fenocristales pero, por el contrario, englobados en una matriz afanítica. Este zonado textural es consecuencia de la diferente velocidad de enfriamiento del centro y los márgenes del dique.

En ningún momento los fenocristales de feldespato potásico incluyen a la matriz, sino que suelen estar corroídos por ella, por lo que hay que considerar que dichos cristales son relativamente precoces en la secuencia de cristalización de estas rocas.

Al microscopio presentan texturas fuertemente porfídicas marcadas por los fenocristales euhedrales o subhedrales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, englobados en una mesostasis compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, feldespato potásico y clorita. En los bordes de algunos cristales de feldespato potásico y plagioclasa tienden a desarrollarse texturas micrográficas o granofídicas, dando lugar a intercrecimientos del cuarzo con ambos minerales.

Los fenocristales de cuarzo presentan formas exagonales o subredondeadas y suelen presentar golfos de corrosión y bordes redondeados. Se encuentra en cristales aislados o en agregados de 2 a 4 individuos. Normalmente tienen inclusiones de biotita y presentan extinción ondulante y procesos incipientes de poligonización.

El feldespato potásico euhedral, que se presenta con la macla de la microclina o, a veces, con la de la microclina-Carlsbad, es poco pertítico y forma los fenocristales de mayor tamaño. Tiene inclusiones de plagioclasa y biotita dispuestas paralelamente a los bordes de los cristales a modo de textura Frasl. En los bordes y alrededor de estos fenocristales suelen desarrollarse texturas micrográficas o granofídicas.

La plagioclasa se presenta en cristales idiomorfos de hábito isométrico. Tiene siempre la macla de la albita y presenta procesos de sustitución parcial por feldespato potásico; también presentan procesos de sericitización, moscovitización y alteración de zoisita - clinozoisita.

La biotita se encuentra con hábitos rectangulares, con pleocroismo que va de marrón rojizo a amarillo claro y con signos de deformación: líneas de exfoliación dobladas y extinción

ondulante. Tiene inclusiones de apatito y circón, estos últimos con halo pleocróico. En general, están muy cloritizadas, con formación de rutilo sagenítico; a veces se desarrolla clorita vermiculítica.

3.3.3. Diques de Cuarzo (Sierros) (3)

Los diques de cuarzo son muy frecuentes y característicos en la parte oeste de la provincia de Salamanca, denominados popularmente "Sierros" ya que muchas veces son los únicos relieves positivos desarrollados en la penillanura salmantina. GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1971) describen este tipo de formaciones considerándolas como gigantescos "gash" de tensión.

Los diques se encuentran sobre todo en materiales graníticos o gneísmicos, siendo muy escasos los que se encuentran encajados en las rocas metasedimentarias, limitados prácticamente a pocos metros del contacto con el granito o a cuando atraviesan niveles potentes de cuarcitas. En las partes altas de los Sierros afloran diques de cuarzo, de entre 2 y 20 m de potencia, o bien un haz denso de filoncillos de cuarzo, todo ello embebido en la roca de caja fuertemente alterada. En general, presentan características comunes y bastante constantes:

- Presentan una longitud variable, desde varios km. a unos cientos de m., con recorridos de formas sigmoidales en detalle.
- Tienen una dirección muy constante NNE-SSO y son subverticales, pudiendo encontrarse buzamientos de 50 a 90° tanto al este como al oeste. Intruyen a favor de fracturas, que según PARGA (1969) son de edad tardihercínica.
- Están formados por cuarzo lechoso, muchas veces calcedonizado, y no son infrecuentes las manchas de óxidos de hierro. GONZALO y LÓPEZ PLAZA (1983) indican que algunos de estos diques están mineralizados.
- A menudo el cuarzo está milonitizado o brechificado evidenciando rejuegos posteriores de las fracturas.

En esta Hoja los diques de cuarzo más importantes se encuentran en la mitad oriental, al norte de la Cizalla de Juzbado. El dique que comienza en Peñamecer y termina en La Sagrada tiene una longitud de más de 10 km. y en su mitad sur pueden apreciarse las trayectorias sinuosas que desarrolla, pero el dique de Añover de Tormes alcanza los 15 km en esta Hoja y se desarrolla otro tanto en la Hoja de Almeida, situada al norte. En este último se reconocen ramificaciones y anastomosamientos cerca de Añover. Es de destacar el dique de cuarzo que, con dirección anómala N70° E, forma la Peña de Doñinos.

3.4. ROCAS METAMÓRFICAS

3.4.1. Introducción

Las rocas hercínicas que afloran en esta Hoja fueron afectadas por un metamorfismo regional sincrónico con el desarrollo orogénico, a partir del cual se generaron el conjunto de rocas

metamórficas descritas anteriormente en el capítulo de Estratigrafía. Nuevamente las características y la evolución del metamorfismo son muy diferentes a ambos lados de la Cizalla de Juzbado.

En el dominio Norte se encuentra un área metamórfica de alto grado, con migmatización generalizada al menos en las rocas gneíscas que son las más abundantes, no obstante todas las rocas de alto grado sufrieron posteriormente una retrogradación que determinó las paragenesis que se pueden observar actualmente en las rocas, en condiciones de la parte alta de los esquistos verdes. La historia prograda del metamorfismo únicamente ha quedado marcada en esta Hoja por la producción de fundidos y los relictos o pseudomorfos de minerales como sillimanita y cordierita.

En el dominio sur la situación es mucho más sencilla, las rocas sólo fueron afectadas por un metamorfismo progrado de bajo grado sincinemático con las fases principales de la deformación, localmente modificado por el efecto térmico de la intrusión de los granitos en aureolas estrechas alrededor de ellos.

En la banda afectada por la Cizalla de Juzbado se produjo otra retrogradación de los materiales de alto grado y una acomodación de la roca del dominio sur a las condiciones de la parte baja-media de la facies de los esquistos verdes en que se desarrolló la acción de la cizalla.

3.4.2. Dominio Norte

En este dominio las rocas metamórficas más abundantes son los gneises glandulares que en mayor o menor grado presentan siempre evidencias de migmatización tales como segregaciones graníticas leucosómáticas, bandeados estromáticos que pueden o no estar plegados y estructuras "augen" o "schlieren" (MEHNERT, 1968).

Las texturas de los gneises son granoblásticas foliadas en general, con la foliación definida por la orientación preferente de la biotita, de la sillimanita y en algún caso por las dimensiones mayores de los agregados feldespáticos que constituyen las glándulas. La asociación mineral más común que se encuentra es:



En algún caso se ha encontrado pequeños cristales de andalucita sin relación visible con la sillimanita.

El feldespato potásico es siempre microclina y la plagioclasa tiene una composición que varía entre albita y oligoclasa ácida; los recrecimientos mirmecíticos en las plagioclasas suelen ser abundantes, sobre todo en las muestras más granitizadas. Las biotitas forman lepidoblastos que, como ya se ha dicho, definen los planos de foliación pero muchas veces muestran texturas decusadas de recristalización estática. La sillimanita se presenta sobre todo en haces fibrolíticos que pueden estar plegados, o también en pequeños cristales prismáticos y puede

encontrarse en intercrecimientos con la biotita o incluida en feldespatos, sobre todo potásicos. La cordierita está sistemáticamente pseudomorfizada por un agregado de grano grueso de moscovita o de moscovita y biotita, pocas veces pinnitizada y se presenta generalmente en granos subidiomorfos de diverso tamaño dispersos en la matriz aunque también puede encontrarse como inclusiones en feldespato potásico y plagioclasa. La moscovita es muy abundante, parece en su mayor parte secundaria y se desarrolla sobre la biotita y la sillimanita principalmente, de las que suele tener inclusiones.

El otro tipo de rocas metamórficas también presentes en este dominio, pero mucho menos abundantes, son los metasedimentos que son mayoritariamente paragneises feldespáticos con cuarzoesquistos de composición semipelítica subordinados; también se encuentran esporádicamente niveles centimétricos de rocas calcosilicatadas.

Estas rocas muestran sólo muy localmente indicios macroscópicos de migmatización y tienen siempre una foliación muy penetrativa (S_2) que frecuentemente está fuertemente plegada (D_3).

Al microscopio presenta texturas granoblásticas bandeadas o ligeramente foliadas en el caso de los paragneises y rocas calcosilicatadas y granolepidoblásticas en el caso de los cuarzoesquistos.

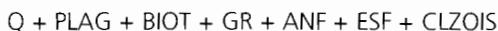
Las asociaciones minerales en los paragneises son:



En el caso de los cuarzoesquistos:



Y en las rocas calcosilicatadas:



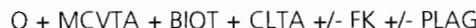
Como en el caso de los gneises glandulares, la moscovita parece en su mayor parte secundaria y no ligada a ningún proceso generador de fábricas; se encuentra en cristales de diverso tamaño, algunas veces poiquiliticos, que crecen sobre la biotita, la cordierita y la sillimanita. La biotita forma lepidoblastos que definen la foliación S_2 aunque muchas veces aparece recristalizada a agregados decusados; cuando se observan crenulaciones D_3 , los lepidoblastos de biotita están plegados y poligonizados. Cuando hay sillimanita fibrolítica forma agregados nodulosos alargados según la foliación S_2 , que como la biotita pueden estar plegados por D_3 ; también puede encontrarse plegada sobre sí misma según planos S_2 . En algún caso se ha encontrado sillimanita prismática cortando a la foliación S_2 . La andalucita, que se encuentra en más muestras que la sillimanita, y nunca con ella, suele presentarse en granos irregulares muy sericitizados en general, que no han permitido establecer sus relaciones con la foliación S_2 aunque da la impresión de ser posterior. La cordierita forma granos subidiomorfos pseudomorfizados por moscovita o fuertemente pinnitizados y sericitizados, dispersos en la matriz y que no muestran relaciones claras con la foliación S_2 .

En todo el ámbito considerado se reconocen además una serie de transformaciones minera-lógicas y estructurales que afectan tanto a las rocas metamórficas como a las graníticas, fundamentalmente la cloritización de biotitas según la reacción de CHAYES (1955) con pro-ducción de rutilo sagenítico y feldespato potásico. La cloritización se distribuye irregulares-mente y parece ir acompañada de un cierto grado de deformación que se expresa en extinción ondulante y formación de subgranos en el cuarzo y feldespatos y en el kinkado de micas. Esta deformación, con retrogradación metamórfica asociada puede atribuirse a D₄.

3.4.3. Dominio Sur

En el Dominio Sur los metasedimentos están constituidos por litologías semipelíticas y psamíticas de la Formación Aldeatejada y pelíticas, semipelíticas y cuarcíticas en el Ordovícico. En esta área, el metamorfismo es exclusivamente epizonal y no supera la zona de la biotita, exceptuando la aureola de metamorfismo de contacto de los granitos de Doñinos de Ledesma, donde puede encontrarse andalucita o en la zona inmediata al contacto de las láminas graníticas de Golpejas con andalucita y cordierita en las rocas ordovícicas.

En las rocas semipelíticas y psamíticas, que son las más abundantes, las texturas son lepidoblásticas de grano fino y muy fino, granoblásticas elongadas y granolepidoblásticas microbandeadas en la banda de deformación D₂ donde se desarrolla un bandeadado tectónico S₂. El cuarzo, la plagioclasa, el feldespato potásico y la biotita forman porfiroclastos con mucha frecuencia en las metapsamitas, evidenciando su origen clástico. La asociación mineral en las rocas semipelíticas y psamíticas preordovícicas es:



en los niveles pelíticos ordovícicos la asociación es:



y en las cuarcitas armoricanas:



En todos los tipos de roca los accesorios más frecuentes son apatito, circón, turmalina, ruti-lo, ilmenita, grafito, pirita y otros opacos.

En las zonas donde la anisotropía principal es S₁, la esquistosidad está definida por lepidoblastos de grano fino y muy fino de clorita, moscovita y biotita que son sincinemáticas con esta fase de deformación. En la banda de deformación D₂, la foliación es una esquistosidad de crenulación o un bandeadado tectónico definidos, en parte, por el crecimiento de mosco-vitas y biotitas con un tamaño de grano y cristalinidad mayores que en el caso de S₁. En las crenulaciones S₃ y S₄ la deformación se produce en condiciones de metamorfismo retrógra-do respecto a las condiciones alcanzadas durante D₂. En el caso de D₃ la crenulación se pro-

duce con blastesis de moscovita y clorita de grano fino y con D_4 ni siquiera hay neoformación de minerales sino una acumulación de óxidos y minerales insolubles en los planos que definen S_4 .

La andalucita, biotita y cordierita que se desarrollan como consecuencia del efecto térmico de la intrusión de los granitos muestran relaciones claras con S_1 y S_3 ; respecto a S_1 son siempre posteriores reconociéndose frecuentemente en los fenoblastos inclusiones de cuarzo que definen una S_{int} , paralela a S_1 , y cuando hay crenulaciones D_3 están siempre rodeadas por ellas, desarrollando sombras y colas de presión. Respecto a S_2 las relaciones blastesis-deformación son más difusas, encontrándose unas veces fenoblastos alargados paralelamente a S_2 mientras que otras veces contienen a los planos S_2 , por lo que puede deducirse que los granitos se emplazaron en su posición actual durante etapas tardías del desarrollo de la segunda fase de deformación.

3.4.4. La zona de cizalla de Juzbado

Además de un importante accidente tectónico y debido a su amplitud (hasta 4000 m), la Cizalla de Juzbado puede considerarse una auténtica zona metamórfica con características propias. Como se explicará en el capítulo de geología estructural, en relación a la acción de la cizalla se producen en las rocas de las zonas menos deformadas, fábricas miloníticas y filoníticas definidas, por finos agregados de cuarzo (ribbons), lepidoblastos de pequeño tamaño de clorita y moscovita y peces de mica de biotita y moscovita previas.

En las zonas más deformadas la roca original ha sufrido una intensa transformación de la asociación mineral previa con formación de fases características de la facies de los esquistos verdes, como cuarzo, moscovita, microclina, albita y clorita. Se trata de reacciones retrógradas favorecidas por la movilidad de fluidos en la zona de cizalla que ocasionan transformaciones de biotita en clorita, de feldespatos en moscovitas, de plagioclasa cálcica en otras más sódicas y de sillimanita y cordierita en agregados sericíticos y pinníticos de grano muy fino, acompañadas por la formación adicional de abundantes opacos como subproductos.

3.4.5. Evolución temporal

El conjunto de materiales estudiados registra parte de la trayectoria prograda y fundamentalmente la parte retrógrada de la evolución de las condiciones de metamorfismo ligada al desarrollo de la deformación hercínica. De acuerdo con las observaciones obtenidas en áreas cercanas (Villavieja de Yeltes, Aldeadávila de la Ribera y Fermoselle), resulta apropiado subdividir el ciclo metamórfico en tres etapas de blastesis: M1, M2 y M3, entendidas como estadios de un continuo evolutivo correspondientes a otras tantas etapas en la evolución del orógeno.

La etapa M1, reconocible en esta Hoja en el Dominio Sur, es contemporánea con el desarrollo de la primera fase de deformación (pliegues vergentes y probablemente zonas de cizalla dúctiles compresionales en las zonas profundas) y se caracteriza por la aparición de clorita.

ta y biotita sincinemáticas (también granate, estaurolita y sillimanita en áreas adyacentes de mayor grado) que caracterizan un primer segmento de la trayectoria prograda cuyo sentido horario es propio del engrosamiento orogénico de la corteza continental (ENGLAND y THOMPSON, 1984). En el dominio norte, únicamente, se reconoce esta etapa en las filonitas sincinemáticas con S_2 de los metasedimentos y sobre todo en la producción de fundidos graníticos en los gneises glandulares. Las condiciones obtenidas en rocas de mayor grado metamórfico en las áreas citadas establecen un régimen bárico de presiones intermedias, algo menores a las del tipo Barroviense típico.

En todo el dominio norte se reconocen asociaciones minerales con sill/and + cord + mcvta, cuyo desarrollo tiene lugar de forma tardía y posteriormente a la segunda fase de deformación, que en esta región es una zona de cizalla cortical subhorizontal con carácter extensional (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992). Estas asociaciones minerales caracterizan la etapa metamórfica M2 y puesto que las condiciones del metamorfismo M1 en esta zona alcanzaron la isograda de Sill + FK, tienen un cierto carácter retrógrado. En todo el dominio considerado la etapa M2 se desarrolla en condiciones de la facies de las anfibolitas y con un régimen de baja presión de tipo Abukuma.

