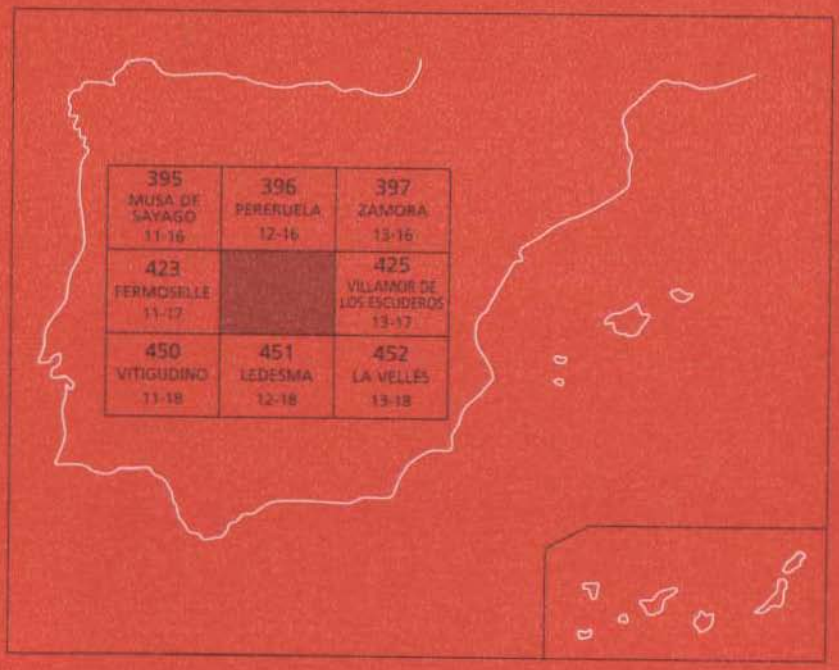
Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

424
12-17

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ALMEIDA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ALMEIDA

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID
Depósito legal: M-33.566-2000
ISBN: 84-7840-399-X
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: A. Díez Montes, P. Villar y F. Bellido
Terciario: R. Mediavilla y A. Herrero
Cuaternario: M. A. Sanz Santos

Mapa Geomorfológico:

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

Memoria explicativa:

Introducción, Estratigrafía del zócalo hercínico: P. Villar
Estratigrafía y Sedimentología del Terciario: R. Mediavilla
Rocas Igneas: A. Díez Montes y P. Villar
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 Pascual
Historia Geológica: P. Villar y R. Mediavilla
Hidrogeología: A. González Ramón y J. C. Rubio Campos
Recursos Minerales: D. García del Amo, M. Regueiro, E. González Clavijo y C. Ortega.

Dirección y coordinación: L. R. Rodríguez Fernández

Asesoramiento:

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

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:
— Muestras y sus correspondientes preparaciones.
— Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
— Columnas estratigráficas de detalle.
— Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.

INDICE

Páginas

1. INTRODUCCIÓN 9
   1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA 9
   1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA 10
   1.3. ANTECEDENTES 10

2. ESTRATIGRAFÍA 11
   2.1. INTRODUCCIÓN 11
   2.2. MATERIALES HERCÍNICOS 11
      2.2.1. Metasedimentos (19) 11
      2.2.2. Gneises glandulares (4) 12
   2.3. SEDIMENTOS TERCIARIOS. PALEÓGENO 13
      2.3.1. UTS MC (20) 14
         2.3.1.1. Unidad Siderolítica 14
         2.3.1.2. Unidad Silícea 15
      2.3.2. UTS P1 (Arcósica Basal) (21) 16
      2.3.3. UTS P2 (Detrítica Intermedia) (22) 17
      2.3.4. UTS P3 (Arcósica Superior) (23) 20
   2.4. SEDIMENTOS NEÓGENOS Y CUATERNARIOS 23
      2.4.1. Coluviones (26) 23
      2.4.2. Terrazas Plio-cuaternarias (24,25,27,29) 23
      2.4.3. Conos de deyección (28) 24
      2.4.4. Aluvial (31) 25
      2.4.5. Aluvial-coluvial (30) 25

3. PETROLOGÍA 25
   3.1. INTRODUCCIÓN 25
   3.2. ROCAS GRANÍTICAS 26
      3.2.1. Rocas intermedias (6) 26

3.2.2. Granitos s.s 28
3.2.2. 1. Granitoides inhomogéneos (5) 28
3.2.2. 2. Granito biotítico con megacristales (Granito de Sayago, 7) 29
3.2.2. 3. Granito de Villamor de Cadozos (8a) 32
3.2.2. 4. Granito de Figueruela de Sayago (8b) 34
3.2.2. 5. Granitos "ala de mosca" de grano fino a medio (9) 37
3.2.2. 6. Granito de grano fino a medio porfídico (10) 39
3.2.2. 7. Granitos de dos micas de grano grueso (11, 12 y 14) 41
3.2.2. 8. Granito densamente porfídico (13) 43
3.2.2. 9. Granitos de Almeida y Santiz (15) 45
3.2.2.10. Granito cordierítico de La Pelilla (16) 47
3.2.2.11. Granitos de grano fino tardíos (17) 50
3.2.2.12. Granito de dos micas, grano medio, microporfídico (18) .. 50
3.3. ROCAS FILONIANAS 51
3.3.1. Diques de cuarzo (Sierros) (1) 51
3.3.2. Pórfidos graníticos (2) 51
3.3.3. Leucogranitos de grano fino y pegmatitas (3) 53
3.4. METAMORFISMO 53
3.5. GEOQUÍMICA 54
3.5.1. Rocas intermedias (Cuarzomonzodioritas y vaugneritas) 54
3.5.2. Granito biotítico con megacristales (Granito de Sayago) 56
3.5.3. Granito de dos micas, grano fino-medio y textura "ala de mosca" .. 56
3.5.4. Granito de dos micas y grano medio (Figueruela de Sayago y Villamor de Cadozos) 60
3.5.5. Granito de dos micas y grano grueso, con textura "ala de mosca" (Granito de Villar del Buey) 60
3.5.6. Granito de dos micas y grano medio (Granito de Almeida) 60

4. TECTÓNICA 63
4.1. INTRODUCCIÓN 63
4.2. DEFORMACIÓN HERCÍNICA 63
4.2.1. Introducción 63
4.2.2. Estructura general 63
4.2.3. Primera fase de deformación (D1) 64
4.2.4. Segunda fase de deformación (D2) 64
4.2.5. Tercera fase de deformación (D3) 65
4.2.6. Deformaciones tardías 66
4.2.7. Fracturación tardihercínica 66
4.3. OROGENIA ALPINA 66

5. GEOMORFOLOGÍA 67
5.1. ANTECEDENTES 67
5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA 67
5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO 68
5.3.1. Estudio Morfoestructural 68
5.3.2. Estudio del modelado 69

5.3.2.1. Formas de Ladera 69
5.3.2.2. Formas fluviales 70
5.3.2.3. Formas poligénicas 71
5.3.2.4. Formas endorreicas: Navas 74
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS 74
5.4.1 Alteraciones 74
5.4.2. Depósitos fluviales 75
5.4.2.1. Conglomerados y areniscas cementadas por sílice 75
5.4.2.2. Conglomerados, arcosas y arcillas 75
5.4.2.3. Depósitos aluviales plio-cuaternarios 76
5.4.3. Depósitos de ladera 76
5.4.3.1. Coluviones 76
5.4.4. Depósitos endorreicos: navas 76
5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA 76
5.6. PROCESOS ACTUALES 77

6. HISTORIA GEOLÓGICA 78

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA 80
7.1. RECURSOS MINERALES 80
7.1.1. Tipos de mineralización 81
7.2. HIDROGEOLOGÍA 81
7.2.1. Climatología 81
7.2.2. Hidrología Superficial 81
7.2.3. Características Hidrogeológicas 83

8. BIBLIOGRAFÍA 88

1 **INTRODUCCIÓN**

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Almeida de Sayago (424) se sitúa en la Penillanura Salmantino-Zamorana, ocupando una parte importante de la comarca zamorana de Sayago y otra del campo charro salmantino que, desde el punto de vista morfológico, constituyen una sola unidad.

Topográficamente la zona es una penillanura suavemente ondulada de entre 750 y 900 m, con una pequeña inclinación hacia el suroeste, que en el río Tormes cambia bruscamente y se encaja hasta unos 650 m, aunque actualmente se encuentra recubierto por las aguas del embalse de la Almendra hasta una cota máxima de 730 m. Las zonas más elevadas se encuentran en el borde este-sureste de la Hoja, en los alrededores de Santiz, con una cota máxima en el Teso Santo de 985 m.

El único río importante es el Tormes que discurre por el cuadrante suroccidental de la Hoja con una dirección ESE-ONO. El resto son arroyos y riveras de corriente estacional. El clima es mediterráneo templado con una pluviosidad media de 500-600 mm/año y veranos secos y calurosos e inviernos fríos. Fitográficamente pertenece al dominio del encinar (Quercus ilex) acompañado por el desarrollo de un sotobosque acusadamente xerófilo de matorrales como el tomillo (Thymus sp.) y el espliego (Lavandula sp.). En cuanto a las zonas cultivadas son de dos tipos. La primera son dehesas, a veces muy grandes, de encinas y cereales de largo barbecho y por otra parte pequeñas parcelas cerradas por cortinas dedicadas por lo general a pastizales.

El poblamiento es bastante uniforme, con una distancia media entre pueblos de unos 7 km y una densidad de unos 30 hab/Km^2. La localidad de mayor tamaño es Almeida de Sayago con unos 1000 habitantes, destacando también Peñausende, Santiz, Moraleja de Sayago y Carbellino. Administrativamente la Hoja se sitúa fundamentalmente en la provincia de Zamora excepto el borde sur que pertenece a la de Salamanca.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

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

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, CEG), cuya edad podría llegar, en los términos más altos, 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 poco potente.

Por otra parte, en esta zona el metamorfismo varía desde muy débil a alto grado y está distribuido en bandas estrechamente relacionadas con el plutonismo granítico (MARTINEZ *et al.*, 1991).

Los materiales cenozoicos que afloran en el área de estudio se encuadran dentro de la Cuenca del Duero, y más concretamente forman parte del borde O de la misma. A lo largo de este borde 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 cercanías de un borde de cuenca moderadamente activo.

1.3. ANTECEDENTES

Dejando aparte las primeras descripciones fisiográficas, muy generales, de las provincias de Zamora y Salamanca (GIL Y MAESTRE, 1880 y PUIG Y LARRAZ, 1883), el primer estudio geológico en el sentido moderno, de esta región es el de SCHMIDT-THOME (1945) que ya 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" (gneises) en la banda que se extiende desde Ledesma a Vitigudino, que interpreta como sinorogénico precoz y un "granito viejo", también sinorogénico pero posterior. Más moderno, pero de carácter histórico también, es la síntesis cartográfica a escala 1:200.000

publicada por el IGME (1971) y realizada fundamentalmente a partir de los trabajos citados anteriormente.

Los trabajos más detallados sobre el área concreta de esta Hoja se limitan a GARCÍA DE LOS RÍOS (1991) que hace un estudio cartográfico y petrológico sobre la zona nororiental de esta Hoja, con especial énfasis en las rocas vaugneríticas y LÓPEZ PLAZA (1982), quien en un amplio estudio sobre la petrología y la estructura de los granitos de toda la región del Tormes, presenta una cartografía y una interpretación de la evolución del magmatismo hercínico de esta zona.

Desde un punto de vista regional más amplio, son fundamentales las tesis doctorales de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974), sobre el metamorfismo y los granitoides de la región de Los Arribes del Duero; de RIBEIRO (1974), sobre la estratigrafía y tectónica de la región de Tras-os-Montes (Portugal); de CARNICERO (1980) sobre el metamorfismo y los granitoides del área suroccidental de la provincia de Salamanca y, de DÍEZ BALDA (1982, 1986) sobre la estratigrafía y estructura del Complejo Esquisto Grauváquico al sur de Salamanca.

Las principales aportaciones sobre la estratigrafía de los sedimentos terciarios de este borde de la cuenca se deben a JIMÉNEZ (1970, 1972, 1973, 1974, 1983), CORROCHANO (1977, 1982), ALONSO GAVILÁN (1981, 1983, 1984, 1986) y CORDERO *et al.*, (1982).

2. **ESTRATIGRAFÍA**

2.1. INTRODUCCIÓN

La mayor parte de los materiales hercínicos aflorantes en esta Hoja son granitoides de edad carbonífera, estando muy restringidas las rocas de claro origen sedimentario o volcánico o subvolcánico, de edad probablemente preordovícica. Los sedimentos terciarios que se encuentran en la parte oriental de la Hoja constituyen, sin solución de continuidad, la terminación occidental de la cuenca del Duero y probablemente las manchas terciarias dispersas por la Hoja forman retazos de la prolongación hacia el oeste de la citada cuenca. Los sedimentos cuaternarios son escasos y están formados por aluviones y coluviones.

2.2. MATERIALES HERCÍNICOS

2.2.1 **Metasedimentos (19)**

Las rocas metasedimentarias afloran fundamentalmente en el núcleo del Sinforme de Azmesnal, en un área de casi 20 Km^2, otro afloramiento relativamente extenso se encuentra en el ángulo nororiental de la Hoja, en el área de Tamame y además existen otros afloramientos de menor entidad dispersos entre los granitoides tales como el de La Pelilla o el situado al sur de Fresno de Sayago. Una característica común de todos estos afloramientos es que se encuentran profundamente alterados con un desarrollo grande de suelos por lo que únicamente pueden reconocerse en las cunetas o desmontes de carreteras y caminos o

en los fondos de algunos arroyos como el de la rivera de Azmesnal donde se encuentran los mejores afloramientos.

La litología más común son las areniscas feldespáticas, a veces porfiroides, con escasas intercalaciones semipelíticas y calcosilicatadas de espesor centimétrico. Tienen siempre una fuerte foliación S_2 a la que se encuentran paralelizados los contactos litológicos y frecuentemente una lineación de estiramiento más o menos marcada definida por el alargamiento de porfiroclastos de feldespato y de sus sombras de presión. En muchos casos la estratificación y la foliación se encuentran dobladas por pliegues D_3 y puede llegar a desarrollarse localmente una esquistosidad de crenulación S_3 que oblitera fábrica anterior.

Las areniscas feldespáticas, prácticamente las únicas rocas que pueden recolectarse relativamente frescas, están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita y restos de sillimanita y cordierita muy moscovitizados; en algún caso se han encontrado también granates. Los feldespatos forman porfiroclastos rodeados por la foliación, al igual que el granate que es claramente previo a la foliación S_2. La biotita forma lepidoblastos que, en parte, definen la foliación y la moscovita es claramente secundaria y crece más o menos desordenada a partir de la biotita, la plagioclasa, la sillimanita y la cordierita.

La foliación es, en general, un fuerte bandeado tectónico definido por una alternancia submilimétrica de niveles cuarzofeldespáticos con otros de mayor contenido micáceo. Dentro del bandeado son frecuentes los arcos poligonales de micas e incluso pueden reconocerse charnelas que doblan una foliación previa.

Estos metasedimentos se encuentran encima de los gneises glandulares con los que son estructuralmente concordantes y se encuentran intruidos hacia el oeste por granitoides sincinemáticos. Estos materiales deben ser equivalentes a los metasedimentos preordovícicos que se encuentran en las Hojas vecinas de Fermoselle, Vitigudino y Ledesma.

2.2.2. **Gneises glandulares (4)**

Los gneises glandulares afloran a lo largo de una banda de dirección N-S que se encuentra intensamente replegada por grandes pliegues de dirección E-O de tercera fase. Se encuentran directamente debajo de los metasedimentos descritos en el capítulo anterior con los que tienen un contacto neto. En el área de Viñuela de Sayago se encuentran sobre unos granitoides inhomogéneos que pasan gradualmente a los granitos de Figueruela de Sayago y más al Norte aparecen dispuestos concordantemente sobre el macizo de rocas básicas e intermedias de Fresno de Sayago. Los gneises glandulares que aparecen aquí son la prolongación hacia el norte del macizo que se extiende ampliamente por la Hoja de Ledesma situada al sur.

Son gneises de facies muy homogénea a escala de macizo, no encontrándose variaciones significativas en cuanto a tamaño y densidad de las glándulas ni en cuanto a composición de la matriz. Únicamente son de destacar las intercalaciones laminares concordantes de granitoides foliados que pueden formar cuerpos de cierta entidad, que si bien en algún caso son claramente granitos hercínicos sincinemáticos con D_2, en otros tienen un carácter muy

inhomogéneo y pudiera tratarse de facies más ácidas y no glandulares de los propios gneises –leucogneises– que hubieran sufrido en mayor medida la migmatización regional.

Los gneises son rocas mesocráticas con textura foliada marcadamente porfiroclástica caracterizadas por la presencia abundante de glándulas feldespáticas de entre 3 y 10 cm en una matriz granítica de grano variable pero predominantemente de tamaño de grano medio o grueso. La foliación está siempre presente, definida por agregados de biotita +/– sillimanita que rodean claramente a las glándulas y con las que suelen desarrollar sombras de presión. En algunos casos las glándulas tienen un eje dimensional mayor que junto a la sombra de presión definen una cierta lineación de estiramiento en la roca que nunca está muy marcada.

Las glándulas son de un tamaño muy heterogéneo a cualquier escala, con una población mayoritaria entre 3 y 6 cm aunque ocasionalmente pueden encontrarse de 10-12 cm de diámetro. Están formadas en general por un agregado policristalino de feldespato potásico, albita, cuarzo y alguna mica, sobre todo moscovita; en algunos casos se trata de fenocristales de feldespato potásico pertíticos aunque muy poligonizados. En el caso de los agregados policristalinos las sombras de presión, formadas por un agregado de feldespato potásico, albita y cuarzo, están en continuidad con las glándulas.