Finalmente, se reconoce una tercera etapa metamórfica M3 con un desarrollo ligado a las áreas afectadas por las fases de deformación tardías: La Cizalla de Juzbado y D_4 . Las transformaciones minerales más extendidas ligadas a esta etapa son la cloritización de biotita, la sericitización y moscovitización de plagioclásas y andalucitas y la pinnitización de cordieritas. Estas transformaciones van ligadas a fenómenos de deformación tales como extinción ondulante y formación de subgranos en el cuarzo y feldespato potásico y a kinkado de micas que fuera de las zonas de cizallas pueden atribuirse a D_4 .

3.5. GEOQUÍMICA

El estudio geoquímico en esta Hoja, se ha realizado exclusivamente de los granitoides diaxíticos y anatexíticos que ocupan un gran área y los materiales de composición básica o intermedia que afloran como pequeños cuerpos intruidos en ellos.

3.5.1. Rocas básicas e intermedias

Se trata de rocas sobresaturadas en sílice (tabla 1), con contenidos en cuarzo normativo desde bajos en las cuarzomonzonitas (diagrama QAP de la figura 4) a muy bajos en la monzodiorita. Las primeras son débilmente peralumínicas, mientras que la segunda es metalumínica, y su contenido en titanio (ilmenita normativa) y calcio (anortita y diópsido normativos) crece con la basicidad. El fósforo va a presentar un comportamiento radicalmente distinto al que habitualmente se observa en los granitoides, decreciendo el contenido en apatito normativo con el índice de diferenciación, posiblemente por sustracción durante los procesos reaccionales que a continuación describiremos.

Las tres muestras analizadas y proyectadas en el diagrama QAP describen una pauta de enriquecimiento en cuarzo y feldespato alcalino hacia las composiciones de los granitos enca-

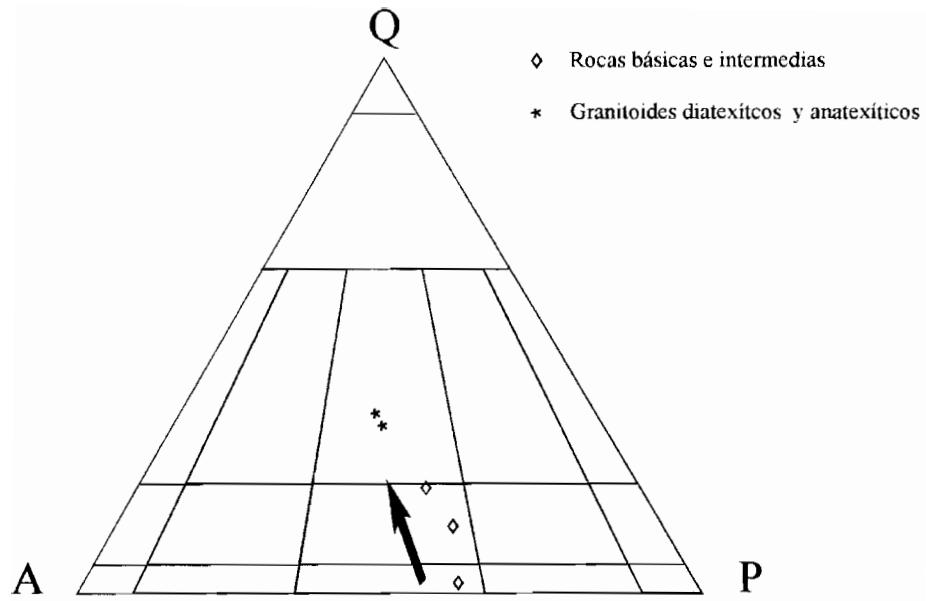


Fig. 4: Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976)

jantes; lo cual, unido a las observaciones petrográficas que señalan una cierta zonación en los cuerpos, con presencia de anfíbol en las rocas metalumínicas interiores mientras que hacia los bordes reacciona (potasificación) para dar biotita en rocas de composición ya peralumínica, indica un proceso de contaminación (enriquecimiento en álcalis y sílice), tanto de origen ígneo como metasomático, con los monzogranitos migmatíticos encajantes.

En el diagrama ternario Rb, Ba, Sr (BOUSEILY y SOKKARY, 1975) para la clasificación de rocas graníticas en función de su grado de diferenciación (Fig. 5), también quedan reflejadas todas las observaciones compositionales y genéticas que han sido argumentadas anteriormente. Así, en estas rocas básicas e intermedias proyectadas en el diagrama dentro del campo de las cuarzodioritas, se puede observar una ligera trayectoria de diferenciación desde el término más básico monzodiorítico hasta los más ácidos de tipo cuarzomonzonítico. El incremento de Ba frente a Sr (tabla 2) de los términos más ácidos respecto a los básicos viene condicionado por la entrada del ion Bario en la estructura del feldespato potásico, en el cual están enriquecidos dichos términos.

Por otro lado, la proyección de una de las muestras en el campo de los granitos anómalos, apoya la idea de la intervención de procesos metasomáticos y de contaminación durante la evolución de estas rocas.

En cuanto al posible origen tectónico de dichas rocas, el diagrama de discriminación Rb-Y+Nb de la figura 6, muestra como estas rocas básicas e intermedias se proyectan en un área que se corresponde justo con el límite de separación de campos pertenecientes a granitos generados en ambiente tectónicos distintos: zonas de arco volcánico y zonas colisionales

Las cuarzomonzonitas y monzodioritas son granitos de tipo colisional generados durante la Orogenia Hercínica. Su composición mineralógica de carácter más básico que el resto de granitos cartografiados en la Hoja, hace que dichas rocas se proyecten en el campo de los granitos de arco volcánico aunque no sea éste su verdadero origen tectónico. El cambio en la mineralogía de estas rocas respecto al resto de granitos ácidos no ha sido aún explicado, aunque es posible que su origen esté relacionado con la fusión parcial de una corteza inferior en etapas de relajación termal que siguen a los estados de colisión.

3.5.2. Granitoides diatexíticos y anatexíticos

Son rocas sobresaturadas en sílice, peralumínicas, con valores normativos intermedios (para una roca granítica) de cuarzo y corindón normativos, y moderados de hiperstena normativa. La relación Or/Ab es mayor que 1 y el contenido en fosfórico tiende a ser elevado con respecto a los otros granitos de la zona, posiblemente por asimilación de rocas básicas, pero siempre inferior al de estas (tabla 1).

Su proyección en el diagrama QAP (Fig. 4) permite clasificarlos como monzogranitos.

Se trata de granitos fuertemente diferenciados tal y como muestra el diagrama Rb-Ba-Sr de la figura 5, enriquecidos en feldespato potásico y por lo tanto con una relación Rb/Ba alta.

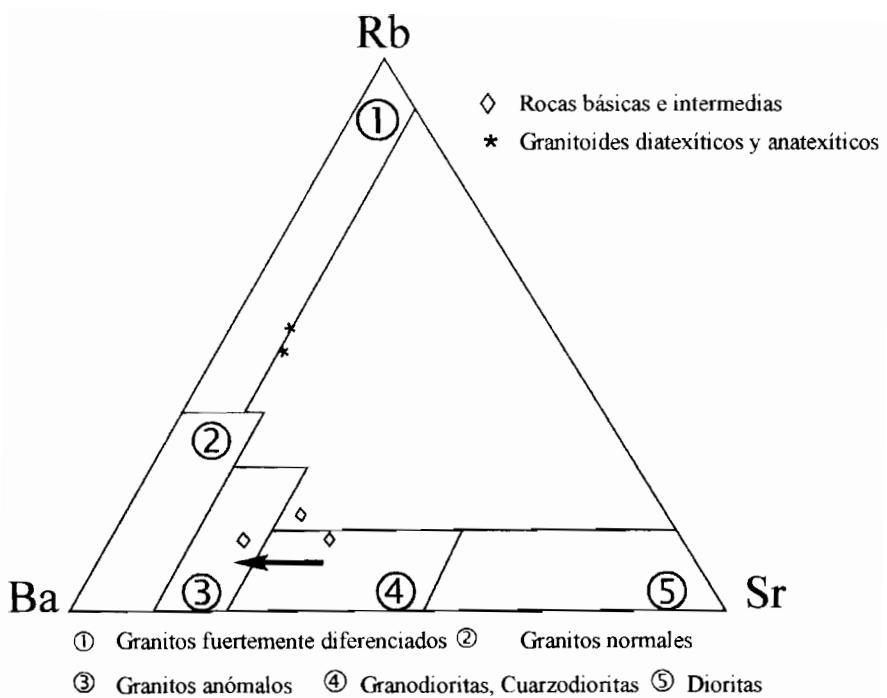


Fig. 5: Diagrama Rb-Ba-Sr (BOUSEILY y SOKKARY, 1975)

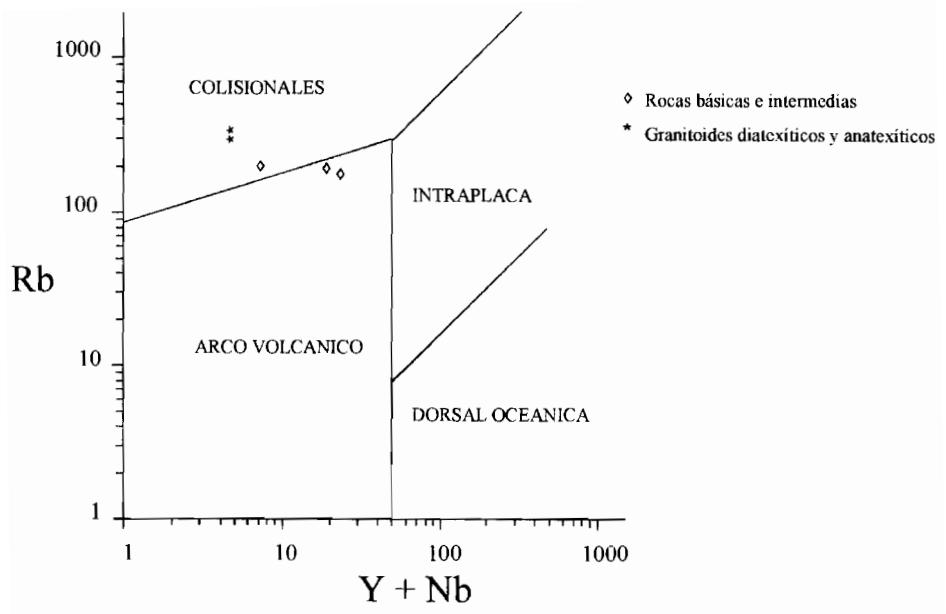


Fig. 6: Diagrama de interpretación tectónica (PEARCE et al., 1984)

Al igual que las rocas básicas e intermedias que intruyen en éstos, son granitos sincollisionales (Fig. 6), emplazados durante las etapas deformacionales de la Orogenia Hercínica, y en los que se puede reconocer un grado importante de deformación dúctil marcada principalmente por la extinción ondulante de cuarzos y feldespatos y kinkado de micas.

TABLA 1

Nº	9035	9036	9012	9033	9034
SiO ₂	72.26	71.94	65.29	62.44	58.25
TiO ₂	0.20	0.21	0.60	0.74	0.83
Al ₂ O ₃	14.61	14.72	15.90	16.79	1
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.40	1.46	3.56	4.24	5.17
MnO	0.02	0.01	0.04	0.05	0.08
MgO	0.42	0.46	1.96	2.48	3.88
CaO	1.69	0.82	2.16	2.87	4.21
Na ₂ O	3.44	3.52	3.64	3.91	4.23
K ₂ O	5.32	5.38	4.87	4.66	4.02
P ₂ O ₅	0.37	0.34	0.34	0.47	0.54
H ₂ O	1.00	0.88	1.11	0.80	0.65
Total	99.73	99.74	99.47	99.45	99.31
Q	29.79	28.32	16.33	10.31	1.34
Or	31.44	31.79	28.78	27.54	23.76
Ab	29.11	29.79	30.80	33.09	35.79
An	1.01	1.85	8.50	11.17	16.76
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50
Hy	3.32	3.50	10.50	12.83	17.69
Il	0.38	0.40	1.14	1.41	1.58
Ap	0.86	0.79	0.79	1.09	1.25
C	2.82	2.43	1.53	1.22	0.00
ID/TT	90.34	89.90	75.91	70.93	60.89
FEMG	0.62	0.61	0.47	0.45	0.39
A	82.80	82.26	60.66	56.05	47.69
F	13.23	13.49	25.37	27.73	29.88
M	3.97	4.25	13.97	16.22	22.43

– Granitoides diatexíticos y anatexíticos: 9035, 9036.

4. TECTÓNICA

4.1. INTRODUCCIÓN

A excepción de los sedimentos cuaternarios, todas las rocas que afloran en esta Hoja han sufrido deformaciones en mayor o menor grado. Los materiales terciarios fueron afectados por fracturaciones y basculamientos durante la Orogenia Alpina, mientras que los metasedimentos y ortogneises, de edades que van del Precámbrico Superior al Ordovícico - Silúrico,

TABLA 2

Nº	9035	9036	9012	9033	9034
Li	70	72	86	106	58
Rb	307	288	190	189	175
Be	3	3	3	2	5
Sr	62	71	359	528	552
Ba	238	266	702	956	851
Y	5	5	9	8	8
Zr	101	116	268	308	224
Nb	0	0	12	0	15
Pb	52	36	50	43	40
V	8	9	49	60	83
Cr	4	4	37	39	71
Co	1	1	8	10	17
Ni	5	5	16	20	42
Cu	4	4	13	15	24
Zn	69	75	88	92	100
B	12	9	8	8	7
F	840	938	1196	1297	1235

- Rocas básicas e intermedias: 9012, 9033, 9034.

así como los granitoideos, fueron intensamente afectados durante la Orogenia Hercínica por una compleja secuencia de fases de deformación, acompañada por un metamorfismo regional, que transformó profundamente sus características originales. Por otra parte, a escala regional, numerosos autores han reconocido una deformación prehercínica, denominada fase Sárdica, de edad Cámbrico Superior, que en esta Hoja afecta a los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico.

4.2. DEFORMACIÓN PREHERCÍNICA

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

La discordancia Sárdica se manifiesta como una discordancia cartográfica en la región de Salamanca y sólo muy localmente, como por ejemplo en el Sinclinal de Tamames, puede observarse una discordancia angular a escala de afloramiento. En otros muchos casos, la discordancia puede deducirse de la diferente inclinación que muestra la lineación de intersección L₁ entre la primera esquistosidad hercínica y la estratificación, en los niveles Ordovícicos y en su sustrato.

A partir de la dispersión de las lineaciones L_1 en la región de Tras-os-Montes (Portugal), RIBEIRO (1974) deduce la existencia de pliegues Sárdicos, con direcciones que van de E-O a NE-SO y con geometría en cofre, con crestas planas bastante anchas donde L_1 es subhorizontal y flancos subverticales donde L_1 exhibe fuertes inmersiones. Esta geometría en cofre podría deberse, en opinión del autor citado, a la adaptación de la cobertura a un zócalo fracturado en "horsts" y "grabens" en una etapa distensiva.

En esta Hoja, la pésima calidad de los afloramientos no permite las observaciones del contacto inferior de las cuarcitas Ordovícicas del sinclinal de Villamayor. Por otra parte la existencia de una banda de deformación de segunda fase hercínica, que atraviesa la mayor parte del sinclinal y una parte importante del sustrato en el flanco sur, impide conocer la disposición original de la lineación L_1 en el área de Villamayor. No obstante, en la zona donde L_1 puede ser reconocida, como por ejemplo al NE de la localidad de Espino de los Doctores, la lineación de intersección se mantiene subhorizontal o con inmersiones muy pequeñas, siempre menores de 20°, tanto al E como al O. Estos hechos permiten deducir que en el área del Sinclinal de Villamayor la discordancia Sárdica no se manifiesta existiendo un paralelismo entre los niveles del Ordovícico y los de la Formación Aldeatejada, con una laguna estratigráfica entre ellos que abarca desde parte del Cámbrico inferior hasta la base del Ordovícico.

4.3. DEFORMACIÓN HERCÍNICA

4.3.1. Introducción

La Orogenia Hercínica es la principal responsable de la mayoría de los eventos tectónicos reconocibles en esta Hoja. De acuerdo con numerosos autores que han trabajado en el macizo hercínico peninsular (RIBEIRO, 1974; MARCOS, 1973; MARTÍNEZ CATALÁN, 1981; DÍEZ BALDA, 1986) la orogenia se resuelve en tres fases de deformación principales seguidas de otras de menor entidad. La primera fase (D_1) produce pliegues, de dirección NO-SE, vergentes al NE, la segunda fase (D_2) zonas de cizalla subhorizontales en los niveles profundos y la tercera (D_3) pliegues, también NO-SE, subverticales o ligeramente vergentes al NE. Además de estas tres fases principales, en esta Hoja se reconoce un accidente de desgarre de primera magnitud que afecta a los terrenos con posterioridad a las fases principales. la Zona de Cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo. Por último, se reconoce una cuarta fase de deformación (D_4) que produce pliegues de dirección norteada de escasa intensidad.