La matriz, de composición granítica, está formada por un agregado de grano, en general, medio o grueso formado esencialmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios aparecen apatito, circón, turmalina, rutilo, opacos, sillimanita y, a veces cordierita. La textura es siempre alotriomorfa inequigranular, debida a la fuerte deformación que presentan los minerales. El cuarzo se encuentra en agregados irregulares con los granos de pequeño tamaño anhedrales y con subgranos y bordes suturados. El feldespato potásico, con la macla de la microclina o no, aparece también poligonizado y con extinción ondulante, a veces formando bandas a modo de ribbons. La plagioclasa, con las maclas de la albita y Carlsbad, se presenta en granos subhedrales con frecuentes recrecimientos mirmequíticos. La biotita se presenta en agregados policristalinos con morfología de microschlierens definiendo la foliación. La moscovita parece esencialmente secundaria y se encuentra en asociación con la biotita a la que parece sustituir miméticamente. La sillimanita se encuentra con inclusiones dentro de la moscovita y en algún caso en intercrecimientos con la biotita.

La foliación principal de los gneises se debe a la segunda fase de deformación (D_2) y está definida por la orientación de las biotitas y agregados de fibrolita, así como por la recristalización orientada del cuarzo y feldespatos, con formación de sombras de presión en las glándulas feldespáticas. Además pueden reconocerse eventualmente crenulaciones D_3 que afectan a la foliación principal y que van ligadas a una fuerte deformación de los minerales tal como subgranulaciones y poligonizaciones en cuarzo y feldespatos y kinkado de las micas.

2.3. SEDIMENTOS TERCIARIOS. PALEÓGENO

Durante la realización de los proyectos "Confección de las Hojas del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nºs. 422, 423, 424, 448 bis, 449, 450, 451, 452, 474, 475,

476 y 500" y "Confección del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nº. 477, 478, 501, 502, 503, 528, 728, 729, 734 y 735" se ha obtenido un conjunto de nuevos datos que nos ha permitido ampliar y concretar los conocimientos sobre la estratigrafía y evolución tectosedimentaria de los sedimentos terciarios que conforman el borde O de la Cuenca del Duero y del sector centro-occidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Como resultado de todo ello se han diferenciado cuatro UTS (sensu MEGIAS, 1982) dentro del Paleógeno y dos correspondientes al Neógeno de estas zonas. Estas unidades presentan como rasgos comunes su extensión regional, polaridad sedimentaria y límites definidos por discordancias tectónicas de rango regional.

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

2.3.1. **UTS MC (20)**

Los materiales de esta UTS se disponen discordantes sobre metasedimentos e inconforme 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 (JIMENEZ, 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 (*on lap*).

2.3.1.1. *Unidad Siderolítica*

Se restringe a algunos afloramientos septentrionales de esta UTS (p. ej. en el km. 22 de la carretera de Peñausende a San Marcial, en las proximidades de Peñausende). 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 al 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 esta unidad. En algunos puntos se ha podido observar una superposición de canales delimitados por "lags" de cantos con centiles de 5 a 7 cm y relleno por gravas masivas (centil 5 mm). Estos cuerpos presentan espesores que no superan 1,5 m y bases cóncavas relativamente suaves. Por estas características parece que se trata 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 Silícea*

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 (ópalo 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-caoliníticas 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 (en las proximidades de Los Arapiles, Hoja de Salamanca) mediante K/Ar obteniendo una edad de 58 Ma. (Tanatiense). 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) (21)**

Aflora a lo largo del borde O de la Hoja con un buzamiento general de 1° a 3° hacia el SE y un espesor máximo visible de 60 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 aparecen 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 sílice o por carbonato en cuyo caso se trata de una cementación muy tardía.

Estos materiales se organizan en cuerpos plano-cóncavos de gravas con estratificación cruzada en surco (Gt) que se cortan en sentido lateral. También se pueden observar pequeños parches, 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.

Sobre los últimos depósitos de la UTS se desarrolla un encostramiento dolomítico-arcilloso (paligorskita) de espesor métrico (1 a 5 m).

Teniendo en cuenta las características esbozadas para esta UTS podemos concluir que forma una megasecuencia granocreciente (el centil 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 (JIMENEZ, 1974). Junto a ésto, 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 (ROMÁN y ROYO GÓMEZ, 1922; JIMÉNEZ, 1977, 1982).

2.3.3. **UTS P2 (Detrítica Intermedia) (22)**

Los afloramientos de esta UTS. dentro de la Hoja se limitan al borde O. Se dispone discordante sobre la UTS P1 (con un ángulo inferior a 2°) y buza hacia el ESE, donde llega a alcanzar los 80 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. 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. 1) 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-paligorskita 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 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.

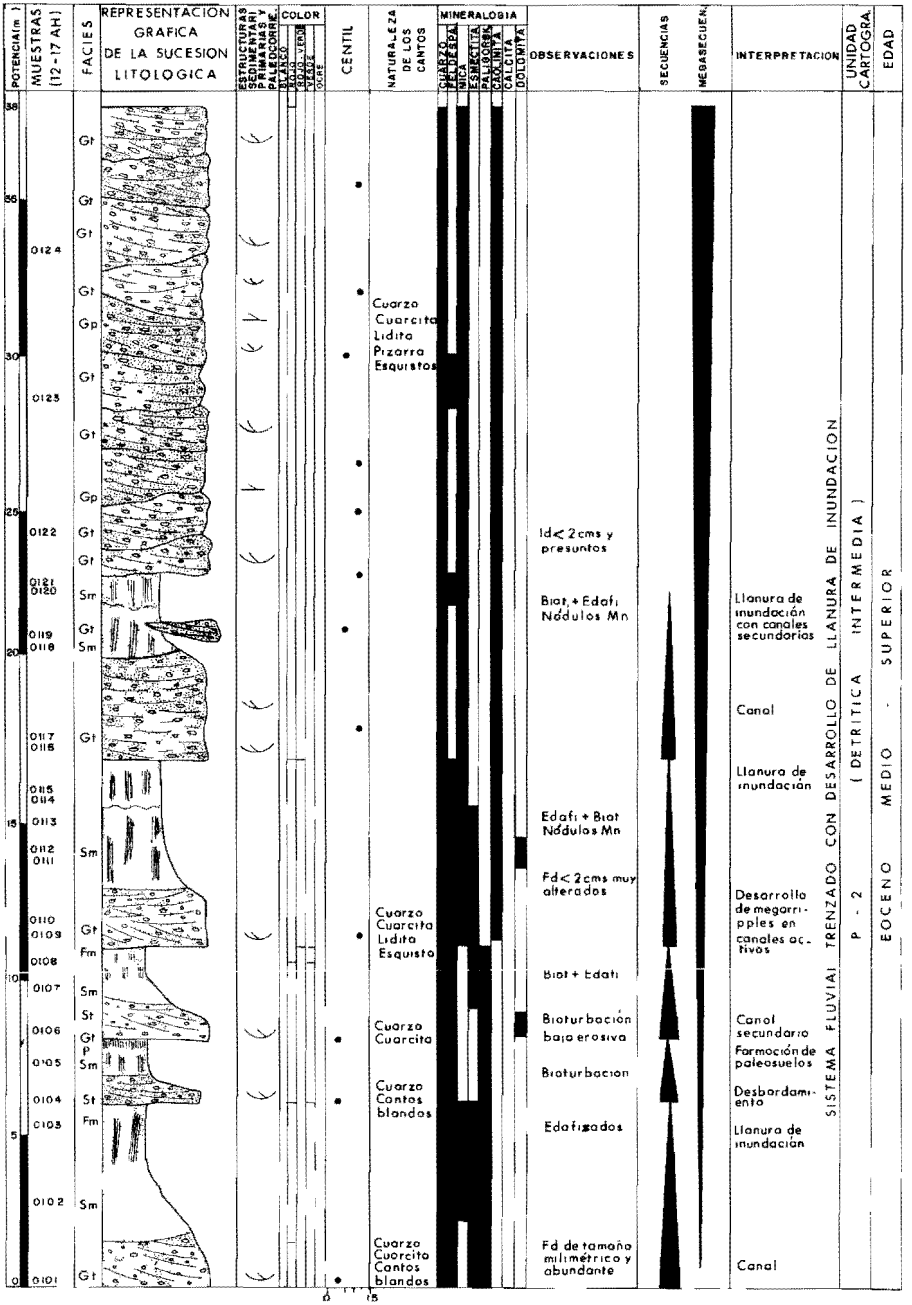


Fig. 1. Columna estratigráfica representativa de la UTS P2 (Detrítica Intermedia)

Para la UTS P2 se dispone de diversas dataciones, basadas en micro y macromamíferos, quelonios 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; PELÁEZ-CAMPOMANES *et al.*, 1989).

El rasgo postsedimentario más importante es el color rojo que se observan 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) (23)**

Aflora en la mitad meridional de la Hoja. Se dispone discordante 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 aflorante es de unos 30 m, si bien se puede suponer de la distribución de sus afloramientos que alcanzó espesores muy superiores. Presenta buzamientos muy variados debido a que fosiliza una paleotopografía bastante abrupta y además se encuentra afectada por basculamientos tectónicos posteriores. Es equivalente a las Areniscas de Garcihernández (JIMÉNEZ, 1973) que encuentra CORROCHANO (1982) en el área de Zamora. 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 aparecen relacionados con superficies morfológicas. Las fracciones más gruesas están constituidas por cuarzo, feldespato (mayoritarios), cuarcita, granito, lidita (subordinados), pizarra y esquisto (subordinados). La fracción arcillosa está constituida por micas, caolinita y esmectita. La composición de las facies arcillosas es similar a la de la matriz de las facies gruesas y sólo se diferencia porque ocasionalmente presenta paligorskita. Localmente estos materiales aparecen cementados por carbonato y con menos frecuencia por sílice. 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.

Se organizan en cuerpos canalizados de gravas y arenas que se cortan los unos a los otros, dando bancos de gran continuidad lateral limitados por cicatrices erosivas de orden mayor.

Estos cuerpos se disponen sobre el zócalo y 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 que 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/Sp {gran escala}) → (Gt/St {pequeña escala})] (Fig. 2) o [(Gm) → Gt]. 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 granodecrecientes 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 aguas bajas.

El conjunto se puede interpretar como sistemas fluviales de alto gradiente fluyendo hacia el ESE por valles relativamente angostos.

La evolución vertical de la UTS muestra una tendencia granocreciente y estratocreciente 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 periodos 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 periodos 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

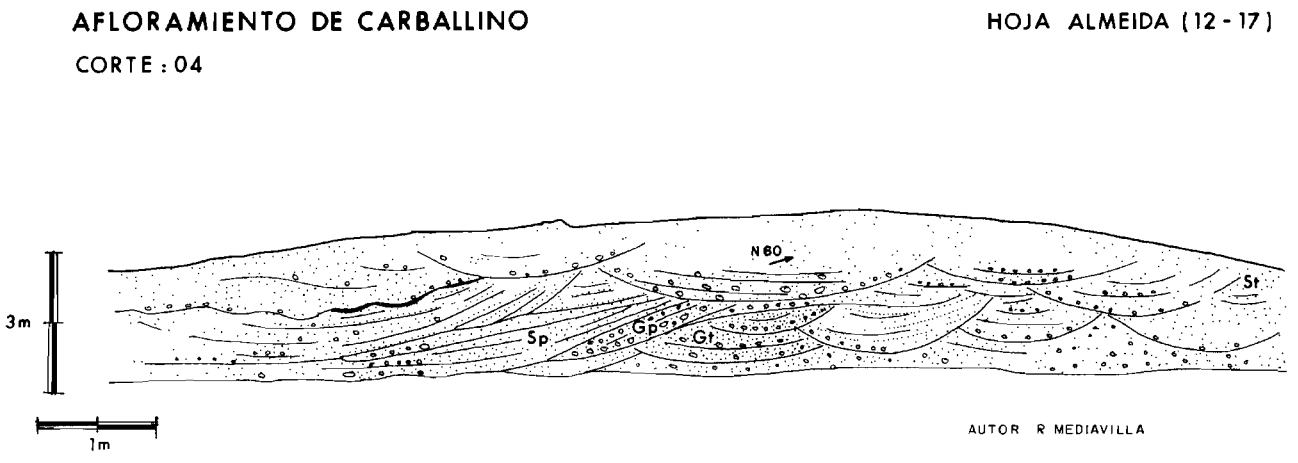


Fig. 2. Esquema sedimentológico de la UTS P3 (Arcósica Superior)

datada en el yacimiento de Los Barros (Avila) mediante micromamíferos (GARZÓN y LÓPEZ, 1978). En nuestra zona de estudio, la posición suprayacente con respecto a depósitos datados como Eoceno superior e infrayacente con los depósitos rojos datados como Mioceno inferior (MAZO y JIMÉNEZ, 1982) en las proximidades de Salamanca así como el hecho de que frecuentemente se presente afectada por la alteración roja de la misma edad (MARTÍN-SERRANO, 1988; BLANCO *et al.*, 1989) permiten asignar esta UTS al Oligoceno.

2.4. SEDIMENTOS NEÓGENOS Y CUATERNARIOS

Los materiales más recientes de la Hoja de Almeida están representados principalmente por los depósitos fluviales, y en menor proporción por coluviales y depósitos mixtos de gravedad-fluvial. Corresponden los primeros al arroyo de la Oyita, arroyo de Riego Malo, arroyo de Fuente de la Mora, arroyo de los Regomillos y arroyo de Prado Conejas, principalmente; los segundos se sitúan principalmente a los pies de las zonas de ladera y los últimos en las zonas de encajamiento de arroyos.

2.4.1. **Coluviones (26)**

Corresponden a depósitos desarrollados en laderas con muy escaso transporte y una variedad litológica grande, debida principalmente al escaso retrabajamiento de los materiales y su proximidad al área madre.

A grandes rasgos se puede hacer una diferenciación en dos tipos; los primeros corresponderían a los desarrollados sobre materiales graníticos, metamórficos y filonianos, caracterizados por presentar fragmentos rocosos (bloques y cantos) angulosos y poco o nada transformados de la roca madre; y los elaborados a expensas de los depósitos terciarios.

Los primeros se caracterizan por la presencia de bloques y cantos englobados en una matriz areno-limosa. La fracción gruesa suele ser de tamaños variables y angulosa, presentando en los depósitos desarrollados a expensar de zonas graníticas fragmentos subredondeados, debidos principalmente a procesos de arenización granular o bien escamación.

Los depósitos formados a expensas de materiales terrígenos terciarios tiene una litología igual al área madre, presentando los mismos tamaños y angularidades de cantos. La diferencia principal respecto a la zona de aporte es la pérdida de estructuras y la morfología actual del depósito.

En cuanto a la edad de estos materiales es difícil de establecer y creemos que abarcan el Cuaternario.

2.4.2. **Terrazas Plio-cuaternarias (24,25,27,29)**

Dentro de la Hoja hemos diferenciado cuatro niveles de terrazas plio-cuaternarias, siendo el tercer nivel el mejor representado y con su mejor desarrollo en los arroyos de la Oyita, de Riego Malo, de Fuente de la Mora.

El primero de los depósitos (24) presenta una altura sobre el cauce de veinticinco metros y queda reducido a un replano muy degradado situado al SO, de la población de Fresno de Sayago. Está constituido por una matriz de arenas cuarzofeldespáticas, con escasa porción limo-arcillosa, y cantos de litología variada (cuarzo, rocas ígneas y metamórficas) con tamaños medio de 10 cm, los cantos de mayor tamaño no son superiores a los 20 cm y en todo el conjunto predomina una fracción que oscila entre los 3 y 6 cm. Las formas de la fracción gruesa son redondeadas, si bien existen cantos, sobre todo los de mayor tamaño, que tienen formas subangulosas y angulosas, siendo estas últimas debidas a la acción humana de laboreo de tierras. Este nivel de terrazas lo hemos considerado como Plioceno.

El segundo nivel (25), situado entre 10 y 8 metros respecto a los cauces, se localiza en las márgenes izquierda de los arroyos de Riego Malo y de Fuente de la Mora. Como en el caso anterior los depósitos se ven reducidos a replanos muy degradados, con unas tonalidades ocres y muy retrabajados por el hombre, si bien aún conservan un pequeño desnivel entre ellos y los niveles de terraza inferior.

El conjunto de materiales que forman este segundo nivel, está constituido por una matriz de arenas cuarzofeldespáticas en las que la fracción limo es más importante que en las terrazas del primer nivel, si bien no llega a superar a la fracción arena. La fracción gruesa queda conformada por cantos de litología variada, entre los que predominan los de cuarzo, con formas redondeadas y tamaños medios de 8-10 cm; entre estos tamaños medios sobresalen otros que llegan a alcanzar los 30 cm. La edad del depósito de estos depósitos la establecemos como Plio-Pleistoceno.

El tercer nivel de terraza (27), que es el de mayor representación en la Hoja, presenta una cota sobre los diferentes cauces de 3 a 2,5 metros, desarrollándose ampliamente a lo largo de los arroyos de antes citados, además del arroyo de los Regomillos. La matriz de los depósitos es areno-limosa y contiene una fracción gruesa formada por cantos de litología variada, formas redondeadas y tonos grisáceos; los tamaños de los cantos oscilan entre los 4 a 10 cm y por lo general se mantiene homogéneamente entre estos tamaños. La edad estimada para este nivel de terrazas es de Pleistoceno-Holoceno.

El último nivel de terrazas (29) se localiza a lo largo del último de los arroyos antes citados, así como en el arroyo de Prado Cornejas, ribera de Moraleja, arroyo del Pinton y ribera de Alfarad, su altura sobre el cauce es de 1,5 metros y está constituido por limos y arenas principalmente, que engloban cantos redondeados de cuarzo con tamaños homogéneos que oscilan entre los 4 y 6 cm. La edad de los depósitos correspondientes a este nivel la estimamos como Holoceno medio-superior.

2.4.3. **Conos de deyección (28)**

Los conos de deyección son de escaso desarrollo dentro de la Hoja y están restringidos a la salida de encajamientos de poco recorrido y escasa incisión. Su edad es Holoceno.

Su litología depende de los materiales que el curso de agua, generalmente estacional, recorra. Los sedimentos son por lo general de tamaño arena y/o limo, siendo los cantos de tamaño superior a los 2 cm muy escasos. De una forma general podemos decir que se desarrollan a partir de las alteraciones de los materiales metamórficos y de granitoides.