4.3.2. Estructura general

El rasgo fundamental de la estructura hercínica de esta Hoja es la Cizalla de Juzbado, que constituye una línea tectónica de primer orden que divide en dos los terrenos hercínicos del zócalo. Ambos labios de la Cizalla de Juzbado forman dos dominios con características estructurales, metamórficas y magmáticas sensiblemente distintas.

En el dominio norte la estructura general está determinada por una foliación, prácticamente omnipresente, que se mantiene más o menos paralela a los contactos litológicos y que se

encuentra doblada por un sistema de pliegues relativamente abiertos de dirección entre N80° E y N120° E con suave vergencia al Norte (D_3).

En el Dominio Sur, los patrones de afloramiento están determinados por las estructuras de primera fase (pliegues) con direcciones y vergencias similares a las que se encuentran en el dominio Norte pero que únicamente dobran a la estratificación.

En la Zona de Cizalla de Juzbado se encuentra una banda de unos 4 Km. de ancho en la que todas las estructuras están reorientadas o se ha desarrollado una fábrica nueva con la dirección de la cizalla: N70° E y fuerte buzamiento al Sur.

4.3.3. Fases principales de deformación

4.3.3.1. Dominio Norte

En el Dominio situado al norte de la zona de cizalla se reconoce, como estructura de referencia generalizada, una foliación que afecta a todas las rocas metamórficas y a una parte importante de los granitos. Esta foliación puede reconocerse claramente como una S_2 en microlitones menos deformados en algunas muestras de metasedimentos y en algunos porfiroblastos rodeados por la foliación, que muestran una esquistosidad interna. Esta foliación S_2 se encuentra doblada por unos pliegues de dirección aproximadamente E-O, de los que se reconocen dos estructuras mayores, un sinforme en el área de los Baños de Calzadilla y un antiforme al sur de Villaseco de los Reyes, ambos desarrollados en granitoides diatexíticos. En los gneises y en los metasedimentos se reconocen numerosos pliegues de pequeña escala que dobran a la S_2 y que, por tanto, se atribuyen a D_3 .

Segunda fase de deformación (D_2)

No existen en este Dominio estructuras que puedan atribuirse a una primera fase de deformación, exceptuando los relictos ya comentados. Así pues, la estructura más evidente y generalizada en el Dominio Norte en esta Hoja, se considera una foliación de segunda fase S_2 , si bien en muchos casos en los que no se observa una estructura previa puede tratarse de una S_{1+2} . Además algunos pliegues intrafoliares o que tienen a esta foliación como plano axial, se consideran también de segunda fase. Por último, algunas cizallas dúctiles que desarrollan milonitas, reconocidas en el área de La Riverita, se interpretan como los últimos movimientos asociados a esta fase.

La foliación S_2 presenta una tipología muy variada en esta zona, en función de los materiales a los que afecta, el grado metamórfico en que se ha desarrollado y las transformaciones que pueda haber sufrido en episodios tectónicos y metamórficos posteriores.

En los metasedimentos, la foliación S_2 es sistemáticamente un bandeados tectónico en los niveles cuarzofeldespáticos o una "schistosity" en los términos más esquistosos. En muchas ocasiones la foliación está remarcada por el desarrollo de niveles de composición granítica -

leucosomas- paralelos a la foliación. En el primer caso, la foliación está definida por la alternancia de bandas de espesor milimétrico de composición cuarzofeldespática con otras micáceas-sillimaníticas; en las bandas cuarzofeldespáticas es posible observar arcos poligonales de mica e incluso charnelas que doblan a una estructura previa (S_1). En los esquistos, la foliación está definida por la orientación preferente de lepidoblastos de biotita y nematoblastos de sillimanita, así como por la dimensión mayor de los granos de cuarzo y feldespato. Las venas de leucosoma, con espesor que varía entre varios milímetros y algunos centímetros, muestran una deformación interna muy diversa; existen niveles con fuerte deformación y una fábrica de forma, paralela a la del encajante, otros que desarrollan una fuerte orientación de micas sin deformación aparente de los otros minerales y, por último, algunas venas de leucosoma que tienen una fábrica prácticamente isótropa.

En el caso de los gneises glandulares, la estructuración producida por la segunda fase adopta formas muy variadas debido a las diferencias de facies, al grado de migmatización y a la superposición del plegamiento D_3 , muy intenso en algunas zonas. En la mayoría de los casos, S_2 se manifiesta como una foliación más o menos continua, marcada por agregados biotítico-sillimaníticos que rodean a los porfiroclastos de feldespato. Esta foliación puede dar lugar en unas ocasiones a un bandeado y en otras a una esquistosidad en dominios con una disposición anastomosada alrededor de los porfiroclastos. Cuando la migmatización no es muy fuerte se reconoce una fábrica de forma que afecta a las glándulas feldespáticas y a los minerales de la matriz. Si la migmatización es intensa, se producen tránsitos graduales a granitoides diatexíticos con una foliación marcada por abundantes schlierens o bandeados compositionales sin fábrica de forma. En las zonas donde el plegamiento D_3 es penetrativo, se observan numerosas charnelas que afectan a S_2 y cuando ésta es discontinua resulta difícil distinguir si la foliación es S_2 plegada o se ha desarrollado una S_3 .

En los granitos y leucogranitos pertenecientes al grupo de las "láminas graníticas sin- D_2 " la foliación S_2 suele manifestarse como una fábrica de forma definida por la orientación dimensional preferente del cuarzo y feldespatos así como de las escasas biotitas existentes, aunque puede ocurrir que la anisotropía esté únicamente definida por una orientación de la biotita.

Los términos diatexíticos dentro del conjunto de granitoides diatexíticos y anatexíticos, muestran una foliación generalizada marcada predominantemente por la disposición orientada de los schlierens, en los que incluso pueden observarse pliegues intrafoliares. En los casos más leucocráticos, las diatexitas muestran un bandeado textural, fundamentalmente en tamaño de grano, que representa la S_2 .

En las rocas intermedias, la deformación de segunda fase es muy heterogénea, concentrándose en bandas que suelen disponerse en las partes externas de los macizos. En estas bandas la foliación S_2 es muy penetrativa llegando a adquirir en algunos casos un carácter casi milonítico.

En algunos casos, sobre la foliación S_2 se desarrolla una lineación de estiramiento L_2 que puede estar marcada por el alargamiento de los feldespatos o de su sombra de presión en los gneises glandulares o como una lineación mineral definida por nematoblastos de sillimanita.

nita en los metasedimentos y diatexitas. Esta lineación L_2 tiene direcciones predominantes NO-SE con suaves inmersiones al SE.

Los pliegues D_2 son muy escasos y sólo pueden observarse en los metasedimentos y en alguna ocasión en los granitoides diatexíticos. Son pliegues siempre de pequeña escala, isoclinales y en su mayor parte intrafoliares. Tienen direcciones que varían entre E-O y N130° E, pero siempre son paralelos a la dirección de S_2 . Sus ejes tienen dirección NO-SE y son subhorizontales o con una pequeña inmersión al SE. No se han encontrado pliegues en vaina.

En cuanto a las cizallas de La Riverita, son bandas miloníticas de espesor métrico paralelas a la foliación S_2 , con la lineación milonítica en dirección NO-SE con inmersión al SE, casi en la dirección de buzamiento y con criterios cinemáticos (S-C) que indican sistemáticamente movimiento del bloque superior hacia el SE. Dado que S_2 en las diatexitas en las que se desarrollan estas cizallas es una foliación de alto grado y que las cizallas aunque dúctiles, son de menor temperatura, se interpretan como los últimos movimientos asociados a esta fase.

Tercera fase de deformación (D_3)

La tercera fase de deformación produce en esta zona un plegamiento de la foliación S_2 que se manifiesta a todas las escalas. Este plegamiento sigue una dirección aproximadamente E-O con los planos axiales subverticales o buzando fuertemente al Sur, pero que en la parte septentrional tienden a disminuir el buzamiento hasta unos 50° al Sur. Las líneas de charnela parecen variar bastante de inmersión encontrándolas tanto al E como al O. Prácticamente nunca va acompañado de esquistosidad, pero puede desarrollarse una lineación de crenulación en los materiales más anisótropos como metasedimentos o gneises glandulares.

Los patrones de afloramiento en este dominio están determinados en gran parte por el desarrollo de megaestructuras de esta fase, de las que se han reconocido dos: el sinforme de los Baños de Calzadilla y el antiforme de Villaseco de los Reyes. Ambos están pobemente definidos debido a que se desarrollan en granitoides diatexíticos de muy baja anisotropía y a que la deformación se produjo en condiciones de alta temperatura. Son pliegues asimétricos con vergencia al Norte, con el flanco Norte subvertical y el flanco Sur de bajo buzamiento.

En la zona noreste de la Hoja, al Este de la falla de Añover, se reconocen en los gneises glandulares pliegues suaves de esta fase de un orden menor que los comentados en el párrafo anterior.

4.3.3.2. Dominio Sur

Al Sur de la zona de cizalla la estructura más penetrativa y mejor desarrollada es la esquistosidad primaria S_1 , que es el plano axial de unos pliegues, de los que el más importante es el Sinclinal de Villamayor. Estos pliegues tienen dirección NO-SE y son ligeramente vergentes al NE. En todo el flanco sur del sinclinal de Villamayor puede reconocerse una banda de deformación de segunda fase, a la que va asociada una esquistosidad de crenulación S_2 , que

con una dirección subparalela a la de las estructuras D_1 , tiene un buzamiento suave al NE. Tanto S_1 como S_2 se encuentran afectadas irregularmente por pliegues suaves y crenulaciones de dirección N120° E y N-S, D_3 y D_4 respectivamente.

Primera fase de deformación (D_1)

En la mayor parte del dominio situado al Sur de la Cizalla de Juzbado, las estructuras desarrolladas son pliegues que doblan únicamente a la estratificación y que van acompañados por una esquistosidad de plano axial (S_1) con carácter de cleavage primario.

La dirección de los pliegues y de la esquistosidad de primera fase es variable debido al efecto del replegamiento D_4 y a la reorientación producida en las inmediaciones de la Cizalla de Juzbado. En general se mantiene aproximadamente E-O y en las zonas donde el efecto de las deformaciones tardías es menor la dirección es NO-SE, aproximadamente N120° E. El buzamiento de la esquistosidad es también variable por las mismas razones por las que lo es la dirección, pero puede estimarse un buzamiento general de unos 60° al Sur. Las líneas de charnela de estos pliegues se mantienen subhorizontales, así como la lineación de intersección estratificación - esquistosidad L_1 .

En la Formación Aldeatejada los pliegues D_1 son asimétricos, con vergencia al Norte y desarrollo de flancos inversos; la longitud de onda es de unos 1500 m y el ángulo entre flancos es de unos 45°.

El Sinclinal de Villamayor, construido sobre los materiales Ordovícicos, es en cambio simétrico y con un ángulo entre flancos de unos 85°, no obstante este sinclinal está afectado por una banda de deformación de segunda fase y por importantes pliegues D_4 por lo que su geometría original podría haber sido distinta.

La esquistosidad S_1 se manifiesta como tipos distintos en función de la litología de las rocas. En las cuarcitas Ordovícicas la S_1 se presenta como una esquistosidad grosera ("rough cleavage") poco manifiesta a simple vista y al microscopio marcada por los escasos filosilicatos existentes; el cuarzo presenta extinción ondulante pero no una orientación dimensional. En las pizarras ordovícicas, S_1 es un slaty cleavage definido por la fuerte orientación de todos los componentes de la roca. En los niveles semipelíticos y psamíticos de la Formación Aldeatejada se desarrolla un slaty cleavage grosero definido por la orientación de las micas y de las sombras de presión alrededor de los granos de cuarzo y fragmentos de roca que, a menudo, también tienen una cierta orientación dimensional.

Segunda fase de deformación (D_2)

En esta Hoja, en este Dominio sólo se encuentra una banda de deformación asociada a la segunda fase, de unos 500 m de potencia, que discurre con dirección NO-SE afectando a la mayor parte del Sinclinal de Villamayor, sobre todo en su flanco Sur. En esta banda de deformación, con buzamiento generalmente muy suave al Norte, la estructura más desarrollada es

una esquistosidad de crenulación S_2 que en algún caso como él de las cuarcitas Armorianas en Golpejas, llega a adquirir características miloníticas con desarrollo de una importante lineación de estiramiento L_2 , también con dirección NO-SE y suave inmersión al SE.

La banda de deformación muestra una clara zonación más o menos simétrica con una banda central de alta deformación donde se encuentran fábricas miloníticas en las cuarcitas y un fuerte bandeados tectónico en los materiales más esquistosos, flanqueada por encima y por debajo por zonas en las que la deformación disminuye rápidamente y se manifiesta como una débil esquistosidad de crenulación que afecta a S_1 .

En las zonas de mayor deformación pueden reconocerse pliegues, siempre de pequeña escala y muchas veces isoclinales e intrafoliares, con plano axial paralelo a la esquistosidad S_2 y ejes de dirección variable entre N70° E y N130° E subhorizontales o con suave inmersión al E o SE. Los pliegues más abiertos suelen ser asimétricos y observados en planos paralelos a la dirección de estiramiento muestran una asimetría con vergencia al E o SE.

Al microscopio, la esquistosidad S_2 en las cuarcitas está definida por la fuerte orientación dimensional de los granos de cuarzo, a veces con morfología de "ribbons", y de todos los filosilicatos. En los esquistos, S_2 se manifiesta como un bandeados composicional en el que alternan niveles milimétricos cuarcíticos con otros más micáceos, en los niveles micáceos se reconocen numerosos relictos de una esquistosidad previa (S_1) fuertemente creñulada.

Tercera fase de deformación (D_3)

En este Dominio la tercera fase de deformación se manifiesta sólo muy local e irregularmente como bandas de crenulación muy débil, de dirección NO-SE subverticales y con los ejes subhorizontales, que prácticamente nunca llegan a dar una esquistosidad de crenulación S_3 a escala microscópica. Estas bandas de crenulación son relativamente abundantes en las cercanías del contacto con el macizo granítico de Doñinos de Ledesma, observándose claramente como la crenulación es posterior a los fenoblastos de andalucita asociados al metamorfismo de contacto de estos granitos.

Las pequeñas oscilaciones en el buzamiento de la esquistosidad S_2 en el Sinclinal de Villamayor, donde se observan buzamientos tanto al Norte como al Sur, se deben probablemente a esta fase de plegamiento, con unos pliegues muy abiertos, de ángulo entre flancos de unos 145° y con la dirección regional de D_3 .

4.3.4. La zona de cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo

Como ya se ha indicado, la Zona de Cizalla de Juzbado (Cizalla de Juzbado) es, con mucho, el rasgo estructural hercínico más importante de esta Hoja. Se trata de un cizallamiento dúctil sinistro que puede seguirse más de 200 km., cortando todo el basamento aflorante de esta parte del macizo hercínico.

La Cizalla de Juzbado es un accidente que sigue una dirección media N70° E (IGLEIAS y RIBERO, 1981), con un desplazamiento, predominantemente horizontal, de un centenar de km. (VILLAR et al., 1992). Se trata de un accidente esencialmente tardío, posterior a las fases principales de deformación hercínica, pero anterior a la última fase dúctil (D_4) (VILLAR et al., 1992).

En esta Hoja, la Cizalla de Juzbado muestra una geometría relativamente compleja debido a las ramificaciones que presenta (ver esquema tectónico). La banda principal de la cizalla discurre desde Juzbado, al Este, hasta Villasdardo, al suroeste. La otra banda importante, también sinistra y denominada Zona de Cizalla de Ledesma (ZCL), se reconoce desde un punto situado 2 km. al norte de San Pelayo de Guareña hasta la localidad de Zafrón, donde converge con la rama principal; a su vez esta banda de Ledesma sufre una pequeña ramificación hacia el Norte en las proximidades de Añover de Tormes. Por otro lado, se encuentran zonas de cizalla subordinadas, de carácter dextro, que se interpretan como conjugadas y de las que en esta Hoja se reconocen dos: la primera al oeste de Villasdardo y la segunda al suroeste de Añover en el caserío de Cuadrilleros.