2.4.4. **Aluvial (31)**

Los depósitos aluviales de la Hoja de Almeida, a los que consideramos de edad Holoceno, están reducidos a los tramos de los ríos y arroyos poco encajados en el sustrato.

Litológicamente se caracterizan por estar formados por arenas cuarzofeldespáticas, limos y cantos, estos últimos de tamaños variados, son fundamentalmente de cuarzo, aparecen también granitoides y fragmentos de rocas metamórficas. El tamaño de los cantos es variable y suele presentar una cierta clasificación, en el centro de los cauces aparecen tamaños que oscilan entre los 40 cm y los 4 cm, mientras en los bordes de los mismos los tamaños se reducen ligeramente oscilando entre los 25 cm y los 4-3 cm. En general los cantos aparecen redondeados, si bien los tamaños mayores de cuarzo presentan formas subangulosas frecuentemente.

La fracción limosa se distribuye de forma desigual a lo largo de los cauces, siendo importante en las zonas de cabecera y en los tramos donde el sustrato predominante es metamórfico; en el resto de los tramos la fracción arena es mayoritaria respecto a los limos.

2.4.5. **Aluvial-coluvial (30)**

Corresponden a zonas en las que existe una mezcla entre los depósitos coluviales y los fluviales de fondo de valle. Los depósitos presentan en su litología un importante control del sustrato, ya que el transporte sufrido es escaso, y quedan formados por arenas, y cantos de dimensiones variables y una morfología amplia. En general, la potencia de estos depósitos es escasa y se encuentran muy ligados a la dinámica actual, por lo que los consideramos claramente holocenos.

3. **PETROLOGÍA**

3.1. INTRODUCCIÓN

Las rocas ígneas, de composición granítica, cubren la mayor parte del área de afloramiento Hercínico de esta Hoja y forman el extremo oriental de lo que se denomina Domo término del Tormes (MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974). Todos los granitos que aparecen en esta Hoja son sincinemáticos con las deformaciones hercínicas y están, más o menos deformados. Unicamente escapan a este esquema los diques de pórfido granítico que se encuentran al sur de la Hoja y que pueden considerarse tardiorogénicos.

3.2. ROCAS GRANÍTICAS

3.2.1. **Rocas intermedias (6)**

Se encuentran en el centro-norte de la Hoja, situadas entre las localidades de Almeida, Fresno de Sayago, Figueruela de Sayago y Escuadro. Por el norte se encuentran en contacto concordante con el granito de Sayago a través de una banda en la que ambas rocas se encuentran mezcladas; este contacto se encuentra posteriormente retocado por fallas de dirección N40(E. Al oeste están en contacto con el granito de Almeida que las intruye claramente. Al Sur se ponen en contacto con los gneises glandulares, en gran parte a través de una falla de dirección E-O. Al este están en contacto con un granito de dos micas de grano medio y foliado, denominado de Figueruela de Sayago; este contacto es de dirección N-S y al sur de la localidad de Fresno de Sayago pueden observarse rocas metasedimentarias intercaladas en el contacto. La relación entre las rocas intermedias y el granito de Figueruela de Sayago no ha podido ser observada.

Estas rocas afloran muy mal, suelen encontrarse muy alteradas y con un gran desarrollo de suelos. En otros casos afloran en lajas a ras del suelo o en pequeños bolos más o menos redondeados en función de la intensidad de la foliación que presenten. En general son rocas cuarzomonzoníticas, cuarzomonzodioríticas y en menor medida cuarzodioríticas, de grano fino-medio a medio (1 a 5 mm), de color oscuro, a veces de tonos verdosos debido a la presencia de anfíboles. La biotita presenta un tamaño de 2 a 4 mm y se encuentran casi siempre muy orientada definiendo la foliación de la roca, el anfíbol tiene un tamaño muy constante de unos 2 mm. La moscovita se observa muy rara vez. En algunos afloramientos pueden encontrarse fenocristales de feldespato potásico de 1 a 2 cm que proporcionan un cierto carácter porfídico a la roca. En general estas rocas presentan una fuerte foliación marcada principalmente por la biotita, pero también por una fábrica plano-linear, que afecta a todos los componentes de la roca. Esta foliación tiene una dirección muy constante de N100°E a N120°E y con un buzamiento que oscila entre 30 y 50° al sur

Al sur de Fresno de Sayago y dentro de este tipo de roca, se encuentra un pequeño afloramiento de facies "Vaugneríticas" que aparecen en pequeños bolos redondeados de 1-2 m. Son similares a las facies comunes descritas en el párrafo anterior pero presentan un tamaño de grano algo mayor, un color ligeramente más claro, de tonos gris verdoso y se caracterizan por presentar biotitas de entre 1 y 3 cm dispuestas al azar y por un contenido mayor de anfíbol. Estas facies se caracterizan también porque no presentan foliación, aunque puntualmente puede observarse una cierta orientación y a veces pueden encontrarse pasos graduales hacia las facies foliadas. De forma esporádica por toda la masa del macizo se encuentran pequeños afloramientos con características similares a las de las facies "vaugneríticas", pero en los que la biotita no llega a alcanzar los 10 mm y que conservan muy bien la foliación.

En las zonas cercanas al contacto con el granito de Almeida se observan abundantes diques y filones de pegmatitas.

Presentan texturas holocristalinas, de hipidiomorfas a alotriomorfas, heterogranulares, a veces con tendencia porfídica marcada por fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa subhedrales. La foliación está marcada por la orientación preferente de la biotita y a veces también de ribbons de cuarzo o agregados de feldespato. Las texturas mirmequíticas son muy frecuentes y están muy bien desarrolladas.

Como minerales principales se encuentran cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y anfíbol. Como accesorios aparecen apatito, circón, allanita, esfena y opacos. Con carácter secundario se encuentran sericita, moscovita, epidota-clinozoisita, clorita, rutilo, opacos (ilmenita) y esfena.

El cuarzo aparece con una gran variedad en lo que se refiere a tamaño, forma y disposición textural y en general es muy pobre en inclusiones, formadas únicamente por biotita. El cuarzo principal de la roca se presenta en cristales aislados o, más frecuentemente, en agregados. El tamaño y forma varía mucho en función de la intensidad de la deformación que presente la muestra, así hay rocas en las que el cuarzo aparece formando ribbons o agregados con los bordes de los granos suturados, con fuerte extinción ondulante y bandas de deformación, en cambio hay otras donde el cuarzo ha sufrido una fuerte reducción del tamaño de grano con recristalización de granos que aparecen limpios de extinción ondulante, con formas poligonales y puntos triples de unión. Otro tipo cuarzo se encuentra como inclusiones en las plagioclasas, en grupos de tamaño similar, formas redondeadas y extinción simultánea. Este tipo se asemeja al "drop like" que únicamente se ha encontrado en una muestra incluido en un fenocristal de feldespato potásico. Finalmente aparece otro tipo de cuarzo en intercrecimientos vermiculares con albita formando los recrecimientos mirmequíticos de las plagioclasas debidos a procesos reaccionales postmagmáticos.

El feldespato potásico se presenta fundamentalmente como componente de la mesostasis, con carácter intersticial y formas anhedrales y que, en ocasiones, engloba 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 la macla de la microclina y es muy poco pertítico, encontrándose en ocasiones pertitas tipo "film". En un caso se a encontrado un microfenocristal de 0,7 mm de feldespato potásico en el que se reconoce una parte central euhedral con las maclas de microclina y Carlsbad y una parte externa con la macla de la microclina. También aparece otro tipo de feldespato potásico, muy escaso, que se encuentra como manchas irregulares dentro de la plagioclasa.

La plagioclasa se presenta, en general, en agregados de varios cristales que tienen la macla de la albita o la macla combinada de albita-Carlsbad. El contenido en anortita corresponde a composiciones de albita-oligoclasa, con ligeros zonados composicionales normales. Según el tipo textural pueden distinguirse tres tipos de plagioclasas. El primero forma microfenocristales de hasta 4 mm, en cristales individuales que contienen una gran abundancia de pequeñas inclusiones de biotita. Otro tipo aparece en la mesostasis como agregados de varios individuos de pequeño tamaño que tienen exclusivamente la macla de la albita. Finalmente se encuentran recrecimientos sobre las plagioclasas anteriores de lóbulos mirmequíticos de albita-cuarzo desarrollados en el contacto con los feldespato potásico y corroyendo a éstos.

La biotita se presenta en agregados fuertemente orientados debido a la deformación; en algunos casos estas micas están además deformadas posteriormente formando peces o kinks. El pleocroismo más frecuente varía de marrón rojizo o castaño oscuro a marrón claro, si bien en las láminas en las que aparece anfíbol, la biotita puede presentar un pleocroismo

en tonos verdosos. Normalmente son ricas en inclusiones de minerales accesorios; las inclusiones son de apatito con hábito prismático corto o bien acicular; de circón con formas redondeadas o bipiramidales, estos últimos a veces con núcleos redondeados y de allanita que se encuentra parcialmente incluida y que desarrolla halos pleocróicos sobre la biotita.

El anfíbol es de color verde y es una hornblenda del tipo hastingsita-pargasita (GARCÍA DE LOS RÍOS, 1991) con un pleocroismo que va de verde azulado a amarillo pálido. Suele presentarse en dos tipos texturales, uno como pequeños cristales aislados, englobados en agregados de biotita y otro en agregados de gran número de individuos que pueden alcanzar un tamaño de hasta 4 mm y tienen formas externas vagamente poligonales. El anfíbol es muy frecuente en las facies vaugneríticas y en las facies comunes que rodean a éstas, disminuyendo su proporción en las facies de grano más fino y más deformadas.

Entre los minerales accesorios y aparte del apatito y circón ya comentados puede destacarse la allanita que se presenta en cristales euhedrales o subhedrales, con un buen desarrollo de zonado y con maclas, o bien, en masas anhedrales. Los cristales tienen un color marrón-castaño y pueden presentar un pleocroismo que varía de castaño pálido a castaño oscuro. Algunos cristales presentan una orla de alteración formada por minerales del grupo de la epidota. En general aparece asociada a biotita o anfíbol que la incluyen de forma total o parcial desarrollando en ellos halos pleocróicos. La esfena se encuentra principalmente como inclusión en la biotita aunque también puede aparecer dispersa en la matriz con forma anhedral a subhedral y tiene un pleocroismo que varía de pardo claro a pardo oscuro.

Las alteraciones que pueden encontrarse en estas rocas son escasas y se limitan a transformaciones de biotita en moscovita o clorita y la sericitización y moscovitización de plagioclasa.

La foliación que afecta a la facies común es perfectamente concordante con la que se encuentra en los gneises glandulares situados al sur, que es S_2, y dado el carácter de deformación en estado sólido que presenta esta foliación en las rocas intermedias, se las considera como sincinemáticas con la segunda fase de deformación.

3.2.2. **Granitos s.s**

3.2.2.1. *Granitoides inhomogéneos (5)*

En este grupo, se incluyen fundamentalmente las rocas granitoides que se encuentran en el bloque oriental de la falla de Azmesnal y algunos cuerpos graníticos, más o menos laminares y concordantes, que encajan en las rocas metasedimentarias y ortogneísicas al oeste de dicha falla. En las rocas situadas en la parte oriental de la falla resulta complicado establecer una caracterización y una cartografía detallada, puesto que las alteraciones que las afectan resultan tan pronunciadas que es incluso difícil diferenciar las rocas graníticas Hercínicas alteradas de los materiales arcósicos o silíceos Terciarios. No obstante, en algunas rocas es claro el carácter diatexítico de las rocas que derivan unas veces de rocas metasedimentarias y otras de rocas ortogneísicas. Al oeste de la falla, el carácter inhomogéneo es menos pronunciado aunque las restitas y las intercalaciones metamórficas son abundantes. Otros afloramientos

característicos de granitoides inhomogéneos se encuentran en el sustrato reconocible de los gneises glandulares, en Viñuela de Sayago y al oeste de Moraleja de Sayago.

En estas rocas puede reconocerse una foliación prácticamente siempre, que es concordante con la foliación S_2 del encajante y que puede encontrarse afectada por pliegues E-O. Esta foliación suele estar marcada por las restitas con morfología de schlieren, por la orientación de biotita y fenocristales de feldespato o por una fábrica de forma que afecta al cuarzo y a los feldespatos.

Al microscopio son rocas granudas, con texturas alotriomorfas y de grano medio. Tienen, como minerales principales, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios tienen circón, opacos y algo de apatito.

El cuarzo es de grano fino-medio o medio, de carácter intersticial y sin inclusiones. Las características texturales más evidentes son siempre de deformación; la extinción ondulante se reconoce siempre y los subgranos son frecuentes, en general con los bordes indentados.

El feldespato potásico se encuentra en cristales anhedrales de entre 0,5 y 2,5 mm y rara vez presenta macla de Carlsbad o de la microclina. Tiene inclusiones abundantes de plagioclasa subhedral, de pequeños cristales de biotita y de cuarzo tipo "drop like". Frecuentemente tiene extinción ondulante y en ocasiones están subgranulado.

La plagioclasa es relativamente escasa, y se encuentra en cristales individuales, de subhedrales a anhedrales, de entre 1 y 2 mm. Las maclas de la albita o combinadas con la de Carlsbad son poco frecuentes y las inclusiones son predominantemente de biotita o de escasos "drop quartz". Los recrecimientos mirmequíticos son frecuentes. Suelen tener abundantes microcristales aciculares de moscovita dispuestos según direcciones reticulares, probablemente de alteración. En algunos casos pueden presentar extinción ondulante.

La biotita se encuentra en cristales individuales de 0,2 a 2 mm o en agregados de 2-4 individuos y de carácter anhedral o subhedral. Las inclusiones son predominantemente de circón, con halos pleocróicos, y en menor medida de apatito. Puede encontrarse parcialmente transformada a moscovita, aunque muy escasamente; también puede encontrarse algo cloritizada.

La moscovita es escasa, generalmente de carácter secundario y aparece en cristales pequeños que crecen a partir del feldespato potásico y de la biotita.

La deformación de estas rocas es variable y además de la orientación de biotita y feldespato potásico, se observa extinción ondulante, subgranulación en cuarzo, y extinción ondulante en el feldespato potásico. Las micas pueden estar kinkadas pero no es frecuente.

3.2.2.2. *Granito biotítico con megacristales (Granito de Sayago, 7)*

El granito de Sayago aflora principalmente en el borde norte de la Hoja, en una banda de dirección E-O, continuándose ampliamente hacia el norte por la Hoja de Pereruela (396). Este

macizo se encuentra intruido por el SO por el granito de Almeida, mientras que al Sur se pone en contacto con las rocas intermedias de Fresno de Sayago según la relación ya comentada anteriormente. Por el Este está intruido por el granito de Figueruela de Sayago. Además existen en esta Hoja otros afloramientos de menor entidad como el que aparece cerca del ángulo NE, una banda de dirección E situada al Sur de Peñausende, donde pueden observarse diques del granito de Figueruela que intruyen en este granito y, por último, dos pequeños cuerpos de dirección aproximadamente N-S situados al O y SO de Santiz.

A escala de afloramiento se trata de un granito de grano medio a medio-grueso porfídico, biotítico, aunque de forma puntual puede encontrarse pequeñas placas de moscovita. El cuarzo presenta un tamaño de 2 a 4 mm. La biotita, de 1 a 3 mm, presenta secciones de xenomorfas a subidiomorfas y se encuentra marcando la foliación definiendo finas bandas a modo de schlieren. La moscovita es accesoria salvo en la parte más occidental y en la más oriental, donde el granito podría caracterizarse como de dos micas (podría tratarse de otro tipo de granito porfídico). Tiene un tamaño de 1 a 4 mm. El porfidismo está marcado por la gran abundancia de fenocristales de feldespato potásico de tamaño muy variable, aunque son muy frecuentes los de hasta 7 cm (dientes de caballo). Tienen secciones rectangulares o exagonales y en estas últimas es frecuente observar zonados paralelos a los bordes del cristal que, a veces, están remarcados por la inclusión de pequeñas biotitas (textura Frasl).

Además de en la zona de mezcla con las rocas intermedias, en el resto del macizo también pueden encontrarse enclaves de hasta 50 cm de diámetro y de formas redondeadas de rocas más básicas, tonalíticas, de grano fino y de color gris oscuro que pueden tener o no fenocristales de feldespato potásico.

En el macizo situado al norte, el granito de Sayago presenta una foliación bastante constante aunque de intensidad irregular, marcada principalmente por la biotita y en algunos casos también por los fenocristales de feldespato potásico que pueden llegar a definir sombras de presión. Tiene una dirección N100°E y un buzamiento de unos 40° al sur. En las bandas situadas al oeste de Santiz la foliación tiene una dirección aproximadamente N-S y un buzamiento de unos 30° al oeste.

Desde el punto de vista petrográfico, la facies común porfídica presenta textura holocristalina, alotriomorfa, heterogranular de grano medio y porfídica. Las texturas deformadas aparecen irregularmente en el macizo norte y son generalizadas en las rocas de los macizos situados al oeste de Santiz, que se encuentran en una charnela sinformal de tercera fase. El porfidismo está muy marcado por los fenocristales de feldespato potásico. La distribución de los fenocristales es irregular y aunque la facies mayoritaria es muy porfídica, pueden encontrarse otras con menos fenocristales o más pequeños, e incluso, puntualmente, facies no porfídicas.

Los minerales principales son el cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como accesorios suelen aparecer apatito, circón, turmalina, opacos, moscovita y, en algunos casos, sillimanita. Con carácter secundario aparecen sericita, moscovita, clinozoisita, clorita (pennina, con color de interferencia anómalo "azul Berlín"), feldespato potásico secundario, rutilo sagenítico y opacos.