La rama principal sigue una dirección media N70° E, aunque en su mitad occidental tiende a ponerse E-O. Los planos de cizalla siguen esta dirección con oscilaciones de $\pm 20^\circ$, sobre todo en las zonas marginales de la cizalla, con un buzamiento generalizado al sur de entre 40 y 60°. La lineación de estiramiento en las rocas miloníticas mantiene una tónica subhorizontal, con variaciones en su inmersión entre 20° E y 20° O.

La anchura de la banda en la que la deformación es apreciable por la reorientación de las estructuras previas o el desarrollo de una foliación nueva puede estimarse entre 2000 y 4000 m según las zonas. Sin embargo, la zona propiamente milonítica no sobrepasa los 1000 m.

La Zona de Cizalla de Ledesma (ZCL) tiene una dirección N45° E, aunque en su prolongación hacia el noreste, y más claramente en el segmento que aflora en la Hoja de La Vellés (452), tiende a paralelizarse a la cizalla principal. Un rasgo característico de esta rama es el buzamiento al norte, contrario al de la rama principal, que predomina en sus planos de cizalla; este buzamiento es muy variable y va de 35 a 80°, observándose una tendencia a la verticalización e incluso a buzar al sur en las proximidades de la zona de convergencia con la rama principal. La lineación en las milonitas muestra una inmersión variable, desde subhorizontal hasta 35° al SE. La anchura de la banda deformada se estima en unos 1500 m, si bien la parte que desarrolló texturas miloníticas no sobrepasó los 800 m.

En el corte geológico III-III'-III'' se muestran las relaciones geométricas entre estas dos ramas de la Cizalla de Juzbado y en el que parece evidente la necesaria convergencia de ambas por la parte superior, probablemente según una línea de intersección subparalela a la lineación de estiramiento milonítica más generalizada, con una inmersión de entre 10 y 20° al oeste.

Las cizallas dextras conjugadas tienen anchuras variables (hasta 2 km. la cizalla de Villasdardo) pero sólo desarrollan texturas protomiloníticas evidenciando su carácter subordinado y un desplazamiento mucho menor.

Las estructuras menores más características son las ligadas a la milonitización de las rocas afectadas. Son, en general, fábricas plano-lineares, con las superficies buzando acusadamente y las lineaciones subhorizontales. La foliación milonítica tiene un desarrollo heterogéneo con bandas alternantes ultramiloníticas con otras menos deformadas y una disposición irregular, en general de carácter anastomosado, dejando almendrones, a veces de varios m³, con menor deformación. Además pueden encontrarse pliegues, que normalmente doblan a las propias fábricas miloníticas y boudines, a menudo sigmoidales, desarrollados sobre niveles competentes (pequeñas capas de rocas calcosilicatadas o filones de cuarzo o pegmatita).

En los granitoides y rocas migmatíticas cuarzofeldespáticas afectadas por las cizallas se producen milonitas con estructuras S-C (BERTHE *et al.*, 1979) de los tipos I y II (LISTER y SNOKE, 1984) y en los casos más deformados, estructuras ECC (PLATT, 1984). En los niveles metasedimentarios de alto grado intercalados en los granitoides del dominio norte se desarrolla una fábrica milonítica, predominantemente de tipo I (LISTER y SNOKE, 1984), que transpone la fábrica previa, con pliegues y boudines abundantes.

Las metapelitas y metapsamitas epizonales del dominio sur se transforman en filonitas con desarrollo frecuente de cleavages de crenulación extensional (ECC, PLATT, *op. cit.*) y abundancia de filoncillos y venas de cuarzo que, en general, se encuentran boudinadas y plegadas.

Los pliegues, siempre de pequeña escala, tienen planos axiales que pueden formar un ángulo de hasta 45° con los planos de cizalla, siendo en este caso muy abiertos, o presentarse subparalelos a la cizalla con geometrías isoclinales y muchas veces intrafoliares. Los ejes de los pliegues más abiertos son subverticales, aunque con fuertes variaciones, y los de los pliegues isoclinales son siempre paralelos a la lineación milonítica.

Al microscopio se observa que todos los constituyentes principales de la roca han recristalizado y han sufrido una fuerte reducción del tamaño de grano. Las texturas son mayoritariamente porfiroclásticas foliadas o bandeadas.

La recristalización es sobre todo acusada en el cuarzo, que a menudo desarrolla una orientación preferente de los subgranos y nuevos granos oblicua a la foliación milonítica (SIMPSON y SCCHMID, 1983). En ocasiones quedan agregados de cuarzo que forman porfiroclastos.

Los feldespatos, sobre todo la plagioclasa, tienen una fuerte tendencia a formar porfiroclastos, a menudo con estructuras manto-núcleo. El feldespato potásico tiende más a formar subgranos y a incorporarse a la matriz. Los porfiroclastos desarrollan sombras y colas de presión asimétricas de tipo sigma (PASSCHIER y SIMPSON, 1986).

Son muy característicos los peces de mica sigmoidales, que indican claramente los criterios cinemáticos, sobre todo en las milonitas de tipo II.

Las condiciones metamórficas en que se desarrolló la deformación son esencialmente las de la parte baja de los esquistos verdes. La clorita es abundante, pero la biotita recristalizó en muchas de las milonitas derivadas de rocas graníticas y de metasedimentos.

4.3.5. Cuarta fase de deformación (D_4)

La cuarta fase de deformación (D_4) fue definida en esta región por GIL TOJA *et al.* (1985). Se trata de una fase de plegamiento, de dirección norteada, irregularmente desarrollada que genera estructuras macroscópicas y localmente microscópicas. Son pliegues hectométricos, en general suaves, o de pequeña escala con morfología kink y esquistosidad grosera que puede llegar a producir un bandeadío tectónico.

Los pliegues de esta fase se desarrollan sobre todo en las pizarras del Complejo Esquisto-Grauváquico del dominio sur cuando están reorientadas por la cizalla y también, en las filonitas de la propia zona de cizalla. Esto se debe a que al estar la foliación orientada aproximadamente O-E, desarrolla pliegues N-S al producirse un acortamiento en esa dirección, mientras que la orientación NO-SE de muchas de las estructuras previas fuera de la cizalla, no favorece el desarrollo de los pliegues D_4 durante un acortamiento E-O. No obstante, también pueden detectarse estos pliegues en el dominio norte por una suave variación, a escala decamétrica o hectométrica, de la foliación regional, sobre todo cuando esta se encuentra vertical u horizontal.

La dirección más común de estos pliegues varía entre N10-30° E con fuerte buzamiento al E, muchas veces subvertical. En otros casos pueden encontrarse direcciones NNO-SSE con buzamientos, también fuertes, al O, que se interpretan como conjugadas. Los ejes de los pliegues de esta fase presentan una dispersión considerable, determinada por el buzamiento original de la fábrica previa.

En las pizarras del Complejo Esquisto-Grauváquico puede desarrollarse una fuerte lineación de crenulación y en algunos casos esquistosidad de crenulación y un auténtico bandeadío tectónico que transpone parcialmente la esquistosidad previa.

Las condiciones metamórficas en que se desarrolla esta fase son de bajo grado. Ligada a esta deformación se produce de manera generalizada una cloritización de la biotita y una alteración de los feldespatos a agregados de clorita y moscovita. Cuando se desarrolla una esquistosidad S_4 , está definida por acumulación en los planos S_4 de minerales insolubles y pequeños cristales de clorita y moscovita.

4.3.6. Fracturación tardihercínica

En toda la Hoja pueden reconocerse un importante número de fracturas con direcciones que van de N-S a N45° E con un máximo en direcciones N10-20° E. La mayor parte de ellas llevan asociadas 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 parecen 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 estriás y lineaciones que se encuentran en las zonas de falla. Además muchas de estas fracturas pueden seguirse largas distancias en los sedimentos terciarios de la cuenca del Duero por lo que podrían haber llegado a tener movimientos muy recientes.

4.4. DEFORMACIÓN ALPINA

Los accidentes que afectan a los materiales terciarios se pueden agrupar según su edad de actuación en:

Accidentes post-UTS MC y pre-UTS P1: fractura NNE-SSO (fossilizada en la actualidad por el Cuaternario) que discurre por el Arroyo de la Fuente, en las proximidades de Carrascal de Velambélez, con labio hundido el E y salto vertical de unos 10 m.

Accidentes post-UTS MC y pre-UTS P3: fracturas ESE-ONO al S del Carrascal de Velambélez que afectan a los materiales de la UTS MC y son fossilizados por los depósitos conglomeráticos del techo de la UTS P3. Presentan labio levantado el N y salto vertical mínimo entre 2 y 10 m.

Accidentes post-UTS P1: En la mina situada entre el km. 14 a 15 de la carretera de Golpejas a Ledesma se puede observar el contacto entre los materiales de la UTS P1 y los metasedimentos paleozoicos a favor de una fractura de plano vertical y dirección N-S con bloque O hundido y salto vertical mínimo de unos 8 m.

Otro accidente de este grupo pone en contacto los metasedimentos del Paleozoico y los materiales de la UTS P1 en el paraje de El Zorrero (al N de Tirados de Vega). Se trata de una fractura de dirección N-S y labio hundido el E, con un salto vertical mínimo de 15 m.

En relación con este último accidente, se deduce una fractura de dirección N-S cuyo trazo debe discurrir bajo los depósitos de la Rivera de Valmuza ya que en el margen O de este cauce sólo están representados los materiales del Paleozoico, la UTS P1 y la UTS N1 mientras que en el margen E está representada toda la serie terciaria. Este accidente pudo rejugarse en distintos momentos como se puede interpretar a partir del diferente registro preservado en ambos labios. Con todo, se puede considerar que, sin descartar otros movimientos durante el Cenozoico, debió actuar en el límite entre las UTS P1 y P2 (como se deduce del segmento comentado en el párrafo anterior) y con anterioridad a la UTS N1 ya que los materiales de esta unidad quedan en el labio O topográficamente por debajo de los materiales más antiguos del labio E. Esta fractura, con labio hundido el E, presenta un salto vertical mínimo de 50 m para el límite entre las UTS P1 y P2.

Este límite es una discordancia cartográfica que pudiera deberse tanto a una cierta actividad tectónica como a un período de subsidencia marcado entre las dos UTS. La distribución, desde la base de la UTS P2, de los canales a favor de unos ejes de drenaje coincidentes con las principales fracturas que la afectan indica el desarrollo de una subsidencia diferencial a favor de estos accidentes desde el inicio de la UTS. Esto apoyaría el carácter tectónico ligado a fracturas de la discordancia entre las dos UTS (Eoceno inferior-Eoceno medio).

Accidentes post-UTS P3: en el cruce de la carretera Ledesma-Peñausende con el camino que va a las casas de Santo Domingo (entre los km. 45 y 46) se puede observar los materiales de la UTS P3 afectados por diaclasas N40° E rellenas por carbonato.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. ANTECEDENTES

Pocos son los autores que han trabajado en geomorfología dentro de la zona, y en general, los trabajos de los que forma parte son de carácter muy general. Si existen algunos en áreas próximas que plantean la problemática que nos ocupa, si bien son escasos.

Aun así nos basaremos en los trabajos cercanos (SOLÉ SABARIS, 1958; MARTÍN-SERRANO, 1979 y 1988), aquellos que hacen referencia a morfologías similares, si bien en zonas más alejadas (HERNÁNDEZ PACHECO, 1929; SCHWENZNER, 1936; BIROT, 1937; PEDRAZA, 1978; MOLINA, 1978 y 1980; GARZÓN, 1980; CANTANO, 1982; MOLINA y JORDÁ, 1982; JORDÁ, 1983; CANTANO y MOLINA, 1987; MARTÍN RIDAURA, 1987; CENTENO, 1988; SANZ, 1988) y por último a los trabajos de carácter general (HERNÁNDEZ PACHECO y DANTIN CERECEDA, 1932; SOLÉ SABARIS, 1952).

5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Como es visible en la topografía de la Hoja de Ledesma y en el esquema de pendientes, el área que nos ocupa constituye una planicie (en el sentido topográfico), inclinada ligeramente de E a O y en la que los resalteos morfológicos principales están dados por los diques de cuarzo. Tiene como límites fisiográficos más destacados por el sur, este y noreste las superficies elevadas que biselan los depósitos paleógenos del borde noroccidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo-Salamanca (aflorantes en el área oriental de la Hoja) para extenderse hacia el oeste sobre el zócalo infrayacente. Por el noroeste el relieve desciende hacia los encajamientos del Río Tormes, actualmente cubiertos por las terminaciones del Embalse de Almendra.

La cota más alta dentro de la Hoja la da el pico de la Peña de Doñinos situado entre las poblaciones de Doñinos de Ledesma y Zafrón, con 868 metros. El resto del territorio mantiene una altura que oscila entre los 850 metros como cota general más alta y los 730 de cota media del Embalse de Almendra. El principal curso de agua es el Río Tormes que, según una dirección coincidente con la hercínica SE-NO y ortogonal con respecto a la Fosa de Ciudad Rodrigo, bordea el cuarto nororiental de la Hoja. El resto de arroyos de la Hoja, como el Rambla de Sardón y el Rivera de Fuentes Luengas, mantienen direcciones tardihercínicas, encauzándose a favor de fracturas NNE-SSO.

El clima, continental con una cierta influencia atlántica, es de tipo mesotérmico subhúmedo a seco-subhúmedo en su cuadrante SE. Las precipitaciones anuales medias se sitúan alrededor de los 600 mm, aumentando hacia el NO. Las temperaturas medias anuales son algo inferiores a los 12° C.

5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.3.1. Estudio Morfoestructural

Geomorfológicamente, el área que cubre la Hoja de Ledesma se encuadra en la Penillanura Salmantino-Zamorana, el zócalo hercínico peneplanizado que se extiende al O de la Cuenca

del Duero, si bien en el margen oriental de la Hoja aparecen ya los primeros depósitos terciarios del enlace entre la Cuenca del Duero y la Fosa de Ciudad Rodrigo.

La estructura geológica del área está definida en primer lugar por la distribución entre basamento hercínico, que ocupa la mayor parte de la Hoja y cobertura terciaria, principalmente en el borde E de la Hoja más algunos afloramientos más o menos dispersos y relacionables con el relleno del primitivo Tormes. En cuanto al basamento, se haya dividido por el accidente de la Cizalla de Juzbado, que separa un bloque formado principalmente por metasedimentos al SE de la Hoja del conjunto granítico y ortogneísico que aflora en el resto del área.

Sin embargo, esta estructura tiene sólo un débil reflejo morfológico, ya que la distribución cartográfica de las grandes unidades morfológicas, las superficies de erosión, aparece más ligado a la geometría de la red de drenaje (cuyo único control estructural es la fracturación por la que se encauzan los arroyos secundarios del río Tormes), que por el contraste litológico.

En detalle, los elementos estructurales morfogenéticos más significativos son las *fracturas* (1 en la cartografía geomorfológica), sobre todo las tardihercínicas de dirección N-S a NNE-SSO; están mejor desarrolladas sobre rocas de comportamiento frágil, como los granitos y los ortogneises, y controlan la morfología de la red de drenaje en estas áreas de afloramientos. Frecuentemente están llenas por filones de cuarzo, "sierros", que dan lugar a resaltes por *diques* (2 en la cartografía geomorfológica), de direcciones también tardihercínicas. Asimismo en las rocas graníticas pueden encontrarse formas de bloques definidos por el *diaclasado* (3 en la cartografía geomorfológica), en un estadio previo a la formación de berrocal.

La *superficie estructural* cartografiada (4 en la cartografía geomorfológica), corresponde a los depósitos basales paleocenos afectados por un proceso de silicificación que les confiere un notable resalte morfológico durante el proceso de su exhumación. Se encuentran en el margen oriental de la Hoja, como pequeños replanos aislados suavemente inclinados hacia el este, para desaparecer en la vecina Hoja de La Vellés bajo los depósitos paleógenos.

En cuanto a su edad, las fracturas han podido rejugar durante el ciclo alpino, como atestiguan las que afectan a depósitos oligocenos (Hoja de Vitigudino). Los relieves de los diques se han formado al tiempo que los procesos de encajamiento de las sucesivas superficies, y cubren buena parte del terciario, al igual que el ensanchamiento del diaclasado.

5.3.2. Estudio del modelado

5.3.2.1. Formas de ladera

Los *coluviones* (5 en la cartografía geomorfológica) corresponden a las superficies de estos depósitos gravitacionales, que se disponen estabilizando relieves inestables. De esta manera, las formas coluviales articulan zonas de elevada pendiente con otras más planas.