El cuarzo se presenta con varios hábitos texturales. Existe un cuarzo muy escaso, precoz y de alta temperatura, que se presenta como inclusiones en el feldespato potásico, con formas pseudoexagonales y extinción normal. Otro cuarzo, que tampoco es frecuente, se encuentra también en el feldespato potásico, en los planos de la macla de Carlsbad, con bordes rectos y formas irregulares cóncavo-convexas. El cuarzo principal de la roca es anhedral y aparece en cristales aislados o en agregados de 2-3 mm y puede tener inclusiones de biotita, feldespato potásico, circón y apatito acicular. Frecuentemente tiene extinción ondulante y subgranos y, en los casos más deformados, se encuentra en agregados de grano muy fino, poligonizados y recristalizados, libres de extinción ondulante y con puntos triples a 120(. En el feldespato potásico aparecen a veces inclusiones de cuarzo "drop like" con formas redondeadas y en grupos de varios cristales con extinción simultánea. Finalmente también se encuentra, relativamente abundante, cuarzo de intercrecimientos, bien sea con albita en los recrecimientos mirmequíticos, bien simplectíticamente con moscovita histerógena desarrollada sobre el feldespato potásico.

El feldespato potásico se encuentra en fenocristales casi euhedrales con la macla de la microclina, de Carlsbad o de microclina-Carlsbad, esta última la más frecuente. Normalmente tiene muchas pertitas de tipo "film" y "vein". Son ricos en inclusiones de otros minerales como cuarzo, plagioclasa idiomorfa, biotita, apatito acicular y circón. Como componente de la mesostasis se encuentra en menor proporción y aparece en cristales anhedrales o subhedrales, de hasta 0,5 mm, con la macla de la microclina y muy pobres en inclusiones. También aparece el feldespato potásico como manchas irregulares con extinción simultánea dentro de la plagioclasa que probablemente se forman en procesos de sustitución mutua entre ambos minerales. El feldespato potásico secundario aparece en forma de huso incluido en los planos de exfoliación de las biotitas parcialmente cloritizadas. Llama la atención que esto sólo ocurre en las biotitas que se encuentran incluidas en el feldespato potásico.

La plagioclasa se encuentra fundamentalmente como componente de la mesostasis, en cristales aislados o en agregados de dos o tres individuos, frecuentemente en sinneusis, de 2-3 mm y anhedrales o subhedrales. Siempre tienen la macla de la albita y, en general, presentan una ligera extinción zonada que remarca un zonado composicional normal; en el núcleo el contenido en anortita es de 20-30% y disminuye hacia las partes externas a un 10-20%. Como inclusiones tiene biotita, apatito y circón. La plagioclasa aparece también como inclusiones en los fenocristales de feldespato potásico, que tienen un núcleo subhedral o euhedral y una corona albítica anhedral. Por último son frecuentes y muy bien desarrollados los recrecimientos mirmequíticos de albita y cuarzo sobre las plagioclasas en contacto con feldespato potásico.

La biotita puede encontrarse como cristales aislados anhedrales o subhedrales o, más frecuentemente, como agregados de dos a cuatro cristales con un tamaño de 0,5 a 2 mm. El pleocroismo varía de marrón rojizo, castaño muy oscuro (Ng, Nm) a marrón claro, amarillo claro (Np).

Engloba abundantes inclusiones de apatito, circones y opacos y, a veces, son abundantes los halos pleocróicos en torno a circón u otros minerales radiactivos no identificables

La moscovita es muy escasa y siempre de carácter secundario. Suele encontrarse como transformación parcial de la biotita en cristales relativamente grandes o bien como alteración de la plagioclasa, junto a sericita en cristales pequeños con forma de pajuelas. En alguna muestra se han encontrado placas de moscovita que no parecen provenir de la biotita y que tienen inclusiones de fibrolita.

El apatito aparece siempre incluido en otras fases minerales, principalmente en feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Puede presentarse con formas redondeadas y a veces subhedrales, con un tamaño de 0,5 a 0,75 mm y casi siempre con inclusiones de pequeños circones. Con menos frecuencia tiene hábito acicular.

El circón se encuentra principalmente como inclusiones en biotita, plagioclasa y cuarzo. Se observan circones con formas redondeadas o bipiramidales que pueden tener o no núcleos redondeados. Pueden alcanzar tamaños de 0,1 mm.

Las alteraciones que afectan a estas rocas son escasas y se limitan a la sericitización y moscovitización de plagioclasas, sobre todo en los núcleos más básicos, y a la cloritización de la biotita, nunca muy desarrollada.

Como ya se ha indicado la deformación de estas rocas es bastante heterogénea. En general hay casi siempre una foliación, de intensidad irregular, definida por la orientación de los cristales de biotita, por una parte importante de los fenocristales de feldespato potásico y por agregados difusos de biotita a modo de schlieren. Esta foliación se anastomosa alrededor de los fenocristales en los que pueden aparecer sombras de presión y parece asociarse con recristalización intensa de la roca; se trata probablemente de una foliación producida durante la segunda fase de deformación en condiciones de temperatura media. Por otra parte, se encuentran evidencias de deformación a escala microscópica, tales como extinción ondulante, formación de subgranos y poligonización del cuarzo, extinción ondulante y granulación de los feldespatos y flexiones y kinkados de las micas que se producen sobre todo en los macizos situados al oeste de Santiz y que deben estar relacionados con la tercera fase de deformación, aunque no llega a desarrollarse una S_3.

3.2.2.3. Granito de Villamor de Cadozos (8a)

Se encuentra al NO de la Hoja, recibiendo la denominación de la localidad que se encuentra en el contacto norte del macizo. Aflora casi siempre en lajas a ras del suelo o en pequeños bloques angulosos. Este macizo se encuentra rodeado totalmente por un granito de dos micas de grano medio denominado granito de Almeida; el contacto entre ambas unidades es muy neto, así como la diferencia en la morfología de los afloramientos. La relación entre ambos puede observarse en los alrededores de Villamor de Cadozos, donde se ven filones de granito de Almeida que intruyen sobre este granito de grano más fino. Hacia el sureste el granito se encuentra recubierto por sedimentos terciarios.

A escala de afloramiento el macizo está formado por granitos de dos micas de grano fino a fino-medio (0,5-3 mm). La biotita tiene un tamaño medio de 1-2 mm, aunque puede llegar

a los 4 mm. La moscovita se presenta, en general, en grandes placas xenomorfas de hasta 7 mm o bien en pequeños cristales similares a los de biotita. De forma puntual pueden observarse concentraciones de turmalina. En los bordes del macizo hay diques abundantes asociados a la intrusión del granito de Almeida y, en su interior, se encuentran esporádicamente filones de pegmatita y cuarzo.

Presenta una foliación débil pero muy constante de dirección entre E-O y N120°E con buzamientos suaves tanto al norte como al sur que dibuja aparentemente un pliegue suave de dirección N100(E coherente con la tercera fase de deformación, por lo que la foliación se correspondería con la segunda fase de deformación. Todo el borde ESE del granito está afectado por una importante fractura de dirección N20°E en la que se localizan surgencias termales.

Al microscopio presenta texturas holocristalinas, alotriomorfas y subequigranulares de grano fino a fino-medio. Como minerales principales tiene cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa albítica, biotita y moscovita y, como accesorios, apatito, circón y opacos. Con carácter secundario se encuentran clorita, feldespato potásico, óxidos de hierro, rutilo sagenítico, sericita y moscovita.

El cuarzo principal de la roca (Q III, SCHERMERHORN, 1956) aparece en granos aislados anhedrales o en agregados de varios individuos; presenta siempre extinción ondulante y, en algunos casos, subgranulación. Las inclusiones, muy escasas, son de pequeños cristales de biotita, circón y apatito acicular. El cuarzo "drop like" (Q IV) se presenta como inclusiones en el feldespato potásico, en grupos de cristales redondeados, de tamaño similar y extinción simultánea. También se encuentra algo de cuarzo de intercrecimiento (Q V) como el cuarzo mirmequítico generado, en etapas postmagmáticas, por procesos de reacción entre feldespato potásico y plagioclasa con formación de intercrecimientos de cuarzo y albita en lóbulos mirmequíticos que corroen al feldespato potásico. En este granito, este tipo de texturas son escasas y están poco desarrolladas.

El feldespato potásico se presenta en cristales subhedrales bien definidos, o bien formando parte de la mesostasis, con carácter intersticial, en granos anhedrales. Presenta la macla de la microclina y a veces también la de Carlsbad; son poco pertíticos, con exoluciones de albita de tipo "film". Pueden observarse procesos de corrosión o sustitución del feldespato potásico por plagioclasa principalmente, aunque también por cuarzo. Los microfenocristales subhedrales tienen inclusiones características de cuarzo "drop like", originando texturas casi micrográficas, y en general, incluyen plagioclasas y biotitas, que casi siempre se encuentran cloritizadas, y apatitos de hábito acicular También hay un feldespato potásico de origen secundario que se encuentra en las biotitas parcialmente cloritizadas, situado en los planos (001) en forma de husos. La formación de este feldespato potásico fue descrita por CHAYES (1955) como subproducto de la cloritización de la biotita.

El tipo principal de plagioclasa se encuentra formando parte de la mesostasis en granos anhedrales o subhedrales y con la macla de la albita; su contenido en anortita no supera nunca el 10%. Presenta inclusiones de cuarzo, apatito y biotita. La alteración se realiza fundamentalmente a sericita y moscovita, esta última dispuesta en pequeños cristales aciculares

a favor de planos reticulares de la plagioclasa. Es muy frecuente observar como la plagioclasa contiene en su interior manchas irregulares de feldespato potásico, pero dispuestas preferentemente sobre los planos de macla; este feldespato potásico se genera probablemente durante procesos tardíos de sustitución mutua entre feldespato potásico y plagioclasa.

La biotita se encuentra principalmente en pequeños cristales aislados o, muy rara vez, en agregados de 2-4 individuos. El esquema pleocróico más frecuente varía de marrón rojizo oscuro a marrón amarillento o amarillo claro. En general es pobre en inclusiones, siendo las más frecuentes de circones que desarrollan halos pleocróicos y, en menor medida, de apatitos redondeados. La alteración más común es la cloritización según la reacción descrita anteriormente, con formación de feldespato potásico y exolución, visible sobre todo en las secciones basales, de rutilo sagenítico y granular, este último de color rojo. Por otro lado, la biotita está sustituida total o parcialmente, en continuidad óptica, por moscovita, que suele heredar las inclusiones de apatito y circón, quedando restos de la biotita como inclusiones y pequeñas cantidades de minerales opacos entre los planos de exfoliación.

La moscovita se presenta con dos hábitos texturales. El primero, y más frecuente aparece sustituyendo a la biotita con las características ya comentadas. El segundo corresponde a moscovita histerógena, más tardía y alotriomorfa que se desarrolla sobre los feldespatos. En la plagioclasa, se desarrollan frecuentemente pequeñas moscovitas subhedrales, que en general crecen siguiendo planos reticulares de la plagioclasa, fundamentalmente los de la macla de la albita y los de exfoliación.

El apatito se encuentra principalmente en formas redondeadas, aunque también a veces tiene hábito prismático acicular. Siempre aparece como inclusiones en otros minerales. El circón se encuentra fundamentalmente en cristales redondeados y rara vez prismáticos, que suelen tener núcleos redondeados.

3.2.2.4. *Granito de Figueruela de Sayago (8b)*

El macizo granítico de Figueruela de Sayago se encuentra situado al NE de la Hoja, en los alrededores de la citada localidad. Por el norte está en contacto con el granito de Sayago de Sayago, a través de una fractura de dirección N70°E; al oeste se pone en contacto con las rocas intermedias y por el sur pasa gradualmente a un granitoide inhomogéneo. Al NE puede observarse, aunque aflora muy mal, como intruye en rocas metasedimentarias y gneísicas.

En la parte occidental del macizo, el granito aflora moderadamente bien, en lajas a ras del suelo o bien en bolos de 1-3 m que dan lugar a pequeños berrocales. Sin embargo en la parte oriental está afectado por una fuerte alteración caoliníca y por el desarrollo de pequeñas costras ferruginosas. También está afectado por intensos procesos de silicificación, dando lugar a resaltes topográficos importantes, como el cerro de Peñausende.

A escala de afloramiento es un granito de dos micas, de grano medio y no porfídico. El cuarzo presenta un tamaño de 2-4 mm, al igual que la biotita, que se presenta en individuos

xenomorfos o subidiomorfa y con pequeñas orlas de moscovita que les rodean total o parcialmente. La moscovita tiene secciones romboidales de 2-4 mm forma grandes placas xenomorfas que pueden tener inclusiones de pequeñas biotitas. Muy esporádicamente se encuentran fenocristales de feldespato potásico (1-2 cm). En la zona afectada por procesos de caolinización, el granito tiene un color blanco y los únicos minerales reconocibles son el cuarzo, la moscovita y, según el grado de alteración, algo de biotita.

Como enclaves tiene pequeñas restitas biotíticas, sobre las que pueden reconocerse crecimientos de moscovita tardía. No se han observado enclaves de los granitos circundantes. Los diques que se encuentran son de aplitas y pegmatitas y también diaclasas selladas por venas de cuarzo.

El granito presenta una fuerte foliación subhorizontal marcada fundamentalmente por la biotita que da lugar a una pequeña antiforma con el plano axial de dirección E-O (ver Mapa Geológico). En la parte occidental del granito aparece una banda de dirección N-S y de unos 2 km de anchura en la que se reconoce una foliación dúctil-frágil, de dirección N-S y buzamiento de unos 20-30° al oeste y una lineación mineral según el buzamiento. Localmente se desarrollan estructuras S-C que indican un movimiento normal del accidente.

Al microscopio tiene textura holocristalina, alotriomorfa y heterogranular de grano fino a medio o medio muy condicionada por las deformaciones y recristalizaciones.

Como minerales principales tiene cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios presenta apatito, circón y opacos. Con carácter secundario se encuentra clorita, rutilo sagenítico y granular, feldespato potásico secundario, sericita y moscovita.

El cuarzo principal de la roca se encuentra en agregados de cristales anhedrales con fuerte extinción ondulante bastante subgranulados. En las muestras más deformadas las texturas del cuarzo son miloníticas, con una importante reducción del tamaño de grano y desarrollo de cristales alargados con los bordes suturados; en las bandas de máxima deformación (planos C) el cuarzo es de grano muy fino y se presenta con formas poligonales y puntos triples de unión, lo que indica procesos de recristalización dinámica. En general el cuarzo es muy pobre en inclusiones, encontrándose pequeñas cantidades de feldespato potásico, biotita y apatito acicular. También se encuentran, de forma subordinada, otros tipos de cuarzo como el "drop like", de formas redondeadas incluido en feldespato potásico; en intercrecimientos mirmequíticos con albita blástica, muy poco frecuentes, y en intercrecimientos simplectíticos con moscovita histerógena desarrollados sobre feldespato potásico.

El feldespato potásico puede formar microfenocristales de 4-7 mm, subhedrales, con la macla de la microclina-Carlsbad o sólo con esta última. Tiene abundantes pertitas de tipo "film" y "patch" e inclusiones de cuarzo "drop like", plagioclasa y biotita. También aparece abundantemente en la mesostasis con un tamaño algo menor. En este caso tiene la macla de la microclina, carece de pertitas y es muy pobre en inclusiones. Además se encuentra reemplazando parcialmente a la plagioclasa, con formas irregulares y en continuidad óptica con ella. Tiende a crecer a favor de los planos de macla de la albita y suele encontrarse, junto a la plagioclasa, parcialmente moscovitizado.

La plagioclasa se encuentra como cristales aislados o en agregados de dos o tres individuos con formas anhedrales o subhedrales. Tienen un tamaño muy variable, de 0,5 a 2 mm, con la macla de la albita y a veces con la de albita-Carlsbad. Está afectado por procesos de reemplazamiento parcial por feldespato potásico, que son más intensos cuanto mayor es la deformación. También puede encontrarse como inclusiones subhedrales, que a veces tienen recrecimientos albíticos, en los microfenocristales de feldespato potásico. Aparte se encuentra albita mirmequítica blástica, sobre todo en las muestras con menor deformación, y albita intergranular, desarrollada entre los cristales de feldespato potásico.

La biotita aparece como cristales aislados y, menos frecuentemente, en agregados de dos a cuatro individuos. Tiene un tamaño bastante constante de 0,5 a 1 mm, con secciones anhedrales o subhedrales y un pleocroismo que varía de marrón rojizo oscuro a marrón claro amarillento. Tiene inclusiones de opacos, apatito y circón, que desarrollan halos pleocróicos. Siempre está muy orientada marcando la foliación de la roca, pero fuera de la banda de deformación tardía no muestra signos de deformación. Es muy importante la sustitución total o parcial de la biotita por la moscovita, que ocurre en continuidad cristalográfica con ella; además son frecuentes las cloritizaciones.

La moscovita es un mineral tardío y/o secundario y puede distinguirse una moscovita blástica procedente del feldespato potásico en el que desarrolla crecimientos dactilíticos con intercrecimientos simplectíticos con cuarzo. También hay otra moscovita, de origen secundario, que se forma dentro de las plagioclasas como finos cristales orientados según direcciones reticulares de la plagioclasa. Como ya se ha indicado, son muy frecuentes las transformaciones de biotita en moscovita, manteniéndose la continuidad cristalográfica y conservándose las inclusiones de circón y apatito y con desarrollo de cristales muy finos de ilmenita o rutilo dispuestos sobre los planos de exfoliación (001) de la moscovita. Llama la atención la presencia de feldespato potásico en forma de husos en los mismos planos de exfoliación de la moscovita, con las mismas características del que se encuentra en las biotitas cloritizadas. Fuera de la banda de deformación occidental, la moscovita puede encontrarse como pequeños cristales orientados al igual que la biotita o bien como grandes placas dispuestas al azar. En la zona deformada, la moscovita refleja muy bien la deformación, encontrándose numerosos peces sigmoidales con estiramiento asimétrico de los extremos del cristal.

El apatito se presenta principalmente en formas subredondeadas y, menos frecuentemente, con hábito prismático acicular, como inclusiones en los minerales esenciales. El circón se encuentra también predominantemente en formas redondeadas o, más rara vez, con hábito prismático bipiramidal; en estos últimos pueden observarse núcleos redondeados, posiblemente de procedencia detrítica.

Aparte de las alteraciones meteóricas, caolinizaciones y silicificaciones, que dejan a estos granitoides prácticamente irreconocibles, pueden apreciarse otras alteraciones como las ya citadas y sobre todo, presentan la sericitización de las plagioclasas que nunca es muy importante.

Como se ha indicado en las descripciones precedentes, la estructura primaria principal de estas rocas es una foliación definida por la biotita y, en parte, por la moscovita. Debido a

que esta foliación es concordante con la foliación regional y a que está aparentemente afectada por un pliegue con la dirección de la tercera fase, esta foliación se considera como una S_2 con carácter fluidal o de deformación a alta temperatura y al granito como sincinemático con la segunda fase de deformación. El accidente extensional N-S que afecta a casi toda la mitad occidental del afloramiento granítico no está afectado por el pliegue E-O y las características frágil-dúctiles de la deformación inclinan a considerar a este accidente como muy tardío en el proceso orogénico hercínico.

3.2.2.5. *Granitos "ala de mosca" de grano fino a medio (9)*

Se encuentran situados en el centro de la Hoja, al SE de la localidad de Almeida. Al N y E están en contacto con los gneises glandulares, con los que parecen subconcordantes. En su borde más suroriental están en contacto con materiales metasedimentarios a través de una fractura de dirección N30°E. En su mitad sur están parcialmente recubiertos por sedimentos terciarios y, en el área de la Nava del Pozo, se encuentra un pequeño afloramiento de metasedimentos, a modo de megaenclave o "roof pendant" en el que se han realizado excavaciones mineras. En su extremo noroccidental está intruido por el macizo de Almeida y por el sur y suroeste se pone en contacto con un granito de grano medio-grueso, de dos micas y algo porfídico, con el que no se han podido determinar las relaciones. Aflora muy mal, con pequeños asomos en lajas a ras del suelo o bien en pequeños bolos que no llegan a dar berrocales.

A escala de afloramiento se trata de un granito de dos micas, con un índice de color bajo, de grano fino a medio y, en general, con textura en ala de mosca marcada por biotitas de xenomorfas a subidiomorfas de 4-5 mm, aunque pueden encontrarse de hasta 7 mm. Las morfologías en "ala de mosca" de la biotita muestran frecuentemente orlas de moscovita que pueden rodearlas total o parcialmente. La moscovita se presenta en secciones romboidales de 1-3 mm o en grandes placas (5-10 mm) xenomorfas que suelen tener pequeñas inclusiones de biotita. Rara vez se encuentran fenocristales de feldespato potásico de 1-2 cm. Como enclaves es frecuente observar pequeñas restitas migmatíticas, biotítico-sillimaníticas, sobre las que se aprecia el crecimiento de moscovita tardía. En los afloramientos de mayor tamaño se observa un fuerte diaclasado según las direcciones N120°E y N15°E, ambas subverticales.

Al microscopio presenta textura holocristalina, alotriomorfa, heterogranular de grano fino a medio y, a veces, microporfídica marcada por la presencia de microfenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, que no suelen superar los 5 mm. Como minerales principales se encuentran cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita y como accesorios apatito, circón, sillimanita y opacos. Con carácter secundario aparecen clorita, feldespato potásico, rutilo sagenítico, sericita y moscovita.

El cuarzo principal de la roca se encuentra fundamentalmente en agregados de varios individuos o, menos frecuentemente, en cristales aislados, siempre anhedrales y con extinción ondulante, a veces el cuarzo tiene un desarrollo importante de subgranos. En algunas muestras se observan microfenocristales anhedrales de cuarzo de hasta 4 mm que resaltan sobre

el resto de los componentes de la mesostasis. En general, es muy pobre en inclusiones, aunque son muy variadas, encontrándose biotita, moscovita, circón, apatito acicular y feldespato potásico. Otro tipo de cuarzo destacable es el "drop like" que se presenta como inclusiones en los escasos microfenocristales de feldespato potásico, con formas redondeadas y extinción simultánea, en alguna lámina se ha observado que da lugar a una incipiente textura micrográfica. También se encuentra cuarzo de intercrecimiento, principalmente asociado al desarrollo de moscovita histerógena con la que forma simplectitas, pero también en intercrecimientos mirmequíticos con albita blástica, si bien son muy escasos.

El feldespato potásico puede formar microfenocristales subhedrales de 3-5 mm, pero generalmente se presenta como cristales aislados o agregados anhedrales en la mesostasis, con hábito intersticial. Suele presentar la macla de la microclina, o más raramente la de la microclina-Carlsbad y son ricos en pertitas de los tipos "vein" y "patch". Los cristales de la mesostasis son pobres en inclusiones, mientras que en los microfenocristales ocurre todo lo contrario y tienen abundantes inclusiones de plagioclasa, cuarzo y biotita. Además hay otro feldespato potásico con un cierto crecimiento blástico en etapas tardi- o postmagmáticas que reemplaza o sustituye a la plagioclasa y que se encuentra en las partes centrales de los cristales como manchas irregulares. Por último se encuentra feldespato potásico de origen secundario ligado a la cloritización de las biotitas (CHAYES, 1955).

La plagioclasa principal del granito constituye cristales aislados o agregados de 2-4 cristales, de anhedrales a subhedrales, que nunca superan los 2 mm. Presenta casi siempre la macla de la albita y su contenido en anortita no supera el 10%. Como inclusiones tiene apatito, acicular o redondeado, y cuarzo. Esporádicamente también puede aparecer como microfenocristales subhedrales de 2-4 mm, que resaltan sobre la mesostasis y que junto con el cuarzo y el feldespato potásico dan un cierto carácter microporfídico a la roca. Estos microfenocristales tienen frecuentemente la macla de la albita-Carlsbad y su contenido en anortita no supera el 10%. La plagioclasa incluida en el feldespato potásico se encuentra siempre en los microfenocristales y tiene hábito subidiomorfo. Finalmente se encuentra albita en las pertitas y en los intercrecimientos mirmequíticos que son muy escasos.

La biotita forma cristales aislados o, muy rara vez, agregados de dos o tres individuos; tiene un tamaño de 0,5 a 2 mm, aunque en el campo pueden observarse biotitas abundantes de 4-5 mm que dan lugar a la textura ala de mosca que presenta este granito. Tienen formas que varían de anhedrales a subhedrales y presentan un esquema pleocróico que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro o marrón muy claro (Np).

Las inclusiones no son abundantes y se limitan a apatito y circón; este último produce frecuentes halos pleocróicos. Las alteraciones que sufre la biotita son muy importantes, sobre todo la moscovitización que se produce en continuidad óptica; también es frecuente la cloritización, que afecta principalmente en aquellas biotitas que tienen un tamaño inferior a 1 mm y que produce subproductos como rutilo sagenítico, feldespato potásico e ilmenita.

La moscovita se encuentra en dos formas distintas; la primera sustituyendo a la biotita en continuidad óptica con ella y de la que quedan restos sin transformarse, heredando las inclusiones de apatito y circón. La otra es como moscovita histerógena tardía, alotriomorfa que

suele crecer sobre los feldespatos; tiene un tamaño de 1-4 mm y presenta inclusiones de cuarzo y feldespato potásico. Además , en las plagioclasas se desarrollan pequeños cristales de moscovita subhedral que aparecen dispuestos sobre planos reticulares.

El apatito se presenta principalmente con hábitos redondeados en forma de inclusiones en otros minerales o como componente de la mesostasis; con hábito acicular únicamente se encuentra como inclusión. El circón tiene formas redondeadas o muy raramente prismáticas bipiramidales, que suelen tener un núcleo redondeado. La sillimanita se encuentra siempre como relictos incluidos en los grandes cristales de moscovita.

3.2.2.6. *Granito de grano fino a medio porfídico (10)*

Son granitos de dos micas que se encuentran en varios afloramientos de los que el principal está situado entre Carbellino y Almeida; otros cuerpos de estos granitos se encuentran en el borde sur y sureste del macizo de La Pelilla y en general aparecen como enclaves, a veces muy abundantes, dentro de los granitos de dos micas de grano grueso, "ala de mosca" o porfídicos (9 y 11).

A escala de afloramiento son granitos de dos micas de grano fino a medio y con un porfidismo heterogéneo caracterizado por la presencia de fenocristales dispersos de feldespato potásico, con un tamaño que oscila entre 1 y 3 cm. Los fenocristales, subidiomorfos, son mucho más abundantes y están mejor definidos cerca de los contactos con otros granitos. También son muy características, en algunas zonas, las restitas metamórficas en forma de schlieren, enclaves surmicáceos e incluso enclaves metasedimentarios corneanizados de pequeño tamaño; en algunos casos se han observado xenolitos de cuarzo y feldespato de hasta 10 cm. La biotita se encuentra en cristales pequeños que muchas veces están orientados; la moscovita forma placas de hasta 7 mm que pueden darle un carácter "ala de mosca".

Estos granitos suelen mostrar una foliación más o menos definida, determinada por la orientación de las biotitas, de los fenocristales o de los schlierens y enclaves. La foliación exhibe siempre buzamientos bajos y en algunos casos puede encontrarse suavemente afectada por pliegues subverticales de dirección E-O.

Al microscopio se muestran como granitos muy heterogéneos pero siempre con un tamaño medio de grano que no pasa de 3-4 mm y frecuentemente son porfídicos. La textura es holocristalina, alotriomorfa e inequigranular más o menos porfídica. Como minerales principales tienen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita; como accesorios se encuentran apatito, sillimanita, circón y opacos. Con carácter secundario aparecen clorita, moscovita, feldespato potásico, rutilo sagenítico, sericita y epidota.

El cuarzo principal de la roca forma conjuntos policristalinos intersticiales, presentando los cristales fuerte extinción ondulante y frecuentes subgranos, muy finos. Las inclusiones son muy escasas y las más comunes son de biotita, apatito acicular y en algún caso de plagioclasa. También se encuentra otro tipo de cuarzo "drop like" como inclusiones redondeadas dentro del feldespato potásico.

El feldespato potásico puede aparecer como fenocristales, nunca muy abundantes, de hasta 2 cm, pero lo normal es encontrarlo como microfenocristales de ente 0,5 y 1 cm. Sus morfologías varían de anhedrales a subhedrales y no suele presentar maclas, aunque si las hay, son la de la microclina o la de microclina-Carlsbad, estas últimas en los fenocristales de mayor tamaño. En general son poco pertíticos, encontrándose, por regla general, manchas irregulares de albita con extinción simultánea (pertitas "patch") mientras que las pertitas "vein" o "film" son muy escasas. Las inclusiones más frecuentes son de plagioclasa idiomorfa de pequeño tamaño, que suelen tener recrecimientos irregulares de albita, inclusiones de cuarzo con forma redondeada y de apatito. El feldespato potásico puede corroer y sustituir a los microfenocristales de plagioclasa y es corroído por los recrecimientos albíticos de la plagioclasa (poco o nada mirmequíticos), por el cuarzo y, sobre todo, por la moscovita. Además se encuentran otros tipos de feldespato potásico en mucha menor proporción como feldespato potásico intersticial, sin maclas y sin inclusiones, como feldespato potásico sustituyendo a la plagioclasa y como feldespato potásico secundario procedente de la cloritización de la biotita.

La plagioclasa se encuentra fundamentalmente como cristales individuales subhedrales o anhedrales, de 0,5 a 4 mm, con la macla de la albita casi omnipresente y en algún caso, con la de la albita-Carlsbad. Las inclusiones son bastante escasas y suelen ser de biotita (parcial o totalmente cloritizada) y apatito. Muy frecuentemente tienen recrecimientos de albita muy poco o nada mirmequíticos que corroen a los feldespato potásico. Pueden estar parcialmente sustituidas por feldespato potásico, sobre todo en la parte central de los cristales. Se reconocen dos tipos de alteración principal; la primera, muy desarrollada, produce el crecimiento de numerosos cristales aciculares de moscovita que se disponen según direcciones reticulares de los cristales de plagioclasa y la segunda consiste en la saussuritización, que no se aprecia en todas las muestras.

La biotita puede encontrarse en cristales individuales o en agregados de 2-3 individuos subhedrales con un tamaño de 0,25 a 1 mm. También puede formar agregados de gran número de individuos (10-30) con textura decusada y morfología de microschlierens. El pleocroismo que presentan varía de marrón rojizo a marrón amarillento. Las inclusiones, muy frecuentes, son de apatito y circón u otros minerales radiactivos que generan halos pleocróicos. Puede estar parcialmente transformada en moscovita, más o menos en continuidad óptica, o cloritizada en grado muy variable con formación de rutilo sagenítico y feldespato potásico como subproductos. Los cristales individuales o , más frecuentemente, los agregados en forma de microschlierens, suelen tener una orientación preferente muy bien definida que coincide con la foliación macroscópica de la roca.

La moscovita se encuentra en cantidades muy variables y puede ser un mineral subordinado, pero siempre presente, o en proporciones mayores que la biotita. Aparece en cristales individuales de tamaño muy variable que en general son pequeños o muy pequeños y crecen sobre la biotita. Estos cristales contienen restos de biotita e inclusiones de apatito y circón. También crece sobre plagioclasa y sobre el feldespato potásico y en ocasiones puede aparecer en grandes placas de hasta 5-6 mm poiquilíticas con inclusiones abundantes de cuarzo y, en algunos casos, de agujas de sillimanita. La moscovita nunca muestra orientación preferente.

Entre los minerales accesorios, el más característico es el apatito que suele ser abundante y se encuentra como granos redondeados en la mesostasis, preferentemente asociados a los agregados de biotita, o como inclusiones en otros minerales. El circón sólo aparece como inclusiones, predominantemente en la biotita.

Las evidencias de deformación interna a escala microscópica que se observan en estas rocas, aparte de la orientación de las biotitas y fenocristales, consisten en la extinción ondulante en el cuarzo y el feldespato potásico, la poligonización del cuarzo y, a veces del feldespato potásico y, menos frecuentemente, la flexión de plagioclasas y micas.

3.2.2.7. *Granitos de dos micas de grano grueso (11, 12 y 14)*

Los granitos de dos micas de grano grueso afloran en una parte importante del cuadrante suroccidental de la Hoja y también en un macizo situado en el ángulo NNO (Macizo de Villar del Buey, 14) que se extiende ampliamente hacia el O (Hoja de Fermoselle, 423) y hacia el N (Hoja de Pereruela, 396).

En general comparten características petrográficas comunes, pero tienen significativas diferencias mineralógicas. Los subtipos 11 y 12, tienen contactos netos, aunque imbricados con el encajante y son unidades de intrusión distintas. Debido a su grueso tamaño de grano y a la falta de un porfidismo contrastado, la morfología de los afloramientos es muy similar en todos ellos, formando grandes bolos de tamaño métrico que dan berrocales dispersos en la penillanura.

A escala de afloramiento son granitos leucocráticos, de grano grueso, con un cierto carácter porfídico que puede estar ausente (Villar del Buey), marcado por fenocristales dispersos (11) o estar claramente definido (12). También tienen tendencia a dar texturas en "ala de mosca" marcadas por la biotita, que son muy características en el macizo de Villar del Buey y en la parte sur del granito porfídico (12). Las biotitas que marcan la textura en "ala de mosca" tienen entre 4 y 7 mm, son subidiomorfas y es frecuente observar pequeñas orlas de moscovita que las rodean de forma parcial o total. Los fenocristales de feldespato potásico, frecuentemente orientados, son idiomorfos, muestran secciones tabulares o exagonales y tienen un tamaño muy constante de entre 2 y 3 cm. El cuarzo se presenta con un tamaño más frecuente de 5-7 mm y tiene formas globosas o ligeramente alargadas en dirección E-O; también pueden observarse, de forma esporádica, nódulos de cuarzo blanco de 2-3 cm. La moscovita se encuentra en grandes placas de hasta 10 mm xenomorfas o subidiomorfas con inclusiones de pequeñas biotitas o también en pequeños cristales (2-5 mm) con secciones romboidales. Los enclaves que se encuentran son relativamente abundantes y principalmente son restitas biotíticas en forma de schlierens, sobre los que se desarrolla una moscovita tardía, y enclaves de otros granitos, fundamentalmente de los granitos de dos micas de grano fino a medio y porfídicos (10).

Estos granitos están claramente deformados como puede verse en las micas flexionadas y en el alargamiento de los agregados de cuarzo y además suelen mostrar una débil foliación mesoscópica, marcada por la orientación de los fenocristales de feldespato potásico, que es aproximadamente E-O y con buzamientos variables.

El granito (11) caracterizado como granito con fenocristales dispersos, presenta al microscopio, una textura alotriomorfa, inequigranular, algo porfídica y fuertemente deformada, aunque sin foliación microscópica clara. Como minerales esenciales tiene cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita; como accesorios tiene apatito muy abundante, circón y opacos y con carácter secundario, clorita, moscovita, rutilo, feldespato potásico y sericita.

El cuarzo se encuentra en agregados intersticiales de grano grueso, fuertemente deformados y transformados en subgranos de tamaño más o menos fino, con extinción ondulante y con los bordes indentados y a menudo, muestran una elongación clara. Las inclusiones son muy escasas y consisten únicamente en pequeños cristales de biotita y apatito. También se encuentran en pequeñas cantidades cuarzos de forma redondeada ("drop like") como inclusiones en feldespato potásico y plagioclasa.

El feldespato potásico forma en fenocristales anhedrales o subhedrales, de entre 0,9 y 2 cm, que aparecen en cantidades variables según las muestras. Suelen presentar la macla de Carlsbad y la de la microclina menos frecuentemente. Son moderadamente pertíticos, con pertitas de tipo "film", "vein" y "patch" en menor medida. Las inclusiones son abundantes, sobre todo las de plagioclasa subidiomorfa, pero también hay algunas inclusiones de biotita y de cuarzo "drop like"; algunos cristales de moscovita relativamente grandes que aparecen incluidos en estos feldespato potásico parecen haberse formado por alteración. Los fenocristales exhiben una deformación considerable, presentando extinción ondulante, cierto desarrollo de subgranos y fracturas. También se encuentra otro feldespato potásico de menor tamaño (0,4-0,8 mm), con carácter intersticial, anhedral y que no presenta ni maclas ni inclusiones. El feldespato potásico también puede aparecer como pequeñas manchas de sustitución sobre las plagioclasas, como subproducto de la cloritización de la biotita (CHAYES, 1955), y en los planos de exfoliación de la moscovita.