En la Hoja de Ledesma estas morfologías se encuentran en relación con dos tipos de depósitos coluviales de distintas características litológicas y posiciones estratigráficas. Su edad, que cubre la de ambos depósitos, abarca el Plioceno y el Cuaternario.

Las formas ligadas a los coluviones pliocenos se encuentran únicamente en el sur de la Hoja (Sierra de Golpejas, 848 m), donde estos depósitos se superponen a los coluviones del Mioceno inferior que sin embargo no conservan forma asociada. Los de edad cuaternaria presentan una mayor distribución, en torno a relieves residuales (Peñón del Sierro, 845 m; Loma de la Sardoniera, 826 m) o ligados a las vertientes encajadas de ríos y arroyos (Rivera de Valmuza, Rivera de Cañedo).

Los cambios bruscos de pendiente (6 en la cartografía geomorfológica) más importantes en el área cartografiada corresponden a los encajamientos del Rivera de Cañedo y de algún punto del río Tormes, ya que los mayores desniveles del Tormes y Rambla de Sardón se encuentran cubiertos por el Embalse de Almendra. La edad de estas formas de encajamiento, al encontrarse por debajo de las superficies oligocenas puede abarcar desde el Neógeno al Cuaternario.

5.3.2.2. Formas fluviales

Dentro de este grupo, los elementos diferenciados responden a funcionamientos a veces dispares, pero siempre controlados por la presencia de aguas concentradas o semiconcentradas, más o menos libres y de circulación excepcional, estacional o permanente y según dinámicas muy variadas.

Las barras fluviales (7 en la cartografía geomorfológica) corresponden a una serie de depósitos situados en las zonas internas de los meandros del río Tormes, entre la cola del embalse de la Almendra y la población de Juzbado. Quedan constituidos por ser de acreción muy diferenciados y controlados tanto en forma como en tamaños por la dinámica de los aguas del río. La edad es del Holoceno más reciente.

El aluvial (8 en la cartografía geomorfológica) corresponde al depósito de fondo de valle de los cursos de agua, siendo en la zona de escaso desarrollo, a excepción de los arroyos de Rivera de Cañedo, Rivera de Valmuza, Rambla de Sardón y Rivera de Fuentes Luengas, donde estas formas tienen una cierta entidad, presentando una fuerte linearidad debida al aprovechamiento por los arroyos de las fracturas del zócalo. Su edad es holocena y se encuentran definidos allí donde las corrientes fluviales tengan suficiente entidad para transportar y depositar materiales.

Una posible forma de meandro abandonado (9 en la cartografía geomorfológica) se sitúa sobre el aluvial de la Rambla de Valmuza y correspondería a un arroyo de escaso recorrido, situado al norte de la población de Vega de Tirados, cuyo cauce sería abandonado por el arroyo antes mencionado al adquirir un nuevo punto de desembocadura. El fondo de esta forma está constituido por los materiales arenosos y limos del fondo de valle. La edad de esta forma es claramente holocena.

Terrazas (10 en la cartografía geomorfológica). Se trata de los replanos formados por depósitos de llanura aluvial que han quedado colgados por la disección de la red de drenaje. En la Hoja de Ledesma hemos cartografiado superficies de aterrazamiento correspondientes a tres depósitos de características litoestratigráficas bien distintas y de edades oligocena, miocena inferior a media y pleistocena a holocena.

Las terrazas oligocenas se localizan únicamente en la margen izquierda del río Tormes, al este de la Hoja, lo que indica una procedencia meridional de los aportes (ver estratigrafía). Sus cotas van de 810 a 780 m, suavemente inclinadas hacia el Tormes.

Los depósitos de terraza miocena inferior se localizan en Tirados de la Vega, claramente ligados al Rivera de Valmuza y con área fuente los metasedimentos afectados por la alteración roja de la misma edad del área de Golpejas, y algo más alejados en la margen derecha del arroyo Saceino, en el NE de la Hoja. Su posición topográfica está alrededor de los 800 m.

La cota del techo de los depósitos de terraza cuaternaria (Pleistoceno-Holoceno) oscila entre los 1,5 y 3,5 metros de altura respecto al cauce y es el río Tormes, entre la población de Ledesma y su entrada en la Hoja por el borde oeste, donde mejor representación tienen estas formas. Constituye un replano de cota bastante homogénea que desciende hacia el cauce de forma muy ligera, presentando en su borde más cercano al río un escarpe bien definido. Este escarpe en el resto de los arroyos de la zona está más suavizado, si bien, puntualmente, queda bien definido.

Conos de deyección (11 en la cartografía geomorfológica). Se trata de elementos producto de la descarga de materiales allí donde la morfología del terreno hace pasar a los cauces de concentrados a semiconcentrados o dispersos. Presentan la morfología de cono y su granulometría depende de la composición del sustrato. En esta Hoja los conos de deyección presentan limitada entidad, limitándose a la salida de algún encajamiento de arroyos; los de mayor desarrollo son el localizado al oeste de Ledesma, los del caserío de Carrascal y los situados en las cercanías de Vega de Tirados. Su edad es del Holoceno.

La erosión en regueros (12 en la cartografía geomorfológica) son formas erosivas generadas por procesos de escorrentía semiconcentrada o concentrada, limitada a la incisión ligera en las laderas. Su edad es de finineógena a cuaternaria.

Las formas de *incisión lineal* (13 en la cartografía geomorfológica) se generan a partir de torreneras, arroyos y ríos. La mayoría se sitúa a favor de fracturas y fallas, que dan a los cauces una trayectoria rectilínea, con bruscos codos que indican la intersección entre fracturas. Su edad, la de los últimos pulsos del encajamiento, es de finineógena a cuaternaria.

Los escarpes de terraza (14 en la cartografía geomorfológica) cartografiados corresponden a la disección de la llanura aluvial pleistocena-holocena por la red fluvial del holoceno más reciente. Se conservan en casi todas las terrazas cuaternarias del Tormes, Rivera de Valmuza y Rivera de Cañedo.

5.3.2.3. Formas poligénicas

a) Superficies de erosión

Durante la realización de la cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 de las Hojas 422, 423, 424, 425, 449, 450, 451, 452, 475, 476 y 500; se han diferenciado seis superficies erosivas (S_1 a S_6), la mayoría de las cuales se distribuyen suavemente escalonadas hacia el oeste. Dentro de la Hoja nº 451 (Ledesma) han sido reconocidas y cartografiadas tres superficies erosivas (S_2 , S_3 y S_4), de distinta edad y posición topográfica, cuya distribución cartográfica muestra el paulatino proceso de encajamiento de la red fluvial actual, con la que se haya fuertemente relacionada.

La más antigua de ellas, que en el encuadre regional hemos denominado *superficie S₂* (15 en la cartografía geomorfológica), está bien representada por todo el sur y noreste de la Hoja. Está situada entre los 850 y los 820 metros de altitud y suavemente inclinada hacia el Tormes, tanto al norte como al sur del río. Se encuentra excavada tanto sobre el zócalo hercínico, materiales graníticos y metamórficos, como sobre los depósitos terciarios. Se relaciona regionalmente con la base del más alto de los depósitos de terraza oligocena, por lo que debía de formar un extenso aplanamiento de edad intraoligocena.

El siguiente nivel, *superficie S₃* (16 en cartografía), es la situada entre los 810 y los 780 metros de altitud. Tiene también una extensa representación en la Hoja, apareciendo en torno al eje del Río Tormes, rodeada por la superficie anterior. En esta Hoja se desarrolla tanto sobre materiales graníticos y metasedimentos del basamento como sobre las arcosas oligocenas. Este nivel se relaciona con la base de un segundo episodio de aterrazamiento, también probablemente oligoceno, encajado respecto al anterior del orden de 20-40 m.

El nivel de erosión situado entre los 780 y los 750 metros (*Superficie S₄*, 17 en cartografía), es el más bajo topográficamente de los representados en la Hoja. Dentro de la distribución centrípeta de las superficies hacia el río Tormes, ésta ocupa la posición más interna y así mismo aparece formando los valles de los arroyos Rambla de Sardón y Rivera de Fuentes Luengas, con una marcada dirección NNE-SSO.

En cuanto a su edad, los únicos depósitos regionalmente correlativos (Hojas de Aldeadávila de la Ribera, Vilvestre, Villavieja de Yeltes y Villar del Ciervo) son adscribibles a las Series Ores; mientras que por otro lado, cuando la superficie afecta a los depósitos arcósicos terciarios (Hojas de Lumbrales, nº 475; Villamor de Los Escuderos, nº 425) presenta perfiles de alteración de probable edad miocena inferior, por lo que optamos por atribuirla genéricamente al Mioceno.

b) Relieves residuales

Dentro de los relieves residuales se han diferenciado cuatro tipos: inselberg cónicos, domícos, de cumbre plana y lineales. En todos ellos, su edad de formación se inscribe entre la de las superficies que los acotan, abarcando ampliamente el Terciario.

Inselberg cónicos (18 en la cartografía geomorfológica), se suelen desarrollar allí donde un elemento estructural genera una resistencia puntual a la erosión. Los mejores ejemplos son

los situados en las inmediaciones de Villaseco de los Gamitos (con 851 m de altitud), el cerro Las Rozas (825 m), Los Cerrados (815 m) y Rehoyo (806 m).

Inselberg dómicos (19 en la cartografía geomorfológica), presentan una litología similar a las rocas de su entorno y quedan preservados de la erosión por su distancia de los cauces principales, presentan una fisonomía más redondeada y nick menos marcados que los inselberg lineales o cónicos; son más frecuentes los desarrollados en litologías graníticas. Son ejemplos la Peña del Viso (805 m), junto a la población de Moscosa y Gusende y el situado al oeste de Trabadillo (con 794 m de altitud).

Inselberg de cumbre plana (20 en la cartografía geomorfológica), conservan en su parte más alta restos de un nivel pretérito de superficie; los mejores ejemplos en la Hoja son el cerro situado en la población de Ledesma, que sustenta un replano asimilable a la superficie S_4 y los del área de Cabeza Majada, en el NE de la Hoja, que conservan restos de superficies estructurales en su techo.

Inselberg lineales (21 en la cartografía geomorfológica); son relieves residuales lineales de resistencia. En esta Hoja están sustentados por diques de cuarzo (sierros), principalmente de dirección NNE-SSO, y en menor medida por otros cuerpos intrusivos estratiformes. Buenos ejemplos son los del Teso de Casavieja (866 m), Peñón del Sierro (845 m), Teso Colorado (844 m), Torneros (844 m), Cerro de los Obispones (842 m) y Loma de la Sardoniera (826 m).

c) Otras formas poligénicas

En primer lugar destacaremos los *glacis de erosión*, (22 en la cartografía geomorfológica). Estas formas presentan una pendiente suave (no superior a los 5 grados), que enlazan superficies elevadas o relieves residuales con los cauces fluviales. Los ejemplos más destacados dentro de la Hoja son los existentes en torno al Teso de las Encinas, Los Altillos y sobre todo el del Rivera de Valmuza en la zona de Tirados de la Vega. La posición topográfica de su nivel de base es casi siempre cercana al nivel actual de la incisión fluvial, por lo que su edad debe ser de pliocena a cuaternaria.

Vertientes Glacis (23 en la cartografía geomorfológica). Este elemento morfológico corresponde a unas formas similares a las descritas por LÓPEZ VERA y PEDRAZA (1976) en la cuenca del río Jarama y posteriormente desarrollado ampliamente por PEDRAZA (1978).

Consisten en una serie de replanos escalonados y articulados entre sí por escarpes suavizados. En planta el conjunto presenta una forma de abanico, que se encuentra disectado por los pequeños arroyos que dejan en sus interfluvios las replanos escalonados, y que puede considerarse de forma agrupada como un conjunto de glacis escalonados desarrollados sobre las rocas del sustrato.

En la Hoja que tratamos esta forma se localiza en una pequeña zona situada en las cercanías de la población de Trabadillo; su edad, dada su relación genética con el proceso de encajamiento de la red fluvial, debe ser de finineógena a cuaternaria.

Otro elemento que se presenta en la zona es el *berrocal*, (24 en la cartografía geomorfológica) descrito en otros lugares (MARTÍN RIDAURA, 1986 y PEDRAZA *et al.*, 1989) en cuanto a su génesis, constituye una de las formas más maduras de la evolución de un paisaje granítico. Su formación hay que relacionarla con la concurrencia de dos o más tipos de diaclasisado, en general el curvo y el subvertical, el primero da lugar a lanchares mientras el segundo genera bloques paralelepípedos, que por desagregación granular y escamación producen los bolos. El berrocal nos marca unos procesos de alteración que se están llevando acabo sobre el granito y que actualmente son operativos.

Esta forma se localiza dentro de la Hoja en varias manchas, principalmente ligadas a las vertientes y encajamientos de ríos y arroyos, destacando la de los alrededores de Ledesma y la situada al este de Villaseco de los Gamitos.

En cuanto a la edad del berrocal no podemos concretarla, es probablemente un elemento heredado en sucesivas etapas de morfogénesis y que actualmente está activo.

5.3.2.4. *Formas endorreicas: Navas*

Las navas (25 en la cartografía geomorfológica) son zonas deprimidas con fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos, localizándose en zonas de escasa pendiente, principalmente ligadas a superficies morfológicas. Cuando se encuentran en superficies elevadas suelen constituir el origen de arroyos (Teso de Casavieja, El Tesillo), pero también aparecen ligadas a rellanos fluviales recientes, junto a los cauces actuales (zona de Los Vacillares, al oeste de Ledesma). Su edad, independientemente de la edad de la superficie sobre la que se encuentre, es holocena.

5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

5.4.1. **Alteraciones**

En esta Hoja hemos diferenciado tres tipos de alteraciones. La de mayor extensión corresponde a una alteración generalizada del zócalo (B en la cartografía geomorfológica) que produce la argilización de los metasedimentos pelíticos y da lugar al desarrollo de un lehm sobre los granitos. Su espesor varía de forma frecuente pasando de unos pocos centímetros hasta potencias de varios metros. A esta alteración no la podemos atribuir una edad determinada, tratándose posiblemente de varios procesos de diferente edad que no han podido ser discriminados y que pueden abarcar desde restos del manto de alteración mesozoico-terciario hasta la arenización subactual en los granitos.

A lo largo del borde de la cuenca terciaria aparecen materiales afectados por un proceso de silicificación (C en la cartografía geomorfológica). Esta alteración, de edad paleocena, afecta tanto a los granitoides y rocas metamórficas que constituyen el basamento de la cuenca (el frente de alteración penetra únicamente del orden del metro en los granitos) como a sus

depósitos básales, de la misma edad. Esta franja de silicificaciones tiene una representación limitada debido a la escasa potencia de los niveles afectados y al buzamiento al este del borde de la cuenca. La silicificación se concreta en la cementación por sílice de los materiales arcósticos y el relleno de fisuras y huecos de los granitoides y materiales metamórficos, que en algunos casos puede dar lugar a ópalo.

Por otro lado tenemos una alteración de tonos rojos (F en la cartografía geomorfológica) que afecta a los metasedimentos pelíticos, principalmente en torno a las alineaciones cuarcíticas del Sinclinal de Villamayor, aunque también afecta, muy superficialmente, a los depósitos terciarios (ver estratigrafía).

Siguiendo las pautas establecidas en las Hojas de Villavieja de Yeltes, Lumbreras y Villar del Ciervo, cabría asignarla al Mioceno inferior a medio, relacionándonla de este modo con los depósitos rojos de la cuenca sedimentaria y con la superficie erosiva que hemos denominado S_4 en el borde de cuenca. Sin embargo en esta Hoja en particular, la relación superficie erosiva-alteración no está tan claramente definida.

5.4.2. Depósitos fluviales

5.4.2.1. Conglomerados y areniscas cementadas por sílice

Las características litoestratigráficas de la UTS MC han sido ya tratados extensamente en el capítulo de estratigrafía. En cuanto a las particularidades morfogenéticas de esta formación superficial paleocena (A en la cartografía geomorfológica), su resalte morfológico se debe a la cementación silícea que les confiere una notable resistencia a la erosión, sustentando superficies estructurales. Así, y a pesar de sus limitados afloramientos y de los movimientos tectónicos alpinos que han desnivelado éstos, el nivel de conglomerados paleocenos exhumados están marcando la paleotopografía del borde de la cuenca en sus primeros momentos de relleno, esto es, una superficie suavemente tendida hacia el este.

5.4.2.2. Conglomerados, arcosas, arcillas con niveles cementados por carbonatos

Incluimos dentro de esta formación superficial (D en la cartografía geomorfológica) todos los depósitos predominantemente arcósticos del Eoceno y del Oligoceno indiscriminadamente, salvo los niveles de terrazas del Oligoceno más superior, que tienen una significación geomorfológica propia. Estos depósitos eocenos y oligocenos constituyen la continuación del relleno de la Cuenca del Duero que se inicia durante el Paleoceno; los materiales aparecen separados por suaves discordancias angulares y son progradantes hacia el oeste. Los depósitos son el testigo estratigráfico de una morfología que ya no existe, en la que las principales alturas, el borde de cuenca estaba situado hacia el oeste del área. El biselado del borde de cuenca por el drenaje atlántico invierte la topografía de forma que las mayores altitudes se localizan sobre los propios sedimentos.

Por otro lado, los afloramientos de arcosas oligocenas que se distribuyen a lo largo de la margen derecha del río Tormes, dado su encajamiento con respecto al resto de los depósitos

anteriores, parecen relacionarse más bien con el vaciado que con el relleno de la cuenca y podrían significar, contrariamente a lo que se verifica regionalmente, que el paso del régimen endorreico de la cuenca al vaciado atlántico tiene lugar con cierta antelación en el área drenada por el primitivo Tormes.

5.4.2.3. Conglomerados y arcosas de terrazas ocres

Las terrazas oligocenas (E en la cartografía geomorfológica) se apoyan discordantemente sobre los materiales infrayacentes. Estas discordancias parecen corresponderse regionalmente con las superficies erosivas S_2 y S_3 , en concreto las terrazas de la Hoja de Ledesma se corresponden topográficamente con la S_3 . El conjunto S_2 , S_3 y conglomerados de terraza oligocenos se dispone descendiendo suavemente hacia el área actualmente ocupada por el Tormes y a partir de éste, descendiendo y abriéndose hacia el NO, por lo que la definición del flujo hacia el atlántico del río Tormes debía ser ya completa hacia el final del Oligoceno.

5.4.2.4. Abanicos y terrazas rojas

Los depósitos aluviales del Mioceno inferior (G en la cartografía geomorfológica) aparecen situados topográficamente por debajo de los materiales y de las superficies erosivas oligocenas, interpretándose como un estadio aún más avanzado del encajamiento de la red de drenaje atlántica. De hecho, estos depósitos corresponden ya a tributarios del Tormes, por lo que la red fluvial secundaria debió definirse hacia esta época.

5.4.2.5. Depósitos aluviales cuaternarios.

Los depósitos de las terrazas cuaternarias (I en la cartografía geomorfológica), junto con los depósitos aluviales de fondo de valle (K en la cartografía geomorfológica), conos de deyección (L en la cartografía geomorfológica) y barras fluviales (M en la cartografía geomorfológica), cuyas características han sido ya tratadas en el capítulo de estratigrafía, marcan los pulsos más recientes del encajamiento de la red de drenaje, adscribibles al Holoceno.

5.4.3. Depósitos de ladera

5.4.3.1. Coluviones

Los dos tipos de depósitos coluviales con expresión morfológica de la Hoja (no así los coluviones de edad miocena inferior), cuyas características litoestratigráficas han sido ya tratadas en el capítulo de estratigrafía, se disponen según dos tipos de situaciones morfológicas bien definidas.

Los más antiguos, los coluviones rojos de edad posiblemente pliocena (H en la cartografía geomorfológica) tienen un desarrollo muy local, ligado a los relieves residuales afectados por

la alteración de edad Mioceno inferior del área de Golpejas. Se hayan desligados de la red fluvial holocena, al situarse su base entre 10 y 20 metros por encima del fondo de valle.

Los relacionados con los encajamientos más recientes (coluviones grises a ocres, J en la cartografía geomorfológica) se presentan en torno a relieves residuales o a lo largo de las vertientes de ríos y arroyos, pero siempre o casi siempre su base la constituyen los fondos de valle, por lo que están genéticamente ligados al progreso de la incisión fluvial. La edad que suponemos para estos depósitos es del Cuaternario.

5.4.4. Depósitos endorreicos: navas

Los depósitos de zonas endorreicas o navas (N en la cartografía geomorfológica) aparecen principalmente ligados a superficies morfológicas, es decir, allí donde la baja pendiente posibilita los fenómenos de retención de agua. Su edad, sin embargo, debe ser independiente de aquella de la superficie, y consideramos que debe ser bastante reciente (holocena).

5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El arrasamiento del edificio orogénico hercínico concluye con la creación de una gran morfoestructura peneplanizada de edad mesozoica a paleógena. Esta superficie compleja, pues puede resultar de la superposición de varias superficies de distinta edad, es la Penillanura Fundamental de la Meseta (SOLÉ SABARIS, 1952). Los tiempos alpinos traen consigo el levantamiento de la morfoestructura, su desmembramiento en bloques levantados y hundidos y el comienzo del rejuvenecimiento del relieve. La actual morfología peneplanizada del área es en cierto modo herencia de aquella, si bien profundamente excavada en tiempos más recientes.

La ausencia de depósitos mesozoicos implica que el área de la Hoja en estudio estuvo sometida a un proceso continuado de erosión durante esta era. El zócalo expuesto bajo un clima tropical húmedo sería afectado por importantes procesos de alteración. Hacia el final del Mesozoico, con los primeros movimientos alpinos de la Fase Larámica, comienza a estructurarse la Cuenca del Duero. Durante buena parte del Paleógeno la cuenca va a irse rellenando con los aportes procedentes del oeste, al tiempo que la progradación de los materiales va a extenderse probablemente por buena parte del basamento de la Hoja, ahora exhumado.

Durante el Oligoceno, tras los movimientos tectónicos alpinos de la Fase Pirenaica, la dirección de los aportes cambia a ser hacia el oeste, como reflejo del paso de la cuenca de un régimen endorreico a otro exorreico y atlántico. Es durante esta época cuando se deben instaurar los cursos fluviales importantes (el Tormes en el caso de la presente Hoja). Hacia el final del Oligoceno se desarrolla una extensa superficie erosiva (S_2), regionalmente inclinada hacia el oeste y localmente deprimida según surcos NO-SE (como el del río Tormes). Por encima de este nivel sólo destacaban algunos relieves residuales, generalmente ligados a resaltes por venas de cuarzo. Esta superficie, de acuerdo con las observaciones regiona-

les, posiblemente enlazaba con extensos recubrimientos aluvionares similares a los que en esta Hoja fosilizan a la superficie erosiva S_3 , encajada del orden de los 20-40 m bajo la superficie anterior.

Posteriormente (Mioceno inferior a medio), y mientras continúa el encajamiento de la red de drenaje como consecuencia de la erosión remontante del Duero desde el Atlántico (MARTÍN-SERRANO, 1991), se comienza a labrar la superficie S_4 , que en otras Hojas (Vilvestre, Villavieja de Yeltes, Villar del Ciervo) se correlaciona con el depósito de materiales adscribibles a las Series Ocres y por tanto extendería su edad al menos hasta el Mioceno superior. La red fluvial adquiere una definición ya muy similar a la actual, como atestiguan los aluvionamientos en facies rojas aflorantes en la Hoja. La magnitud del encajamiento fluvial durante esta parte del Neógeno es de alrededor de los 30 metros.

Durante el final del Neógeno y el Cuaternario continúa el proceso de encajamiento de la red fluvial, que a veces se resuelve mediante glacis erosivos. Las llanuras aluviales van siendo cada vez más estrechas y encajadas y tendiendo a quedar resumidas a los tramos altos de los ríos y arroyos, mientras que aguas abajo la erosión remontante va labrando estrechas gargantas en los ríos principales. Las inestabilidades gravitacionales en torno a relieves residuales y a lo largo de las vertientes encajadas dan lugar a pequeñas acumulaciones coluviales. Las superficies que quedan colgadas por encima de la incisión pueden mantener humedales de escaso desarrollo vertical y poca extensión.

5.6. PROCESOS ACTUALES

Las características de la Hoja de Ledesma, tanto litológicas y estructurales como tectónicas, así como el estudio morfológico, no reflejan la existencia de grandes cambios del relieve en un futuro inmediato, quedando prácticamente inalteradas, como paisaje fósil, las zonas elevadas ocupadas por las superficies de erosión.

Continuarán siendo activos los procesos erosivos de incisión y retroceso de cabeceras de una manera general en toda la red de drenaje, pudiendo ocasionar una cierta degradación de las superficies en sus márgenes. Como ya hemos comentado con anterioridad, los depósitos aluviales recientes se limitan a tramos altos de los principales cursos de agua o a cauces secundarios, mientras que aguas abajo dominan los procesos de incisión. Esto indica que en la actualidad el área se encuentra en un estadio erosivo dentro de los ciclos agradación - degradación que caracterizan la dinámica fluvial. La erosión remontante establece un nuevo perfil longitudinal en los ríos y arroyos. Avanza aguas arriba vaciando los depósitos de fondo de valle o dejándolos colgados en forma de terrazas.

En cuanto a los procesos de ladera o a las formas poligénicas de regularización, su actividad está ligada a la lenta profundización de la red de drenaje.

También seguirán siendo efectivos los procesos de escamación y arenización de las áreas de berrocal granítico, aunque esto no supone un cambio importante de la morfología actual de estas áreas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro estratigráfico en el área de estudio se inicia con los depósitos de plataforma siliciclástica con pasadas carbonatadas de edad Precámbrico superior-Cámbrico inferior que representan los tramos inferiores del Complejo Esquisto-Grauváquico. El depósito va acompañado de una importante actividad magmática, de tipo bimodal, relacionable con un proceso de *rifting* continental en el tránsito Precámbrico-Cámbrico. Durante el Cámbrico medio-superior, la secuencia estratigráfica del Complejo Esquisto-Grauváquico evoluciona hacia una sedimentación de tipo flysch que se interpreta como depósitos sinorogénicos en una cuenca de antepaís, al final de la Orogenia Cadomiense.

Con posterioridad, la deformación extensional “sarda” produce, mediante fallas normales, el basculamiento de bloques y la formación de semigrabens que van a condicionar la distribución de facies y espesores del Ordovícico inferior (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992). Sobre este paleorrelieve de bloques basculados se desarrolla la superficie erosiva irregular de la discordancia Sárdica.

La transgresión postcámbrica se inicia con el depósito discordante de la Formación Golpejas (Ordovícico inferior) en un ambiente marino litoral. Los depósitos ordovícicos fosilizan primero el paleorrelieve generado durante la fase Sárdica para ir adquiriendo posteriormente una distribución más uniforme. El paso en la vertical a las pizarras de la Formación Villamayor marca la progresiva profundización de la cuenca durante el ordovícico; la posible existencia de un Silúrico discordante a techo de la Formación Villamayor marcaría una etapa de regresión previa al depósito Silúrico.

Todos los materiales depositados 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 importantes manifestaciones plutónicas y metamórficas.

La primera fase, F_1 , se trata de una fase compresiva de engrosamiento cortical que se caracteriza regionalmente por el desarrollo de trenes de pliegues D_1 , asimétricos de gran escala, de dirección NO-SE y vergencia al NE, con flancos normales largos e inversos cortos. La esquistosidad de plano axial asociada a estos pliegues, S_1 , corta con un cierto ángulo a la estratificación SO. Estas estructuras tienen su mejor expresión en los niveles estratigráficos menos profundos (Sinclinal de Villamayor, al sur de la Cizalla de Juzbado).

La segunda fase de deformación, F_2 , es más intensa en los sectores más profundos de la pila sedimentaria (al N de la Cizalla de Juzbado), genera una importante foliación a escala regional, S_2 , de características extensionales con indicadores cinemáticos de movimiento del bloque de techo hacia el S y E.

La tercera fase de deformación, F_3 , produce pliegues subverticales de dirección NO-SE, desde la micro a la mesoescala y suaves macroestructuras antiformales y sinformales que afectan a las estructuras anteriores.

Los procesos orogénicos de F_1 a F_3 van acompañados por un metamorfismo progrado (M1 y M2), de bajas presiones durante la tectónica extensional de F_2 , que alcanza condiciones granulíticas de sillimanita + feldespato potásico e incluso anatécticas, con producción de migmatitas y masas graníticas "in situ", y por la intrusión de extensos macizos graníticos sin- a tardicinemáticos. Las masas graníticas más tempranas y profundas sufren importantes deformaciones acompañadas de recristalización a alto grado, mientras que la intrusión de cuerpos graníticos en niveles someros lleva asociado el desarrollo de aureolas de metamorfismo de contacto sobre los metasedimentos de bajo grado.

Posteriormente se registra una etapa tectónica de desgarre, cuya principal estructura es la Cizalla de Juzbado. Se trata de un accidente dúctil sinistro de primera magnitud con algunas ramificaciones asociadas. La blastesis en la zona de cizalla tiene lugar en condiciones de esquistos verdes (M3).

Una cuarta fase de deformación, F_4 , se refleja en la aparición de pliegues angulosos subverticales de dirección N-S a NE-SO que pueden producir geometrías de interferencia con las estructuras anteriores. Localmente lleva asociado un metamorfismo retrógrado, M3, en condiciones de esquistos verdes.

La tectónica tardihercínica, de carácter frágil, se manifiesta en la aparición de varias familias de fallas, destacando las de dirección N-S a NE-SO, frecuentemente llenadas por venas de cuarzo (sierros).

Durante la mayor parte del Mesozoico, el Macizo Hespérico representó un área emergida con relieve poco importantes y tectónicamente estable. La ausencia de sedimentación durante este período 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). Ya a finales del Cretácico, se empezaron a notar los primeros pulsos de la orogenia Alpina comenzándose, a configurar la Cuenca del Duero. La aparición en este momento de paleorrelieves a favor de fracturas N-S, junto con la existencia de paleovalles relacionados con la base irregular del perfil de alteración y unas condiciones climáticas con abundancia de agua provocaron el inicio del rápido desmantelamiento del perfil laterítico. Los sistemas trenzados de las unidades Siderolítica y Silícea que erosionaron este perfil fueron fosilizando progresivamente los relieves existentes de tal forma que, hacia el Paleoceno la cuenca volvió a adquirir un paisaje compuesto por suaves relieves y vegas amplias densamente vegetadas. Posteriormente la fracturación de la cuenca y la reactivación de las áreas fuente situadas al S trajeron consigo un reajuste del paisaje creando pequeños valles tectónicos de dirección N-S y otros más importantes de dirección NE-SO (p. ej. la Fosa de Ciudad Rodrigo). Por estos valles comenzaron a discurrir, al inicio del Eoceno inferior, sistemas fluviales sinuosos que transportaban los restos del perfil de alteración mesozoico. El progresivo levantamiento de las áreas fuente situadas al S junto con el inicio de la definición de una estación seca dentro de las condiciones tropicales reinantes hizo que

estos sistemas fueran progresivamente sustituidos por sistemas cada vez menos sinuosos (trenzados) y que los momentos de no sedimentación en los que se desarrollaron procesos de ecostramiento fueran cada vez más frecuentes, hasta que al final del Eoceno inferior se produjo una importante interrupción sedimentaria seguida de un basculamiento generalizado hacia el E.

Ya en el Eoceno medio-superior, se reactivaron las áreas fuente situadas al S, y un poco más tarde las del O. Se generaron surcos subsidentes a favor de accidentes N-S y NE-SO de mayor relieve que los del Eoceno inferior. Por ellos fluyeron ríos trenzados de cauce estable que en los márgenes levantados generaron llanuras de inundación preservadas gracias a una mayor subsidencia en las zonas principales de canalización. El progresivo levantamiento de las áreas fuente del S, mayor que la de las áreas del O, provocó la fosilización de este borde por sistemas cada vez de mayor energía. Con todo, el mejor desarrollo que adquirieron los sistemas del O hacia techo de la UTS P2 puede ser explicado mediante la progresiva elevación de este borde como preludio a los movimientos que a techo de la UTS provocaron la fragmentación en bloques del conjunto sedimentario. Como resultado de estas condiciones se dio una disposición progradante hacia el NE de estos sistemas mientras que hacia el O se producía la expansión de la cuenca por relleno. Durante todo este período se fue acentuando la estacionalidad del clima, si bien todavía presentaba una abundancia hídrica tal que permitía la existencia de faunas tropicales de vida acuática.