La plagioclasa constituye cristales con hábitos anhedrales o subhedrales, de tamaño muy variable que normalmente oscila entre 0,15 y 3 mm aunque puede llegar a formar fenocristales de hasta 8 mm. Normalmente presenta la macla de la albita o la de albita y Carlsbad. Los recrecimientos albíticos son muy frecuentes y en general tienen texturas mirmequíticas. Las inclusiones son de biotita, apatito, opacos y cuarzo redondeado. Pueden estar parcialmente transformadas a moscovita que se dispone en un enrejado de pequeños cristales según direcciones reticulares, aunque este proceso se desarrolla muy irregularmente en los distintos cristales, incluso dentro de la misma lámina. La plagioclasa siempre está muy deformada, apreciándose extinción ondulante, formación de algunos subgranos, planos de macla flexionados y fracturación, con relleno de las grietas por cuarzo y feldespato potásico. En algunos casos las plagioclasas forman porfiroclastos rodeados por la foliación.

La biotita se encuentra como cristales individuales anhedrales o subhedrales, de 0,1 a 0,6 mm, aunque algunos sobrepasan ampliamente el milímetro (textura en "ala de mosca") y en agregados de pocos (3-6) individuos. Suele estar ligeramente moscovitizada o cloritizada y las inclusiones que presenta son de apatito y circón. En general la biotita se dispone según una orientación estadísticamente preferente y puede estar flexionada o kinkada con fuerte extinción ondulante.

La moscovita es un mineral abundante en estas rocas y se forma en cristales de tamaño muy variable, algunos de más de 8 mm. Los cristales más grandes suelen ser poiquilíticos, con abundantes inclusiones de cuarzo; además pueden incluir restos de biotita, apatito y circón heredados de la biotita de la que parece proceder. Siempre está muy deformada y presenta extinción ondulante, pliegues, kinks, ahusamientos y deslizamientos según los planos de exfoliación.

El apatito es casi un mineral principal y se encuentra como inclusiones en la biotita y en la plagioclasa o como cristales globosos, de hasta 0,5 mm, dispersos en la mesostasis. Estos últimos tienen abundantes inclusiones de circón.

El granito (12) se diferencia del anterior por la mayor cantidad de fenocristales y sobre todo por la abundancia de sillimanita que puede aparecer en agregados fibrolíticos con biotita o como cristales de hábito prismático alargado incluidos en la moscovita. Las demás características petrográficas, así como las deformativas, son prácticamente iguales a las descritas en los párrafos anteriores para el granito con fenocristales dispersos.

3.2.2.8. *Granito densamente porfídico (13)*

Este granito se encuentra en una serie de pequeños afloramientos laminares subverticales y en diques al suroeste y oeste de Carbellino. Todos los cuerpos siguen una dirección NO-SE, que también corresponde a la estructuración interna que marcan los numerosos fenocristales de feldespato. El granito encaja siempre en el granito de dos micas de grano medio porfídico (12) con contactos muy netos y al que parece intruir. En un punto situado en el paraje del Fenechal, en la margen sur del embalse de la Almendra y que es un pequeño islote cuando el embalse está cerca de su cota máxima, se ha observado que este granito se pone en contacto con el granito cordierítico de La Pelilla, no habiendo podido establecerse relaciones claras de intrusión de uno sobre otro.

Este granito aflora muy bien, en grandes bolos que tienden a dar un relieve diferencial sobre el granito encajante. Los mejores afloramientos se encuentran en la antigua carretera de Carbellino a Monleras donde, en función de la altura del embalse, quedan expuestas grandes áreas con la roca limpia.

A escala de afloramiento el granito parece una feldespatita, compuesta en más del 80% por fenocristales de feldespato idiomorfos de 2 a 5 cm, que se disponen en contacto unos con otros determinando una textura traquitoide. Tienen hábito tabular y pueden presentar secciones rectangulares o exagonales según la orientación en la superficie de afloramiento. La matriz, compuesta por cuarzo, biotita y moscovita, queda reducida a los espacios intersticiales que dejan los fenocristales. Son relativamente abundantes los enclaves surmicáceos biotítico-sillimaníticos, de 1 a 3 cm y con formas ovaladas; más esporádicamente aparecen enclaves de metasedimentos de entre 5 y 10 cm, frecuentemente corneanizados. Los fenocristales de feldespato tienen una fuerte orientación, entre E-O y N130°E y subvertical que define la foliación del granito, aunque pueden observarse áreas de escala decamétrica en las que los fenocristales marcan planos subhorizontales, corta-

dos por pasillos estrechos en los que tienen disposición subvertical y relacionada con movimientos cizallantes verticales.

Al microscopio, como minerales principales, tiene feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita; como accesorios apatito, circón, esfena y opacos. Con carácter secundario se encuentran clorita, moscovita, feldespato potásico, rutilo sagenítico, sericita y epidota. La textura es porfídica traquitoide marcada por los fenocristales de feldespato potásico que a menudo se encuentran en contacto unos con otros.

El feldespato potásico forma fenocristales subhedrales o euhedrales de 2 a 4 cm, con las maclas de microclina y Carlsbad y un fuerte desarrollo de pertitas, en general de tipo "film" y "vein". Las inclusiones son de cuarzo, apatito, biotita (frecuentemente cloritizada) y, sobre todo, de plagioclasa en pequeños cristales subidiomorfos, con los núcleos fuertemente saussuritizados y a menudo con una corona de albita.

La plagioclasa es poco abundante y además de la albita pertítica y de las inclusiones en el feldespato potásico, puede aparecer como cristales individuales subhedrales o anhedrales de 1-4 mm frecuentemente corroídos por el feldespato potásico. Están siempre presentes las maclas de albita-Carlsbad y tiene inclusiones escasas de biotita, frecuentemente cloritizada.

El cuarzo aparece intersticialmente entre el armazón de fenocristales de feldespato potásico. Algunas veces parece subhedral debido a que los feldespato potásico dejan espacios de aspecto geométrico, pero en general forma subgranos de 0,5 a 2 mm. Las inclusiones de biotita y apatito, son muy escasas y aparecen generalmente muy limpio. Puede estar algo deformado, con extinción ondulante y con escaso desarrollo de subgranos.

La biotita se encuentra en proporciones similares a la moscovita y forma cristales subhedrales de entre 1 y 2 mm, con abundantes inclusiones de apatito, circón y esfena. Puede constituir cristales individuales o agregados de varios (3-5) individuos asociados a apatito. El pleocroismo varía de marrón rojizo a marrón verdoso. La transformación en moscovita en continuidad óptica es común, quedando la biotita como inclusiones con extinción simultánea.

La moscovita puede ser abundante y aparece con dos hábitos texturales: el primero como pequeños cristales, más o menos aciculares, que crecen sobre la plagioclasa y el feldespato potásico siguiendo direcciones reticulares, y el segundo como cristales relativamente grandes (2-5 mm), poiquilíticos que se desarrollan sobre la biotita y el feldespato potásico. Cuando sustituye a la biotita contiene frecuentes inclusiones de apatito y circón.

El apatito es muy abundante y se encuentra como cristales individuales de 0,4 a 1 mm con secciones redondeadas pseudoexagonales o como prismas subhedrales, frecuentemente asociados a la biotita. También es frecuente como inclusiones en feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El circón aparece únicamente como pequeños cristales incluidos en biotita en la que desarrollan halos pleocróicos.

3.2.2.9. *Granitos de Almeida y Santiz (15)*

Son granitos de dos micas, homogéneos, no porfídicos en general y de grano medio, que se encuentran en dos macizos. El más importante es el de Almeida, que ocupa gran parte del cuarto noroccidental de la Hoja. El macizo de Santiz, de menor tamaño, se encuentra al NNO de esta localidad y está limitado por el oeste por la falla de Azmesnal.

El macizo de Almeida aflora en un área muy amplia y se continúa por las Hojas de Fermoselle (423) al oeste, y de Pereruela (396) al norte. Se encuentra en contacto siempre con otros granitos y su relación es de intrusión sobre todos ellos. Rodea totalmente al macizo de Villamor de Cadozos, sobre el que también es intrusivo como puede observarse en los alrededores de dicha localidad. Por el NNE intruye en el granito de Villar de Buey (afloramientos de la rivera de las Suelgas, al este del pueblo). Al este intruye sobre las rocas intermedias y se pone en contacto, a través de una fractura, con los gneises glandulares. Por el sur intruye a varios tipos de granitos de dos micas con los que presenta intensos procesos de mezcla.

El macizo de Santiz está recubierto en todo su borde oriental por los materiales terciarios de la cuenca del Duero mientras que en la parte occidental está limitado por la importante falla de Azmesnal. Por el sur se observan relaciones de intrusión sobre granitoides inhomogéneos y un cuerpo pequeño del granito de Sayago.

A escala de afloramiento se trata siempre de un granito de dos micas de grano medio, predominantemente no porfídico pero en la parte sur del macizo de Almeida muestra a veces un porfidismo poco contrastado. Aflora bien, en bolos de mediano tamaño que dan lugar a pequeños berrocales. El cuarzo tiene un tamaño de grano de 2-5 mm, aunque también se encuentran agregados de forma redondeada de hasta 10-15 mm y nódulos que llegan a alcanzar los 7 cm. La biotita forma cristales xenomorfos o subidiomorfos de 2-4 mm. La moscovita se presenta en secciones de tendencia romboidal, o bien en grandes placas xenomorfas de hasta 10 mm. Los fenocristales de feldespato potásico, de 2-3 cm, no suelen estar en general bien definidos. Esporádicamente pueden observarse concentraciones de turmalina, a modo de cavidades miarolíticas.

Pueden encontrarse diversos tipos de enclaves, aunque nunca son muy abundantes. Los más comunes son restitas biotíticas, a modo de schlierens difusos, sobre los que se aprecia el desarrollo de una moscovita tardía. En las inmediaciones del granito de Villar del Buey aparecen numerosos enclaves de éste y, de la misma manera, se encuentran abundantes enclaves del granito de Villamor de Cadozos, muy contrastados por ser este último de grano más fino. También pueden observarse diques y filones de pegmatita y cuarzo con direcciones al NE.

El granito está afectado por fracturas de direcciones N20°E y N40°E principalmente, que suelen estar relacionados con fenómenos de episienitización así como pequeñas surgencias termales como sucede al SO de Almeida, en un pequeño balneario abandonado llamado "Hervideros de San Vicente". Además tiene un fuerte diaclasado de dirección N10°/65°, bien visible en los alrededores de Almeida y más al sur. El granito presenta en forma dispersa orientaciones E-O a N100°E marcadas por pequeños schlierens biotíticos o por la orientación estadísticamente preferente de fenocristales de feldespato.

Al microscopio la textura es holocristalina, heterogranular de grano medio y a veces porfídica, cuando existen fenocristales de feldespato potásico. Como minerales principales tiene cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita), biotita y moscovita. Accesoriamente se encuentran apatito, circón, sillimanita y opacos y como minerales secundarios aparecen sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico, rutilo sagenítico, óxidos de Fe y anatasa.

El cuarzo principal de la roca (Q III, SCHERMERHORN, 1956) se encuentra en agregados de cristales anhedrales, con extinción ondulante y tendencia a formar subgranos. Las inclusiones son de feldespato potásico, biotita y circón y son muy escasas. Otro cuarzo (Q II) aparece raramente incluido en los escasos fenocristales de feldespato potásico y se encuentra entre los planos de la macla de Carlsbad, con formas alargadas y bordes redondeados. El cuarzo goticular ("drop quartz", Q IV) se encuentra en el feldespato potásico, con formas redondeadas y extinción simultánea y tampoco es muy frecuente. También aparece cuarzo de intercrecimiento (Q V) en las mirmequitas, generadas en recrecimientos de la plagioclasa que están en contacto con feldespato potásico y también en intercrecimientos simplectíticos con las placas de moscovita que están en contacto con feldespatos. Finalmente se encuentra un cuarzo (Q VI) en el feldespato potásico que parece seguir los planos de macla de la microclina y se presenta en continuidad óptica. Según SCHERMERHORN (op. cit.), este cuarzo es más tardío que la plagioclasa de las pertitas y es, probablemente, contemporáneo con la formación de moscovita secundaria, ya que está asociado con ella; es muy escaso.

El feldespato potásico forma cristales aislados o bien agregados de hábito subhedral o anhedral en la mesostasis; menos frecuentes son los fenocristales subhedrales que pueden superar 1 cm de longitud en lámina delgada. Normalmente tiene la macla de la microclina, pero los fenocristales suelen presentar la macla de la microclina-Carlsbad y pertitas de tipo "vein" y "patch". Al contrario que en la mesostasis los escasos fenocristales son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita y, sobre todo, plagioclasa, que suele mostrar una disposición zonal (textura Frasl). Es frecuente observar como en las partes centrales de las plagioclasas aparece un feldespato potásico que forma parches irregulares; este feldespato potásico es de crecimiento blástico en etapas tardi- o postmagmáticas durante las que sustituye de forma parcial a las plagioclasas.

La plagioclasa aparece como cristales aislados o más frecuentemente como agregados de 2-4 cristales con hábito anhedral o subhedral. Algunos constituyen fenocristales que llegan a destacar ligeramente sobre la mesostasis, pero que nunca llegan a sobrepasar el cm de largo. Siempre tiene la macla de la albita y nunca llega a tener contenidos en anortita superiores al 10%. Muestra procesos de sustitución por feldespato potásico, ya comentados, y algunos feldespato potásico se encuentran parcialmente corroídos por ella. Con carácter subordinado se encuentran plagioclasas subhedrales, con la macla de la albita, incluidas en fenocristales de feldespato potásico. También aparece albita de exolución en las pertitas y en las mirmequitas que son muy escasas. Por último se observa una albita intergranular, desarrollada principalmente en la interfase feldespato potásico-feldespato potásico que suele ser policristalina, probablemente consecuencia de la deformación.

La biotita aparece principalmente como cristales subhedrales aislados y rara vez como agregados de dos o tres cristales, también subhedrales. El pleocroismo varía de marrón rojizo, castaño muy oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Las inclusiones son de apatito, circón y opacos, con halos pleocróicos desarrollados en torno al circón y a otros minerales radiactivos no identificables. La alteración es muy variable de unas muestras a otras y la más común es la cloritización, con formación de feldespato potásico secundario (ortosa), con formas ahusadas y dispuesto entre los planos de exfoliación (001); también es frecuente observar en las secciones básales el desarrollo de rutilo sagenítico y granular, este último de color rojo. Por otro lado, la biotita parece estar sustituida total o parcialmente por moscovita en continuidad óptica con ella. En ocasiones, hereda las inclusiones de la biotita previa y acumula pequeñas cantidades de minerales opacos entre los planos de exfoliación.

La moscovita se presenta en dos formas distintas respondiendo a su origen. La más abundante se encuentra asociada a la biotita, a la que sustituye total o parcialmente en continuidad óptica. Además hay otra moscovita tardía que suele crecer sobre los feldespatos. En las plagioclasas se observan unas moscovitas subhedrales, de pequeño tamaño, que generalmente crecen a favor de los planos de macla de la albita y los de exfoliación.

Entre los minerales accesorios el más común es el apatito, que se presenta principalmente con formas redondeadas y puede alcanzar 1 mm. Se encuentra como inclusión en otros minerales o, los de mayor tamaño, como componentes de la mesostasis; suele tener inclusiones muy pequeñas de circón. Este último mineral tiene normalmente formas redondeadas. Siempre aparece como inclusión en otros minerales.

La deformación que afecta a estas rocas es muy débil. Las orientaciones que se encuentran son siempre fluidales y muy escasas, de dirección E-O y generalmente subverticales. A escala microscópica la deformación únicamente está marcada por la extinción ondulante del cuarzo y un pequeño desarrollo de subgranos en este mineral. Feldespatos y micas no muestran evidencias de deformación.

3.2.2.10. *Granito cordierítico de La Pelilla (16)*

El macizo cordierítico de La Pelilla fue definido por LÓPEZ PLAZA (1982), que realizó una cartografía esquemática, una somera descripción petrográfica y un estudio sobre la geología y su emplazamiento. Toma el nombre de la alquería de La Pelilla y aflora fundamentalmente en la orilla norte del embalse de la Almendra, encontrándose algunos retazos en la margen sur, por lo que debe encontrarse en gran parte cubierto por las aguas de dicho embalse. Constituye un cuerpo de unos 12 Km^2 con un cierto alargamiento en dirección ONO-ESE y de geometría irregular. Se encuentra en contacto con granitos de dos micas de grano grueso a los que intruye, y con un granito de grano fino por el que está intruido. Aflora típicamente en grandes bolos que en los márgenes del embalse, donde el relieve es mayor, forman grandes berrocales.

En afloramientos frescos, que son poco frecuentes, tiene tonos azulados y es un granito de dos micas de grano grueso en el que destacan abundantes prismas de cordierita que, en algún caso, pueden alcanzar los 3 cm aunque su tamaño más normal es de 5 a 15 mm. Los feldespatos se presentan característicamente en secciones tabulares de entre 1 y 2 cm,

muchas veces con textura rapakiwi. Los enclaves son muy variados y abundantes. Pueden encontrarse enclaves de tamaño decamétrico o mayor del granito grueso de dos micas preferentemente cerca de los contactos, de gneises glandulares, más o menos migmatizados, de granitoides inhomogéneos y de metasedimentos. Hay enclaves de tamaño métrico a decamétrica sobre todo de metasedimentos, de granitos y leucogranitos de grano fino foliados. También hay enclaves de pequeña escala, surmicáceos biotítico-sillimaníticos, xenolitos angulosos de rocas metasedimentarias corneanizadas y algunos schlierens. El granito es totalmente isótropo y ni siquiera los enclaves marcan una orientación bien definida.

Son de destacar las numerosas apófisis y diques que orlan al macizo y la presencia, en algunos puntos del contacto, de una facies marginal de grano fino o fino-medio, con menor abundancia de fenocristales de feldespato y de prismas de cordierita, que proporcionan a veces a la roca un carácter porfídico contrastado.

Al microscopio tiene una textura hipidiomorfa determinada por numerosos cristales subhedrales o euhedrales de feldespato potásico, plagioclasa y cordierita, algo alotriomorfizada por los efectos de la deformación. El tamaño de grano es grueso o muy grueso si se consideran únicamente los feldespatos que constituyen el armazón de la roca, siendo el cuarzo y la biotita de grano más fino.

Como minerales principales tiene feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, moscovita, biotita y cordierita. Accesoriamente se encuentran apatito, circón, opacos, andalucita y sillimanita. Como minerales secundarios aparecen clorita, moscovita, sericita, pinnita, feldespato potásico, rutilo sagenítico, óxidos de Fe y opacos.

El cuarzo es relativamente escaso y siempre aparece intersticial, y muchas veces invadiendo al feldespato potásico y a la plagioclasa. Suele estar muy deformado, con fuerte extinción ondulante y gran desarrollo de subgranos, a veces adquiriendo una fuerte orientación dimensional. También puede encontrarse como pequeñas inclusiones redondeadas en los fenocristales de feldespato potásico. Es muy pobre en inclusiones encontrándose únicamente algunas biotitas, apatito acicular y, quizá, agujas de sillimanita.

El feldespato potásico es el mineral más abundante de la roca y se presenta predominantemente en fenocristales subhedrales de 8 a 20 mm, que a veces tienen una corona de recrecimiento de plagioclasa (textura rapakiwi). La macla más común es la de la microclina si bien, en los fenocristales de mayor tamaño suele presentarse la de Carlsbad o ambas. Es siempre muy pertítico, con varios sistemas de pertitas "film" y "vein". Las inclusiones son de plagioclasa subhedral, encontrándose normalmente varios individuos con extinción simultánea, que pueden tener orlas de recrecimiento de albita, rara vez mirmequítica. También hay inclusiones de apatito, de cuarzo, de biotita (frecuentemente cloritizada) y de cordierita moscovitizada. En algunas muestras es muy frecuente el crecimiento de grandes placas de moscovita sobre el feldespato potásico. También hay algo de feldespato potásico intersticial en la matriz, con formas anhedrales, macla de la microclina y sin inclusiones.

La plagioclasa se encuentra casi únicamente como fenocristales subhedrales de 4 a 8 mm, siempre con la macla de la albita. Suele presentar un zonado normal en el núcleo del cristal

y otro oscilatorio en la parte externa. Son abundantes los recrecimientos albíticos cuando está en contacto con feldespato potásico, pero no suele desarrollar texturas mirmequíticas. Las inclusiones son de biotita, agujas de sillimanita y andalucita parcialmente moscovitizada; la moscovita suele aparecer como alteración en finos cristalitos distribuidos por todo el cristal de plagioclasa y orientados según direcciones reticulares.

A veces también tiene parches irregulares de feldespato potásico en la parte interna de los cristales. Raramente se encuentra saussuritizada en los núcleos más básicos de los cristales.

La cordierita está siempre presente y puede encontrarse en proporciones comparables a las del feldespato potásico. Prácticamente nunca se encuentra fresca, sino que en la mayor parte de los casos aparece transformada en un agregado de grano medio de cristales de moscovita y biotita (ésta de tonos verdosos), con algún grano parcialmente moscovitizado de andalucita, que pseudomorfizan a los cristales de cordierita. En algún caso está alterada a un agregado pinnítico criptocristalino. Los pseudomorfos revelan que el mineral formaba cristales individuales euhedrales de tamaño muy variable (3-30 mm). En menor medida se encuentra como inclusiones en plagioclasa y en feldespato potásico, también transformadas en un agregado micáceo.

La biotita más común forma pequeños cristales (2 mm) subhedrales aislados, o agregados de 3-5 individuos. También puede encontrarse en grupos de hasta 20 individuos que constituyen microenclaves surmicáceos o microschlierens. En general está asociada a cordierita y a granos euhedrales de apatito de hasta 1 mm. El pleocroismo más frecuente varía de marrón castaño oscuro a marrón amarillento claro. Las inclusiones, no muy abundantes, son de apatito y circón. Algunas biotitas de tono marrón claro tienen abundantes agujas de rutilo sagenítico. Suele encontrarse transformada parcialmente en moscovita, que crece en continuidad óptica. La alteración, muy desarrollada en las muestras más deformadas, es a clorita.

La moscovita se encuentra en cantidades que varían mucho de unas muestras a otras. Normalmente forma en cristales del mismo tamaño de la biotita, que crecen a partir de ella en continuidad óptica y de la que tienen incluidos restos. Cuando la moscovitización es importante, crecen cristales anhedrales de gran tamaño (4-8 mm), con hábito poiquilítico, sobre todo a partir del feldespato potásico y con aspecto poiquilítico. También se encuentra como producto de transformación de la plagioclasa, de la cordierita y de la andalucita.

La andalucita es un mineral frecuente como accesorio y aparece como granos irregulares de 1-2 mm, preferentemente en los agregados micáceos que pseudomorfizan a las cordieritas o en sus bordes. También está incluida en plagioclasa, siempre con una corona de moscovita rodeándola. La sillimanita sólo se encuentra en algunas muestras y aparece como inclusiones de madejas de fibrolita dentro de la plagioclasa, como agujas sueltas incluidas en la moscovita y, aunque es dudoso, en el cuarzo.

El apatito tiene dos formas distintas; la primera como granos pequeños incluidos en otros minerales y la segunda como cristales euhedrales o subhedrales de 0,5 a 2 mm, formando

parte de la mesostasis y normalmente asociado a cristales de cordierita o a agregados de biotita. El circón está principalmente incluido en la biotita en forma de granos casi submicroscópicos rodeados por halos pleocróicos, pero también puede encontrarse como cristales prismáticos bipiramidales de hasta 0,5 mm dispersos en la matriz.

A escala microscópica el granito está siempre deformado aunque el grado varía bastante de unas muestras a otras. En general el cuarzo está muy deformado con fuerte extinción ondulante y abundante desarrollo de subgranos, a veces con los bordes indentados y con una cierta orientación dimensional; en las muestras más deformadas los feldespatos muestran también extinción ondulante, una cierta poligonización en subgranos y las maclas de albita flexionadas. Las micas suelen estar kinkadas en las rocas más deformadas y este proceso suele ir ligado a una fuerte cloritización de las biotitas.

3.2.2.11. *Granitos de grano fino tardíos (17)*

Bajo este epígrafe se han incluido dos pequeños cuerpos graníticos, de geometría groseramente laminar y que se encuentran al sureste de Carbellino el primero y al noroeste de La Pelilla el segundo. Estos granitos tienen contactos netos e intruyen a todos los granitos en los que encajan y normalmente van acompañados de un cortejo de filones del mismo granito que orlan todos los contactos.

A escala de afloramiento son granitos de dos micas de grano fino y muy fino, nunca porfídicos y cerca de los contactos y en los filones suelen ser ricos en concentraciones difusas biotíticas a modo de schlierens. Desde el punto de vista morfológico se asocian a áreas ligeramente deprimidas entre los granitos de grano más grueso en los que se encuentran y cuando afloran lo hacen en lajas a ras de suelo siendo muy escasos los berrocales.

3.2.2.12. *Granito de dos micas, grano medio, microporfídico (18)*

Este granito aparece aflorando según una franja de dirección ONO-ESE en el cerro de Peñausende (886 m), justo en el límite oriental de esta Hoja con la adyacente de Villamor de los Escuderos (425). Ocupa una pequeña extensión y está intruyendo en el granito de Figueruela de Sayago (8b) y en los gneises glandulares y bandeados prehercínicos (4).

Se trata de un granito de grano medio con textura microporfídica definida por fenocristales de feldespato potásico. Como otros constituyentes principales se encuentran cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita.

Se puede observar como este granito en las zonas más altas del cerro muestra una importante alteración como consecuencia de un proceso de silicificación a diferencia de su base en la que el granito aparece fresco.

3.3. ROCAS FILONIANAS

3.3.1. **Diques de cuarzo (Sierros) (1)**

Además de numerosos filones y venas de cuarzo distribuidos por todos los granitos, son muy importantes y característicos los diques que se encuentran en la parte occidental de las provincias de Zamora y Salamanca y que con la denominación popular de Sierros han pasado a la literatura geológica regional. GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1971) hacen por primera vez una descripción de estos diques considerándolos como gigantescos "gash" de tensión.

Los diques se encuentran sobre todo en materiales graníticos o gneísicos, siendo muy escasos los que se encuentran en rocas metasedimentarias, limitados prácticamente a pocos metros del contacto con el granito. Forman los escasos relieves positivos desarrollados en la penillanura y en sus partes altas afloran diques de cuarzo de entre 2 y 20 m de potencia, o bien un haz denso de filoncillos de cuarzo, siempre embebidos 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 sinusoidales en detalle.

- Tienen una dirección muy constante N-S o NNE-SSO y son subverticales, pudiendo encontrarse buzamientos tanto al E como al O, siempre cercanos a la vertical. 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 y manganeso. GONZALO y LÓPEZ PLAZA (1983) indican que algunos de estos diques están mineralizados; esto puede observarse en el campo por las frecuentes apariciones de minerales metálicos como pirita y arsenopirita.

- A menudo el cuarzo está milonitizado y/o brechificado, evidenciando rejuegos posteriores de las fracturas.

En esta Hoja se encuentran tres diques principales, situados todos en la parte oriental. El más importante es el que rellena la falla de Azmesnal, que con una longitud de unos 10 Km y una dirección N-S, ocupa un accidente importante. Otro se desarrolla cerca del borde oriental de las rocas intermedias, también con dirección N-S y, el último, de forma discontinua atraviesa todo el macizo de Figueruela de Sayago con dirección NNE-SSO. Además hay otro dique de cuarzo de dirección NNE-SSO, sin continuidad longitudinal pero de cierta potencia, que se encuentra en la margen sur del embalse de la Almendra, al SSO de Carbellino.

3.3.2. **Pórfidos graníticos (2)**

En esta Hoja se han localizado dos diques de pórfido granítico, ambos de poca continuidad pero alineados según una dirección N60°E. El primero aparece en la carretera de Ledesma a

Almeida, en el acceso a la finca de La Pelilla y el segundo, alineado al SE del anterior, en ambas márgenes del embalse de la Almendra, en el paraje conocido como Fresnos Gordos. Tiene un espesor máximo de unos 10 m y presenta un zonado textural característico; en el borde del dique suelen encontrarse facies con la matriz afanítica debido a un enfriamiento más rápido, mientras que en las zonas centrales la matriz es de grano fino.

A escala de afloramiento es una roca con la matriz de color oscuro en la que destacan fenocristales de cuarzo de 2-3 cm y que presentan formas de euhedrales a subhedrales, muchas veces con los vértices redondeados y con golfos de corrosión. La biotita varía de euhedral a anhedral, con un tamaño de 3-4 mm. Los feldespatos son euhedrales y presentan secciones exagonales o tabulares con tamaños de unos 4 cm, aunque pueden llegar hasta los 7 cm; frecuentemente se observa zonado en las plagioclasas remarcado por pequeños cristales de biotita a modo de inclusiones Frasl. En general los feldespatos muestran una orientación estadísticamente preferente paralela a los bordes del dique.

Al microscopio tienen texturas fuertemente porfídicas determinadas por la existencia de fenocristales euhedrales o subhedrales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y, con un tamaño menor de biotita, que se encuentran englobados en una mesostasis formada por cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, feldespato potásico y clorita. Las texturas micrográficas o granofídicas son muy frecuentes y tienden a desarrollarse en los bordes de los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa. Los fenocristales de cuarzo, son subhedrales o anhedrales, y suelen presentar secciones exagonales o triangulares, con los vértices frecuentemente redondeados y algunos golfos de corrosión. Son cristales aislados o forman agregados de dos a cuatro individuos. Las inclusiones de biotita son muy frecuentes. Normalmente presentan extinción ondulante y procesos incipientes de poligonización.

Los fenocristales de feldespato potásico tienen hábito euhedral, con macla de la microclina o, en menor medida, de microclina-Carlsbad, y suelen ser poco pertíticos. Tienen inclusiones de plagioclasa y biotita, estas últimas a veces dispuestas paralelamente a los bordes del cristal definiendo texturas Frasl. En los bordes de estos fenocristales se desarrollan intercrecimientos micrográficos y granofídicos con el cuarzo.

La plagioclasa se presenta como cristales euhedrales o subhedrales, con la macla de la albita y parches de feldespato potásico que revelan procesos de sustitución parcial. Son relativamente frecuentes los procesos de sericitización moscovitización y alteración a zoisita-clinozoisita.

La biotita tiene secciones rectangulares, con un pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño oscuro a amarillo claro. Tiene inclusiones de apatito y circón, estos últimos producen halos pleocróicos. Normalmente está muy cloritizada, con formación de rutilo sagenítico y, en algún caso se produce vermiculita. A veces se aprecian signos de deformación como líneas de exfoliación dobladas y extinción ondulante.

La mesostasis es de grano muy fino o afanítica y está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y clorita; como minerales accesorios se han localizado apatito y circón.

3.3.3. **Leucogranitos de grano fino y pegmatitas (3)**

En toda el área granítica de esta Hoja, sobre todo en las inmediaciones de los contactos entre granitos, suelen aparecer pequeños filones de aplitas y pegmatitas subparalelos a los contactos y que están en relación a la intrusión de unos plutones graníticos sobre otros.

En el mapa geológico únicamente se han cartografiado los filones y diques más importantes que se inyectan en las rocas metasedimentarias y ortogneísicas, en el cuadrante suroriental de la Hoja. En general los diques más potentes están constituidos por leucogranitos de dos micas con moscovita dominante, de grano fino y muy rara vez porfídicos. Estos diques suelen pasar gradualmente en sus extremos a un enjambre de filones de pegmoaplitas y pegmatitas. Son rocas de composición simple, casi siempre holomoscovíticas, formadas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita (que puede ser accesoria) y como accesorios se encuentran biotita, andalucita, sillimanita, turmalina y, ocasionalmente, granate.

Los diques leucograníticos son concordantes con la foliación S_2 del encajante y muy a menudo tienen fuertes fábricas plano-lineares paralelas a las de los gneises y metasedimentos. En algún caso se ha encontrado esta fábrica afectada por pliegues suaves de dirección E-O, coherentes con D_3, y más frecuentemente por pliegues de dirección norteada atribuibles a D_4, como puede observarse cartográficamente al NO de Palacios del Arzobispo.

3.4. METAMORFISMO

Las rocas hercínicas que afloran en esta Hoja fueron afectadas por un metamorfismo regional sincrónico con el desarrollo orogénico que alcanzó, en esta zona, el grado medio. El efecto térmico de los granitos es, en cambio, despreciable, salvo en el caso de los enclaves de pequeño tamaño que se encuentran en ellos y que están corneanizados.

En esta Hoja se encuentran dos tipos principales de rocas metamórficas: los gneises glandulares y los metasedimentos. Ambos tipos llegaron a alcanzar un grado metamórfico en la facies de las anfibolitas pero, posteriormente, sufrieron una fuerte retrogradación, aparentemente ligada a la tercera fase de deformación, que transformó sus asociaciones minerales en otras propias de la parte baja o media de la facies de los esquistos verdes.

Los gneises glandulares son rocas de composición félsica que, cuando no están muy deformadas por la tercera fase de deformación, muestran texturas granolepidoblásticas, foliadas a bandeadas, y porfiroclásticas. La foliación está definida por la biotita y por la dimensión mayor de los agregados feldespáticos que constituyen las glándulas y sus sombras de presión. En el macizo principal de gneises que aflora en la Hoja, la asociación mineral es:

$$Q + FK + PLG + BIOT + MCTA +/- CORD$$

mientras que en el afloramiento que se encuentra en el ángulo nororiental, en el área de Tamame, la asociación es:

$$Q + FK + PLG + BIOT + MCTA + SILL +/- CORD$$

y las evidencias de migmatización son frecuentes.

La biotita forma lepidoblastos que definen la foliación principal de la roca (S_2), lo mismo que la sillimanita cuando existe; dado el grado de alteración de la cordierita, no ha podido establecerse su relación con la foliación. En ambas zonas la cordierita y la sillimanita están transformadas parcial o totalmente en agregados de moscovita y biotita la primera o en moscovita la segunda, probablemente en relación a crenulaciones y reaplastamientos relacionados con D_3.

Los metasedimentos del sinforme del Azmesnal son paragneises feldespáticos con texturas foliadas o bandeadas y, a veces, porfiroclásticas, que muchas veces se encuentran intensamente crenuladas. Las asociaciones minerales más comunes son:

Q + FK + PLG + BIOT + MCTA +/– CORD
Q + FK + BIOT + MCTA + GRTE

El feldespato potásico, la plagioclasa y el granate forman porfiroclastos rodeados por la foliación S_2, que está definida por lepidoblastos de moscovita y biotita y riboons de cuarzo, así como por el alargamiento de algunos feldespatos. En las muestras bandeadas pueden observarse charnelas de una foliación previa (S_1) definida por biotitas plegadas y poligonizadas.

Los metasedimentos de la zona de Tamame tienen sillimanita y frecuentemente cordierita, a veces está blindada en plagioclasas, siendo la sillimanita claramente sincinemática con S_2.

3.5. GEOQUÍMICA

3.5.1. **Rocas intermedias (Cuarzomonzodioritas y vaugneritas)**

Dentro de este apartado incluimos rocas que van de sobresaturadas a saturadas en sílice y subsaturadas en alúmina (tabla 1), las menos diferenciadas de las cuales pueden ser diópsido normativas y olivino normativas. Las relaciones Or/Ab son, por lo general, < 1 y el apatito normativo elevado.

Estas rocas pueden clasificarse según el diagrama QAP (Fig. 3), como monzodioritas o monzogabros en el caso de las muestras saturadas en sílice y subsaturadas en alúmina, y como cuarzomonzonitas el resto.

Entre estos dos diferentes tipos se puede observar una cierta tendencia evolutiva desde términos plagioclásicos (monzodioritas) a términos más feldespáticos y cuarcíticos (cuarzomonzonitas) como consecuencia de un proceso de mezcla producido entre estas rocas y el granito de Sayago justo en una banda a través de la cual se ponen en contacto y que hace que gran parte de estas rocas intermedias adquieran composiciones mucho más próximas a las de los granitos con los que se mezclan.