La fase Pirenaica provocó una reestructuración completa creando nuevos relieves situados dentro de la cuenca, modificando la posición de las zonas de sedimentación y aumentando las pendientes. Así mismo, los bordes de la cuenca, tras esta etapa, debieron mostrar sus mayores relieves. El clima pasó a estar caracterizado por períodos prolongados de estiaje y cortos períodos de lluvias torrenciales (mediterráneo árido) en los que grandes volúmenes de sedimento eran aportados a la cuenca mediante sistemas trenzados procedentes del S y O. Este clima marcadamente estacional con breves episodios de drenaje fue el responsable de que, aunque el progresivo levantamiento de las áreas fuente facilitara la llegada de mayores cantidades de sedimento a la cuenca, los sistemas fluviales de esta UTS P3 no llegaran a presentar una disposición progradante sobre los bordes, como las UTS anteriores, sino que se limitaran a distribuir los sedimentos a lo largo de las fosas tectónicas sin llegar a fosilizarlas.

Probablemente a finales del Oligoceno, la red fluvial atlántica alcanzó la esquina SO de la Cuenca del Duero y comenzó a capturar 4 sistemas fluviales que hasta ese momento drenaban hacia el E-NE. Esto dio paso al inicio del vaciado de la cuenca en este sector, al desarrollo de 4 primeras terrazas.

Tras todo esto, una nueva reactivación de los frentes de sierra (fase Sávica), marcaría la entrada del Neógeno en la Cuenca del Duero.

Durante este período, en el ámbito de la Hoja, prosiguió la tendencia al encajamiento iniciada a finales del Oligoceno y que continúa hasta la actualidad. Simultáneamente se desarrolló un importante perfil de alteración, en respuesta a las nuevas condiciones climáticas (mediterráneo) y a una estabilidad relativa en las áreas fuente.

Durante el Cuaternario dominan los procesos erosivos y el encajamiento de la red fluvial. Únicamente los principales cursos de agua (Río Tormes y Rivera de Valmuza) desarrollan depósitos de cierta extensión.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. **Minerales metálicos y minerales no metálicos**

Es el yacimiento estannífero de Golpejas (índice nº 3), denominado Grupo Minero "Bellita", la mayor explotación minera de la Hoja. Situada en los términos municipales de Golpejas y Vega de Tirados, se puso en explotación en los años 50, siendo actualmente su única actividad el aprovechamiento de las escombreras recicladas para áridos.

La ley media es de 1000-2000 ppm de Sn y de 70 ppm de Nb-Ta, siendo las reservas entre 5-10 millones de Tm.

Los otros dos indicios de la Hoja (números 1 y 2) carecen de importancia, tratándose de pequeñas labores artesanales de exploración.

Estaño

Es esta sustancia principalmente, junto a niobio-tántalo, la que se explotó en el yacimiento de Golpejas.

Está formado este yacimiento por varias láminas de microgranito albítico con estructura más o menos circular y con buzamientos inferiores a 45° hacia el exterior de la estructura, que encajan en materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico y en las series ordovícicas y silúricas suprayacentes.

El yacimiento está dividido en dos zonas por una falla de dirección N80° E. La explotación se ha centrado en una lámina situada en la zona norte, que tiene una potencia de unos 25 m y más de un kilómetro de recorrido (ARRIBAS *et al.*, 1982).

La mineralización, casiterita, columbo-tantalita y tapiolita principalmente, está diseminada en el microgranito, como un componente más del mismo y en menor proporción en filones de cuarzo que contienen además ambligonita y sulfuros de Cu,Sn, Zn, Ag y Bi (ARRIBAS *et al.*, op. cit.).

Las principales alteraciones presentes son greissenización, más intensa hacia el techo de la lámina, y una fuerte caolinización.

En cuanto a la génesis, los autores antes citados proponen que los leucogranitos albíticos mineralizados se originaron en la etapa final de cristalización de un magma muy diferenciado que hizo intrusión en niveles muy elevados de la corteza, lo que supondría la existencia de una cúpula granítica en profundidad, emplazada durante la 2^a fase de deformación hercínica.

GONZALO CORRAL y GRACIA (1984) clasifican este yacimiento como de tipo B1: Diseminación en leucogranito.

Los otros 2 indicios de la Hoja, como ya hemos comentado, tienen escaso valor.

El nº 1 es una excavación superficial en una pequeña zona de recubrimiento de materiales pliocenos, con posible presencia de casiterita.

El indicio nº 2 son dos pequeñas labores artesanales sobre filones de cuarzo gris de 5-20 cm de potencia y de dirección aproximada E-O, que encajan en un granito de 2 micas de grano grueso orientado en el que se observan bandas miloníticas de poca potencia e igual dirección que los filones. No se observó mineralización pero según análisis realizados por la Junta de Castilla y León (1958a) hay valores de 1710 ppm de Sn.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. **Climatología**

La Hoja se encuentra comprendida entre las isoyetas medias anuales de 400 y 600 mm, aumentando las precipitaciones hacia el Oeste (Fig. 7). Las precipitaciones, dentro de la Cuenca del Duero, se caracterizan por su irregularidad en cuanto a su distribución espacial y se originan en su mayoría, durante la primavera y el otoño. La estación más seca es siempre el verano, con valores comprendidos entre los 40 y 75 mm y una enorme variabilidad interanual.

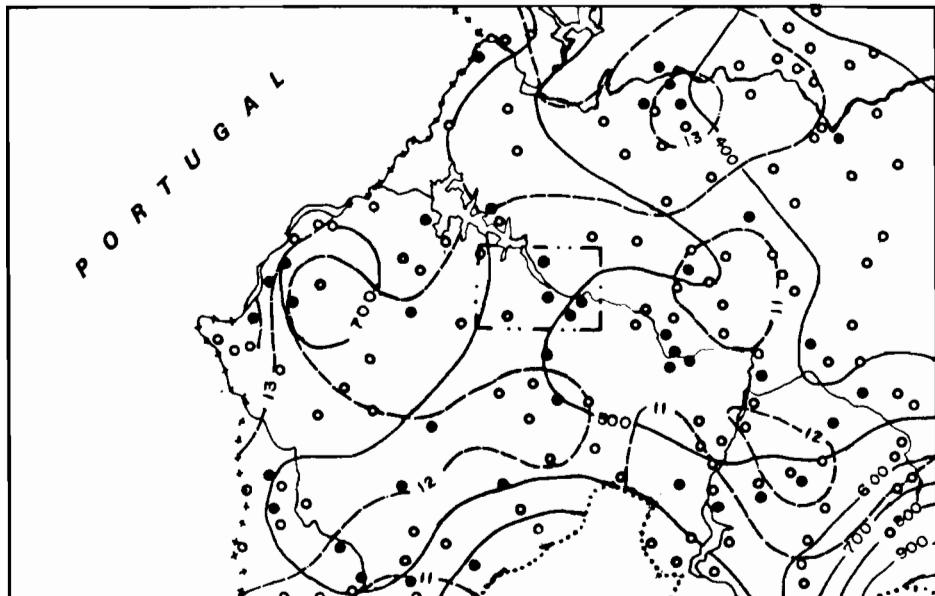
El rasgo climático más característico de la Cuenca, es la intensidad y duración de los inviernos con veranos cortos y relativamente frescos.

El área que ocupa la Hoja, se encuentra comprendida entre las isoterma anuales medias de 11° y 12° C (Fig. 7), existiendo una gran uniformidad térmica en toda la Hoja.

Los valores de evapotranspiración potencial (ETP) en media anual, están comprendidos entre los 700 y 750 mm.

Según la clasificación agroclimática incluida en el PIAS, IGME (1979), en el área que comprende la Hoja, predomina el clima mediterráneo continental semicálido que por el régimen de humedad puede denominarse seco.

ESQUEMA REGIONAL DE ISOYETAS E ISOTERMAS



ESCALA 1:1.200.000 (Extraido del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero M.O.P.U.)

- Estación termopluviométrica.
- Estación pluviométrica.
- Isoterna anual media (°C) (Periodo 1940/85).
- Isoyeta anual media (mm) (Periodo 1940/85).
- Límite de cuenca.
- - - Límite de hoja considerada 1:50.000.

*Fig. 7. Esquema regional de isoyetas e isotermas
(Extraido de Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero, MOPU)*

7.2.2. Hidrología Superficial

La Hoja está surcada por el río Tormes que a partir de la población de Ledesma, queda regulado por el gran embalse de la Almendra. La mayor parte pertenece a la Cuenca del Tormes con la excepción de la esquina suroccidental que pertenece a la del Huebra.

La Confederación Hidrográfica del Duero subdivide la Cuenca del Tormes en varias subcuenca de las que quedan representadas en la Hoja las siguientes:

- 60₁ o subcuenca E-88.
- 60₂ o embalse de Almendra.
- 59 o subcuenca del río Valmuza.
- 58 o subcuenca C-58.

Existen tres estaciones de aforo en el curso del río Tormes, la última de la cuales se encuentra dentro de la Hoja; se trata de la estación E-88, ubicada tras la confluencia con el río Valmuza y que mide las aportaciones de las subcuenca 60₁, 59, 58, 57 y 56. La superficie de cuenca de recepción que dicha estación mide es de 4814 Km² y el caudal medio registrado es de 1170 Hm³/año o de 37 m³/s (PIAS, 1979).

Las aguas de escorrentía quedan reguladas en su mayor parte por el embalse de Almendra, cuya cerrada se encuentra fuera de la Hoja. Este embalse es el mayor de la Cuenca del Duero, tiene una capacidad de 2649 Hm³ y una superficie anegada de 5855 Ha y da servicio a la central de Villarino que tiene una capacidad hidroeléctrica de 810 Mw. Existen tres estaciones de medida de la calidad del agua en el río Tormes que son la E-84, E-121 y E-88, esta última se encuentra dentro de la Hoja. En las tres se clasifican las aguas como buenas, si bien, los vertidos de la ciudad de Salamanca provocan una degradación de la calidad, mejorando ésta posteriormente por autodepuración aunque sin alcanzar los valores iniciales.

Por otra parte, los márgenes del Tormes a su paso por la Hoja están clasificados en el Plan Hidrológico de 1988 como zonas de riesgo mínimo de inundación.

7.2.3. Características Hidrológicas

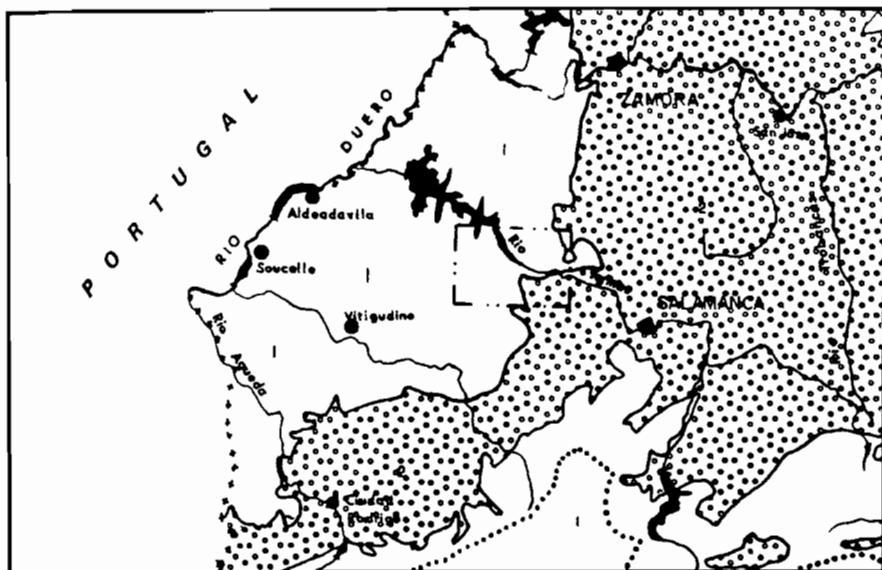
En la figura 8 puede observarse la situación de la Hoja con respecto a los grandes sistemas acuíferos que se definen en la Cuenca del Duero. Dicha Hoja se encuentra en el borde oeste del acuífero nº 19 denominado "Terciario conglomerático de Zamora Salamanca" y más concretamente del sector conocido como "Pasillo de Ciudad Rodrigo".

Las diferentes formaciones que pueden tener un comportamiento acuífero dentro de la Hoja son:

- a) *Cuaternario*

La presencia de materiales cuaternarios es escasa y queda reducida a depósitos en los cauces y algunas laderas, con la excepción del cauce del río Valmuza, donde la potencia de sedi-

ESQUEMA HIDROGEOLÓGICO REGIONAL



ESCALA 1:1.200.000 (Extraido del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero M.O.P.U.)



1. Baja permeabilidad o impermeable.



2. Permeabilidad media alta, porosidad intergranular.

— · — Límite de hoja considerada 1:50.000.

*Fig. 8. Esquema Hidrogeológico regional
(extraído de Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero, MOPU).*

mentos puede alcanzar 5 m y las permeabilidades suelen ser altas debido a la escasez de arcillas y limo. En esta zona existen gran cantidad de pozos de gran diámetro que se explotan para agricultura y/o ganadería.

b) *"Lehm granítico y alteraciones en los metasedimentos"*

Puesto que sus espesores no son significativos, su interés hidrogeológico es escaso. Los puntos de agua relacionados se reducen a pequeños manantiales de carácter estacional o a pozos de excavación manual.

c) *Terciario*

Presentan espesores significativos, especialmente en el sector oriental de la Hoja donde pueden alcanzar potencias superiores los 100 m; en el resto, aparecen en forma de manchas aisladas y de poca potencia. La base está formada por sedimentos siliciclásticos fuertemente cementados por sílice presentando un carácter prácticamente impermeable; el resto está formado por arenas y gravas con abundante materia arcillosa presentando permeabilidades comprendidas entre 10 y 150 m²/día.

Los manantiales inventariados aparecen a favor de niveles de conglomerados cementados silicificados, o bien a favor de niveles arcillosos de origen edáfico (Paleosuelos), lo que indica un comportamiento como acuífero multicapa, y que en ocasiones provoca la existencia de zonas confinadas o semiconfinadas.

d) *Paleozoico, precámbrico y rocas ígneas.*

Presentan permeabilidades de bajas a muy bajas. Los manantiales asociados suelen estar relacionados con fracturas más o menos importantes con caudales generalmente inferiores a 0.1 l/s, aunque existen notables excepciones como el punto nº 12188004 (Baños de Ledesma) con un caudal que en invierno de 1986 era de 6 l/s.

En relación con el químismo de las aguas subterráneas, se han analizado nueve muestras, a las que se han sumado otras tres obtenidas de bibliografía con el objeto de caracterizar los tipos de aguas subterráneas existentes en la Hoja. Cuatro de las muestras presentan facies bicarbonatadas cárnicas, tres son cloruradas cárnicas, dos cloruradas sódicas, dos bicarbonatadas sódicas, una bicarbonatada sódico-cárlica.

Las conductividades oscilan entre los 136 y 795 µs/cm presentando algunas muestras indicios de contaminación antrópica.

8. BIBLIOGRAFÍA

ALBERDI, M.T. (1974): "El género Hippurion en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía, revisión e historia evolutiva". *Trabajos N/Q*, 1, págs. 1-146.

- ALONSO GAVILÁN, G. (1981): "Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Salamanca)". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 435 págs.
- ALONSO GAVILÁN G. (1983): "Sedimentología de las Areniscas de Villamayor". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 19, págs. 7-20.
- ALONSO GAVILÁN, G. (1984): "Evolución del sistema fluvial de la Formación Areniscas de Aldearrubia (Paleógeno superior, provincia de Salamanca)". *Mediterránea, Ser. Geol.*, 3, págs. 107-130.
- ALONSO GAVILÁN, G. (1986): "Paleogeografía del Paleógeno superior-Oligoceno en el SO de la Cuenca del Duero (España)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 22, págs. 71-92.
- ALONSO GAVILÁN, G.; BLANCO, J.A.; SÁNCHEZ, S.; FERNÁNDEZ, B. y SANTISTEBAN, J.I. (1989): "Alteraciones asociadas a los paleosuelos de las Areniscas de Villamayor (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 187-207.
- 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, *Actas de Palinología (Actas del VI Simposio de Palinología, A.P.L.E.)*. págs. 269-275. Univ. Salamanca.
- ARRIBAS, A.; GONZALO, F. y IGLESIAS, M. (1982): "Génesis de una mineralización asociada a una cúpula granítica: el yacimiento de estaño de Golpejas (Salamanca)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, págs. 563-592.
- BELLIDO, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F; KLEIN, E; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y DE PABLO MACÍA, J.G. (1987): "Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y Occidente de Asturias". Memoria 101; págs. 1-157. /GME.
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P. y JEGOUZO, P. (1979): "Orthogneiss, mylonite and no-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone". *J. Struct. Geol.*, 1, págs. 31-42.
- BIROT, P. (1937): "Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidental". *Ann. Geol. Paris*, XLVI, págs. 25-42.
- BLANCO, J.A.; ALONSO GAVILÁN, G.; FERNÁNDEZ, B. y SÁNCHEZ, S. (1989): "La alteración roja miocena sobre las Areniscas de Villamayor". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 209-222.
- BLANCO, J.A. y CANTANO, M. (1983): "Silicification contemporaine à la sedimentation dans l'unité basale du Paleogène du bassin du Duero (Espagne)". *Sci. Geol. Mem*, 72, págs. 7-18.
- BLANCO, J.A.; CORROCHANO, A.; MONTIGNY, R. y THUIZAT, R. (1982): "Sur l'âge du début de la sedimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure". *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 295 (II), págs. 599-562.

- BUSTILLO, M.A. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980): "Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora". *Tecniterrae*, 36, págs. 14-29.
- CANTANO, M. (1982): "Estudio Morfoestructural del área de Golpejas (provincia de Salamanca)". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca, 59 págs.
- 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), págs. 87-101.
- CARNICERO, A. (1980): "Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoïdes entre Cipérez y Aldea del Obispo (W de la provincia de Salamanca)". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 202 págs. Inédito.
- CENTENO, J.D. (1988): "La morfología granítica de un sector del Guadarrama occidental (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral, UCM. Madrid, 321 págs.
- CHAYES, F. (1955): "Potash feldespar as a by product of biotite chlorite transformation". *S. Geol.*, 63, págs. 75-82.
- CORDERO, P.; CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J. (1982): "El Paleógeno del Sector septentrional de la Cuenca de Ciudad Rodrigo (alrededores de Torresmenudas, Salamanca)". *Tem. Geol. Min.*, 6 (2), págs. 199-207.
- CORRALES, I. (1982): "El Mioceno al sur del Río Duero (Sector Occidental)". *Tem. Geol. Min.*, 6 (2), págs. 709-713.
- CORROCHANO, A. (1977): "Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 336 págs.
- CORROCHANO, A. (1982): "El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Zamora)". *Tem. Geol. Min.*, 6 (2), págs. 687-697.
- CORROCHANO, A.; CARBALLEIRA, J.; POL, C. y CORRALES, I. (1983): "Los sistemas deposicionales terciarios de la depresión de Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 19, págs. 187-199.
- CRUSAFONT, M.; AGUIRRE, E. y GARCÍA, J. (1968): "Un nuevo yacimiento de mamíferos del Mioceno de la Meseta española". *Acta. Geol. Hisp.*, 3, págs. 22-24.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1980): "La sucesión estratigráfica del Complejo Esquisto-Grauváquico al sur de Salamanca". *Est. Geol.*, 36, págs. 131-138.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1981): "La estructura herciana entre Salamanca y Sequeros (Zona Centroibérica). La superposición de fases y su influencia en la fábrica de las rocas". *Cuad. Geol. Iber.*, 7, págs. 519-534.

- DÍEZ BALDA, M.A. (1986): "El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura Hercínica al Sur de Salamanca". 162 págs. Ed. Univ. Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M.A.; AYARZA, P. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1992): "El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: engrosamiento y colapso extensional". *III Congr. Geol. Esp. Simpl.* T. II, págs. 365-374.
- DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977): "La deformación hercínica en los materiales precámbricos y paleozoicos al sur de Salamanca". *Stvd. Geol.* XII, págs. 91-108.
- ENGLAND, P.C. y THOMPSON, A.B. (1984): "Pressure - Temperature - Time paths of Regional Metamorphism I.- Heat transfer during the evolution of regions of thickened Continental Crust". *J. Petrol.* 25, 4; págs. 894-928.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MÁRQUINEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, J.G. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1985): "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". IX reuniao sobre a Geología do Oeste Peninsular, Porto, 1985 (Actas e Comunicacoes). *Mem. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Cienc. Porto*, núm. 1, págs. 411-431. 1987.
- FORT, R. y GONZALO, F. (1987): "Prospección a la batea en los alrededores del yacimiento estannífero de Golpejas (Salamanca)". *Rev. Mat. Proc. Geol.* V, págs. 87-105.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1970): "Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros - Ahigal de los Aceiteros". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 2, págs. 45-56.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): "El Cámbrico Inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, III, págs. 33-41.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, J.R. (1968): "Sobre los ortogneises de Traguntía - Juzbado y su significación tectónica". *Acta. Geol. Hisp.*, 3, págs. 69-72.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, J.R. (1971): "Características fundamentales de los sierras de la provincia de Salamanca". *Bol. Geol. Min. de España*, LXXXII -III-IV, págs. 71-74.
- GARCÍA GARZÓN, J. y LOCUTURA, J. (1981): "Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Lumbrales - Sobradillo y Villar de Ciervo - Puerto Seguro". *Bol. Geol. Min.*, 92; págs. 68-72.
- GARZÓN, M. G. (1980): "Estudio Geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica". Tesis Doctoral. UCM Madrid, 425 págs.
- GARZÓN, M.G. y LÓPEZ, N. (1978): "Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental del Sistema Central". *Est. Geol.* 34, págs. 574-578.

GIL Y MAESTRE, A. (1880): "La provincia de Salamanca". *Mem. Com. Mapa. Geol. Esp.* Madrid.

GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J.R. (1985): "La cuarta fase de deformación hercínica en la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 91-104.

GONZALO CORRAL, F.J. y GARCÍA PLAZA, A.S. (1984): "Yacimientos de estaño del oeste de España: ensayo de caracterización y clasificación económicas". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 265-294.

GONZALO CORRAL, F.J. y LÓPEZ PLAZA, M. (1983): "Tipificación estructural de los filones estanho-volframíferos más representativos de la penillanura Salmantino - Zamorana". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVIII, págs. 159-170.

GOUANVIC, Y. (1983): "Métallogénèse à tungstène- étain dans le linéament granitique de Monteneme (Nord-Ouest Galice, Espagne): un exemple d'évolution dans une zone de cisaillement ductile hercynienne". Thèse troisième cycle, Lab. Pétrologie Structurale et Métallognie, Université de Nancy I; págs. 1-249.

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 (4), págs. 267-273.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929): "Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo". *Mem. R. Soc. Hist. Nat.*, 16 págs.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. y DANTÍN CERECEDA, S. (1932): "Síntesis fisiográfica y geológica de España". Junta de Ampliación, *Est. Trab. Mus. Cienc. Nat. Serv. Geol.*, 38, 584 págs.

IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981): "La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) - Penalva do Castelo (Viseu); un linéament ancien réactivé pendant l'orogénie hercynienne?". *Com. Serv. Geol. Portugal*, págs. 89-93.

IGME. (1979): "Investigación minera para estaño y wolframio al SO de Salamanca capital". Inf. inédito de ENADIMSA, T. III, 67 págs.

IGME (1979): "Inventario Nacional de Recursos Minerales de Estaño". Informe inédito. Fondo documental del ITGE (Doc. nº 10.620).

JIMÉNEZ, E. (1970): "Estratigrafía y paleontología del borde sur-occidental de la Cuenca del Duero". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 323 págs.

JIMÉNEZ, E. (1972): "El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 3, págs. 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, págs. 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), págs. 518-524.
- JIMÉNEZ, E. (1977): "Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora". *Bol. Geol. Min*, 88 (5), págs. 357-364.
- JIMÉNEZ, E. (1982): "Quelonios y cocodrilos fósiles de la Cuenca del Duero. Ensayo de biozonación del Paleógeno de la Cuenca del Duero". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17, págs. 125-127.
- JIMÉNEZ, E. (1983): "Síntesis del Paleógeno continental de la Cuenca del Duero". En: J.A. Comba (coord.): Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, II: 103-108.
- JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. (1984): "*Estudio geoestructural de la zona de cizallamiento de Juzbado - Penalva do Castelo (Sector de Salamanca)*". Tesis de Licenciatura. UCM. Madrid, 156 págs. Inédito.
- JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1983): "Rocas miloníticas indicadoras de la deformación progresiva en la zona de cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 18, págs. 139-158.
- JORDÁ, J.F. (1983): "Evolución morfogenética de la vertiente NW de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Revista Provincial de Estudios*, 8, págs. 129-168.
- JULIVERT, M. (1983): "División en Zonas del Macizo Ibérico". En Libro Jubilar J.M. RIOS, T. 1, págs. 67-71.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972): "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *IGME*. Madrid.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN (1985a): "Estimación de reservas minerales de estaño en las provincias de Salamanca, Segovia y Ávila". Informe inédito. Fondo documental de la Junta de Castilla y León.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN (1985b): "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.
- LISTER, G. S. y SNOKE, A. W. (1984): "S-C mylonites". *J. Struct. Geol*, 6, págs. 617-638.

- LOCUTURA, J.; RUIZ, C.; SIERRA, J. y VINDEL, E. (1978): "Estudio mineralógico cuantitativo en el proceso de concentración de las menas Sn-Ta de Golpejas (Salamanca)". *Bol. Geol. Min. de España*, LXXXIX-VI, págs. 581-595.
- LÓPEZ PLAZA, M. (1980): "Comportamiento geológico, fuerza ascensional y deformación en el material granítico: aplicación al plutón de Ledesma (Salamanca)". *Bol. Geol. Min. de España*, 91-95, págs. 649-660.
- LÓPEZ PLAZA, M. (1982): "Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura Salmantino - Zamorana". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca; págs. 1-333. (Inédita).
- LÓPEZ PLAZA, M. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1988): "Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del Macizo Hespérico". En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro homenaje a L.C. García de Figueroa*; págs. 195-210. Edit. Rueda, Alcorcón (Madrid).
- LÓPEZ VERA, F. y PEDRAZA, J. (1976): "Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid". *Est. Geol.*, 32, págs. 499-508.
- LOTZE, F. (1929): "Stratigraphie und tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien)". *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math.-Phys. Kl., N. F.*, XIV, págs. 11-78.
- LOTZE, F. (1945): "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta". *Geotekt. Forsh.*, 6, págs. 78-92. Berlin. Trad. de J.M. RIOS: "Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica". *Publ. Extr. Geol. Esp.*, 5, págs. 149-166. Madrid 1950.
- LOTZE, F. (1956): "Über Sardischen bewegungen in Spanien ihre Beziehungen zur assyntischen faltung". *Geotek. Symposium H. Stile*, págs. 129-139.
- MACAYA, J. (1980): "Estudio Geológico estructural de los materiales infraordovícicos y ordovícicos de la región de Las Batuecas y Peña de Francia (provincias de Salamanca y Cáceres)". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca.
- MARCOS, A. (1973): "Las series del paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)". *Trab. Univ. Oviedo*, 6, págs. 1-113.
- MARTÍN RIDAURA, A. (1986): "Clasificación y análisis geomorfológicos del stock granítico de la Pedriza de Manzanares El Real (Madrid)". Tesis de Licenciatura. UCM. Madrid, 169 págs. (Inédita).
- MARTÍN-SERRANO, A. (1979): "El relieve zamorano. Planteamientos generales y problemática geomorfológica". *Tecniterrae*, 11-19.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988): "El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico". *Inst. Est. Zamoranos Florián de Ocampo*, Dip. Zamora, 306 págs.

- MARTÍN-SERRANO, A. (1991): "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de la geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 4, (3-4), págs. 337-351.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1981): "Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (sector Oeste de la zona Asturoccidental-Leonesa)". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 317 págs.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAÚN, 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, págs. 545-560.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F.J. (1974): "Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (provincias de Salamanca y Zamora)". Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 286 págs.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973): "Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca)". *Bol. Geol. Min.*, LXXXIV - XI, págs. 407-418.
- MAZO, A.V. y JIMÉNEZ, E., (1982): "El Guijo", primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la provincia de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17, págs. 99-104.
- MEGIAS, A. G., (1982): "Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *Actas V Congr. Latinoamer. Geol.*, 1, págs. 385-402.
- MEHNERT, K.R. (1968): "Migmatites and the Origin of Granitic Rocks." Elsevier, Amsterdam.
- MOLINA, E. (1978): "Alteración relativa y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvd. Geol.*, 16, págs. 15-25.
- MOLINA, E. (1980): "Alteración relictica y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 16, págs. 15-25.
- MOLINA, E. y JORDÁ, J. (1982): "Le piémont nord du "Sistema Central" espagnol dans le province de Salamanca". *Resumenes del Congreso "Montagnes et Piemont"*. Toulouse, 11 págs.
- 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*, 5, págs. 177-186.
- NEESEN, G. (1981): "Le modèle exogranite - endogranite à stockscheider et la métallogenèse Sn-W. Etude des gisements de Fontao et Santa Comba (Galice, Espagne)". Thése troisième cycle, Lab. Geol. Régionale et Pétrologie structurale. Université de Nancy I, págs. 1-327.

- OBREGÓN, F. (1972): "El Paleozoico de las inmediaciones de Salamanca". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca. Inédito.
- OEN ING SOEN (1970): "Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal". *Bol. Geol. Min.*, 81, págs. 271-298.
- PARGA, J.R. (1969): "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. Laxe*, 37, págs. 3-15.
- PASSCHIER, C.W. y SIMPSON, C. (1986): "Porphyroclast systems as kinematic indicators". *J. Struct. Geol.*, 8, págs. 831-843.
- PEDRAZA, J. (1978): "Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama. (Sistema Central Español). Evolución geomorfológica reciente". Tesis Doctoral. UCM. Madrid, 525 págs.
- PEDRAZA, J.; SANZ SANTOS, M.A. y MARTÍN RIDAURA, A. (1989): "Formas Graníticas de La Pedriza". *Cuadernos Madrileños de Medio Ambiente*, 205 págs. Madrid.
- PELÁEZ-CAMPOMANES, P.; DE LA PEÑA, A. y LÓPEZ, N. (1989): "Primeras faunas de micromamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 135-157.
- PLATT, J.P. (1984): "Secondary cleavages in ductile shear zones". *J. Struct. Geol.*, 6, págs. 439-442.
- POLO, M. A.; ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M. F., (1987): "Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24, págs. 229-245.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1983): "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora". *Mem. Com. Mapa. Geol. Esp.*, 1, 400 págs.
- RIBEIRO, A. (1974): "Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental". *Serv. Geol. Port. Mem.*, 24, (Nova Serie) 1, 168 págs.
- ROLZ, P. (1975): "Beiträge zum Aufbau des jungprakambrischen und altpaleozoischen grundgebirgen in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und ostliche Sierra de Gata (Spanien)". *Munster Forsch. Geol. Palaont. H.*, 36, págs. 1-68.
- ROMÁN, F. y ROYO GÓMEZ, J., (1922): "Sur l'éxistence de mammifères lutéciens dans le bassin du Douro (Espagne)". *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 175, págs. 1221-1223.
- SANTISTEBAN, J.I.; MEDIAVILLA, R.; MARTÍN-SERRANO, A. y DABRIO, J. (1996): The Duero Basin: a general overview. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, págs. 183-187.

SANZ, M.A. (1988): "Los relieves residuales de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (sistema Central Español). Sucesión y génesis". Tesis de Licenciatura. UCM. Madrid, 125 págs.

SCHMIDT-THOME, P. (1945): "Basamento paleozoico y cobertura moderna en la parte occidental de España central (Provincias de Salamanca y Cáceres)". *Geotektonische Forschungen*, 6. Berlin 1945. Trad. RIOS, J.M. en *Publ. Extr. Geol. Esp.*, V. Inst. Lucas Mallada (CSIC).

SCHWENZNER, J.E. (1936): "Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes". (Ref. a la Traducción de Vidal Box 1943, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 41, 121-147, Madrid) *Geogr. Abhandlungen* 3, 10, Stuttgart.

SIMPSON, C. y SCCMID, S.M. (1983): "An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, págs, 1281-1288.

SOLÉ SABARIS, L. (1952): "El relieve de la Península Ibérica y sus elementos estructurales". *Geografía de España y Portugal* 1, 17-269. Edit. Montaner y Simón S.A.

SOLÉ SABARIS, L. (1958): "Observaciones sobre la edad de penillanura fundamental española en el sector de Zamora". *Brev. Geol. Astúrica*, II (1-2), págs. 3-8.

TEIXEIRA, C. (1954): "Notas sobre a Geología de Portugal. O Sistema Cámbrico". Ed. Autor, Lisboa, págs. 1-29.

VILLAR ALONSO, P.; ESCUDER VIRUETE, J. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1992): "La zona de cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo en el sector español". *III Congr. Geol. Esp. Simp.*, 2, págs. 446-456.