Esta evolución queda puesta de manifiesto de nuevo en la proyección de estas rocas en el diagrama Rb-Ba-Sr de la figura 4, (BOUSEILY y SOKKARY, 1975). Las muestras correspondientes a los términos menos evolucionados quedan proyectadas en el campo de las cuar-

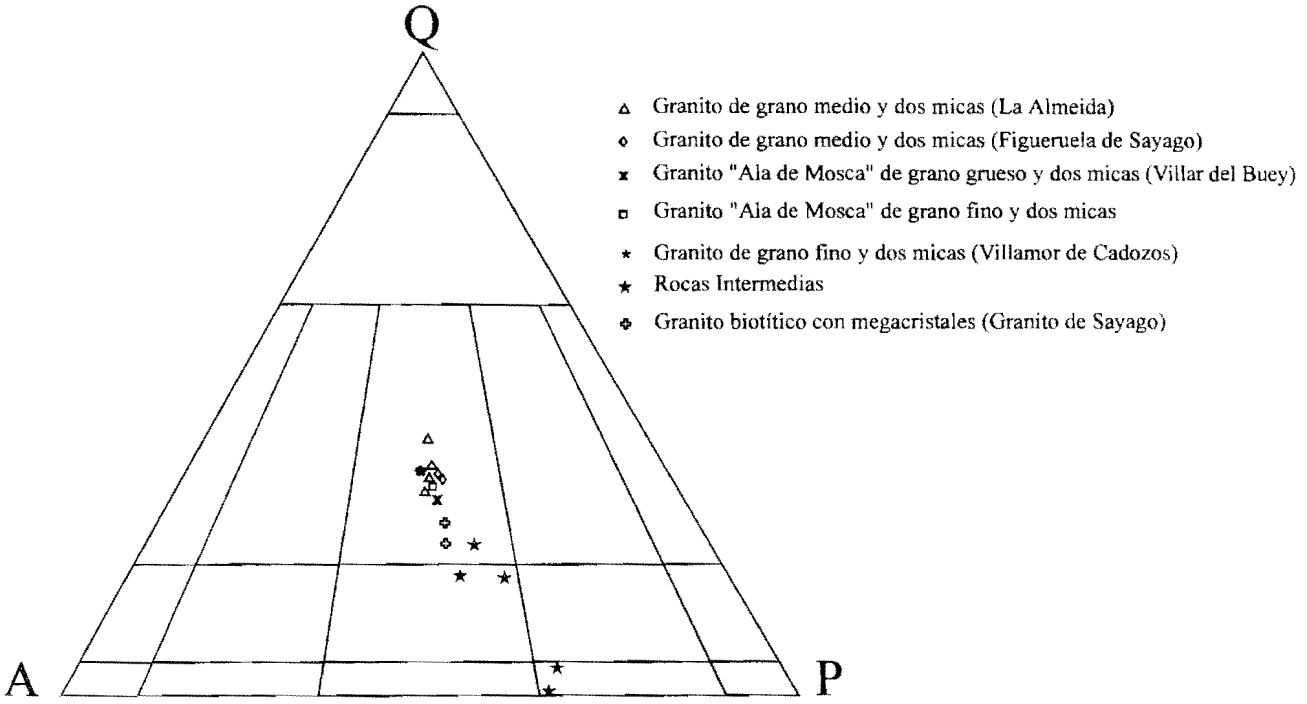


Fig. 3. Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976)

zodioritas-granodioritas mientras que las cuarzomonzonitas (más evolucionadas) se localizan en el campo de granitos anómalos como respuesta al proceso de mezcla que han sufrido con el granito de Sayago, cuyas muestras aparecen también representadas en el mismo área dentro del diagrama.

El diagrama de discriminación de elementos traza Rb-Y+Nb (PEARCE *et al.*, 1984), nos sirve para determinar el ambiente geotectónico en que estas rocas fueron generadas. En este diagrama mostrado en la figura 5, las rocas intermedias se proyectan en un área que se corresponde justo con el límite de separación de campos pertenecientes a ambientes tectónicos distintos: áreas de arco volcánico y áreas colisionales. Tal y como se describe en el apartado de Tectónica, estas rocas junto al granito de Sayago muestran claramente una foliación S_2, que las hace interpretar como las más antiguas dentro del grupo de rocas ígneas que afloran en la Hoja. Son por lo tanto rocas de tipo colisional generadas precozmente durante la segunda fase de deformación hercínica. Su proyección en el campo de los granitos de arco volcánico es debida principalmente a la composición más básica de algunas de las muestras tomadas.

3.5.2. **Granito biotítico con megacristales (Granito de Sayago)**

Comparativamente con los otros granitos de la Hoja, se trata de un granito poco diferenciado, con porcentajes más bajos de cuarzo y corindón, y más altos de anortita, hiperstena e ilmenita (tabla 1). Composicionalmente son semejantes a los términos más evolucionados de las rocas intermedias descritas anteriormente. Se clasifican por lo tanto en el diagrama QAP (Fig. 3) generalmente como monzogranitos, existiendo algún término de carácter más básico clasificado como cuarzomonzodiorita o cuarzomonzogabro. Así en términos evolutivos se puede decir que se trata de un granito poco diferenciado (Fig. 4) y de carácter anómalo producto de un proceso de mezcla con las rocas intermedias con la que se pone en contacto en su límite sur.

En el diagrama de Rb-Y+Nb (Fig. 5) se proyecta en el campo de los granitos colisionales. En función de la relación que guardan con la foliación principal S_2, el granito de Sayago al igual que las rocas intermedias es uno de los granitoides más antiguos del conjunto ígneo afectado precozmente por la segunda fase de la deformación hercínica.

3.5.3. **Granito de dos micas, grano fino-medio y textura "ala de mosca"**

Se trata de granitos fuertemente diferenciados (tabla 1), con altos valores normativos de cuarzo, feldespatos alcalinos (Or/Ab < 1) y corindón (se trata de un granito de dos micas), y bajos de anortita, hiperstena e ilmenita normativas. El apatito es más alto que el de otros granitos menos diferenciados, pero muy inferior al de las rocas básicas e intermedias.

Como gran parte de los granitos aflorantes en esta Hoja, se clasifican en el QAP (Fig. 3) como monzogranitos.

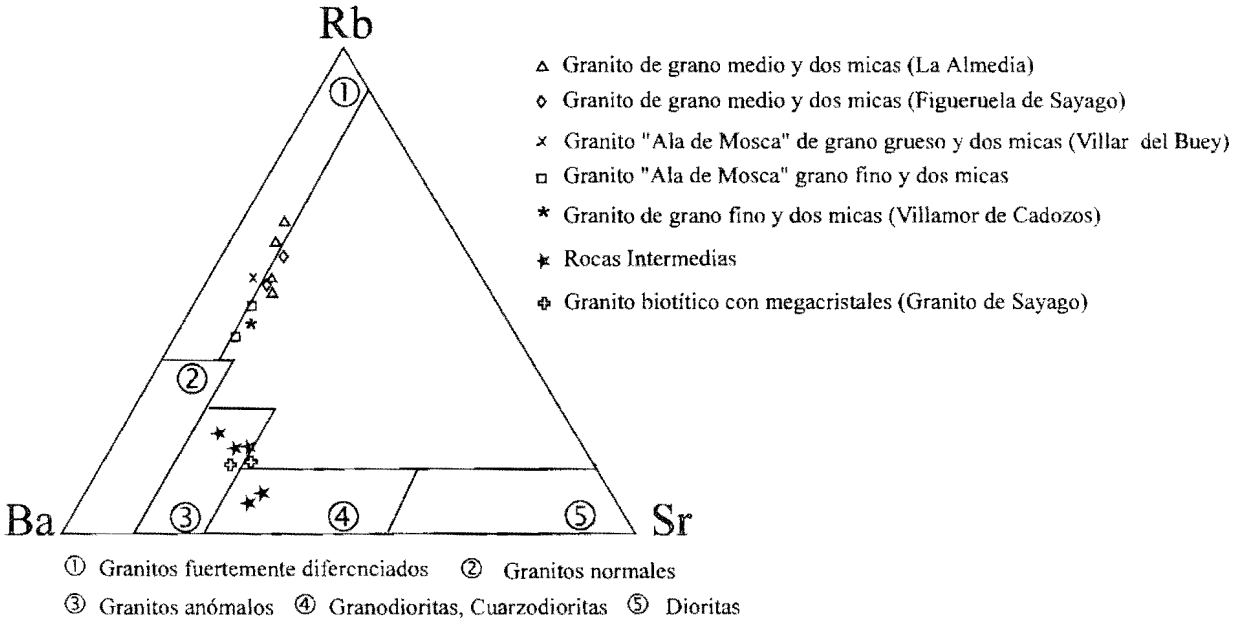


Fig. 4. Diagrama Rb-Ba-Sr (BOUSEILY y SOKKARY, 1975)

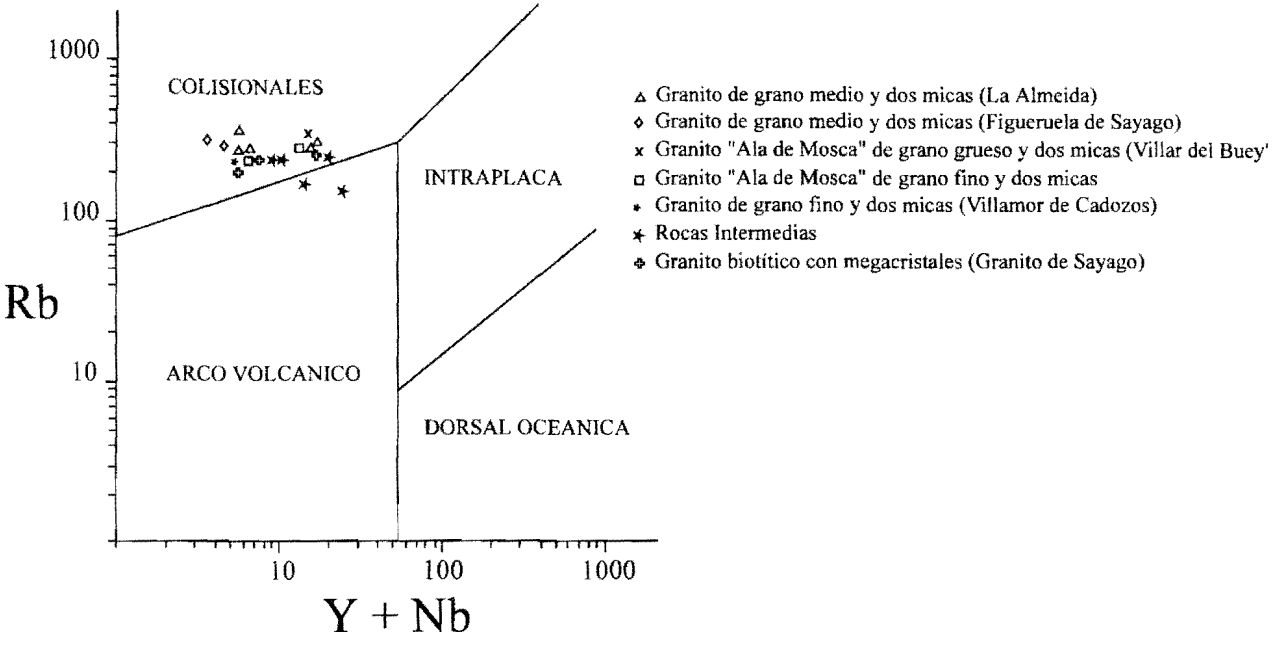


Fig. 5. Diagrama de interpretación tectónica (PEARCE et al., 1984)

TABLA 1

Nº	9113	9114	9108	9109	9038	9036	9035	9118	9083	9115
SiO_2	54,55	64,78	65,15	67,04	56,96	68,42	61,09	68,61	72,49	72,18
TiO_2	0,84	0,64	0,68	0,54	0,75	0,43	0,78	0,41	0,11	0,15
Al_2O_3	16,10	16,26	15,81	15,53	16,48	15,55	17,50	15,18	15,03	14,91
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	5,80	3,62	3,49	3,35	5,36	2,59	4,56	2,55	1,15	1,26
MnO	0,10	0,05	0,04	0,05	0,09	0,03	0,06	0,03	0,02	0,02
MgO	7,22	1,95	1,94	1,27	5,62	1,18	2,50	1,30	0,16	0,40
CaO	5,86	2,50	2,01	2,03	5,28	1,94	3,41	1,76	0,61	0,64
Na_2O	3,26	3,94	3,53	3,68	3,28	3,17	3,56	3,45	3,65	3,67
K_2O	3,90	4,43	5,40	4,74	3,46	5,17	4,17	5,35	5,11	5,17
P_2O_5	0,44	0,45	0,43	0,32	0,69	0,31	0,64	0,21	0,35	0,39
H_2O	1,20	0,84	1,01	0,93	1,27	0,80	1,00	0,83	1,12	0,95
Total	99,27	99,48	99,49	99,48	99,24	99,59	99,27	99,68	99,80	99,74
Q	0,00	15,32	15,52	19,71	3,26	23,28	11,91	21,10	30,24	29,22
Or	23,05	26,18	31,91	28,01	20,45	30,55	24,64	31,62	30,20	30,55
Ab	27,59	33,34	29,87	31,14	27,76	26,82	30,13	29,19	30,89	31,06
An	17,78	9,47	7,17	7,98	20,03	7,60	12,74	7,36	0,74	0,63
Di	6,83	0,00	0,00	0,00	1,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy	9,90	10,54	10,19	8,52	22,11	7,04	13,42	7,30	2,37	3,10
Ol	10,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Il	1,60	1,22	1,29	1,03	1,42	0,82	1,48	0,78	0,21	0,28
Ap	1,02	1,04	1,00	0,74	1,60	0,72	1,48	0,49	0,81	0,90
C	0,00	1,51	1,53	1,42	0,00	1,95	2,46	1,02	3,22	3,05
ID/IT	50,63	74,84	77,30	78,87	51,46	80,66	66,68	81,91	91,33	90,83
FEMG	0,29	0,47	0,46	0,56	0,32	0,52	0,47	0,49	0,79	0,62
A	35,48	60,04	62,19	64,57	38,04	68,87	52,27	69,57	86,99	84,19
F	28,74	25,97	24,30	25,79	30,25	21,39	30,83	20,16	11,42	12,00
M	35,78	13,99	13,51	9,74	31,72	9,74	16,90	10,28	1,59	3,81

Rocas intermedias: 9113, 9114, 9118, 9109, 9038.
Granito biotítico con megacristales (Granito de Sayago): 9035, 9036, 9118.
Granito "Ala de mosca" de grano fino-medio y dos micas: 9083, 9115.

En cuanto a su grado de diferenciación, tal y como muestra el diagrama Rb-Ba-Sr de la figura 4 (BOUSEILY y SOKKARY, 1975) pertenece al grupo de granitos fuertemente diferenciados, aunque de menor grado que el resto de granitos según se puede observar dentro de la trayectoria de evolución marcada por los diferentes cuerpos ígneos representados en este diagrama. Por lo tanto son granitos más tardíos que los anteriormente descritos y aun tratándose de granitos colisionales sinfase 2 al igual que las rocas intermedias y el granito de Sayago (Fig. 5) muestran una relación de mayor simultaneidad con la deformación que éstos, deducido de la presencia de schlierens y la orientación preferente de alguno de los minerales.

3.5.4. Granito de dos micas y grano medio (Figueruela de Sayago y Villamor de Cadozos)

Comparativamente con los otros granitos de la Hoja, por lo general menos evolucionados, presentan mayores contenidos normativos en cuarzo, albita, apatito y corindón, y menores en ortosa, anortita, hiperstena e ilmenita. Las relaciones Or/Ab son siempre < 1 (tabla 2) y son clasificados como monzogranitos en el QAP (Fig. 3). Forman por lo tanto un grupo de granitos fuertemente diferenciados con altos contenidos en Rb (tabla 3) tal y como muestra el diagrama de Rb-Sr-Ba de la (Fig. 4). Respecto a su relación con los eventos deformacionales hercínicos, este granito se clasifica como de tipo sincolisional (Fig. 5, PEARCE, *et al.*, 1984), pudiéndose deducir de sus características texturales un cierto carácter tardío respecto a la fase 2 hercínica.

3.5.5. Granito de dos micas y grano grueso, con textura "ala de mosca" (Granito de Villar del Buey)

La única muestra analizada en la Hoja corresponde a un monzogranito (Fig. 3) con un grado de diferenciación superior al de los granitos anteriores (Fig. 4) ya que, comparativamente con los otros granitos de la Hoja, el porcentaje de feldespatos alcalinos es alto (con Or/Ab < 1) y son bajos el de anortita e hiperstena normativas; su contenido normativo en cuarzo es, sin embargo, algo más bajo. También el corindón normativo resulta algo bajo para un granito de dos micas (tabla 2).

Estos granitos están claramente deformados y se tratan por lo tanto de granitos sincolisionales afectados por los eventos deformacionales hercínicos (Fig. 5).

3.5.6. Granito de dos micas y grano medio (Granito de Almeida)

Como el resto de granitos aflorantes en esta Hoja el granito de Almeida se clasifica como un monzogranito (Fig. 3), con elevado cuarzo normativo, relaciones Or/Ab de < 1 a > 1 y bajos contenidos normativos en anortita, hiperstena e ilmenita (tabla 2). En la trayectoria de diferenciación de la figura 4 correspondiente al diagrama de Rb-Sr-Ba, este granito aparece como uno de los más evolucionados, presentando los mayores contenidos en Rb (tabla 3).

Este granito fue uno de los últimos en emplazarse, intruyendo en el resto de granitos que aparecen en contacto con él, por lo que aún tratándose de un granito colisional (fig. 5) parece tener un carácter bastante tardío respecto a las deformaciones hercínicas.

TABLA 2

N°	9064	9065	9015	9016	9020	9043	9105	9116	9117
SiO_2	72,58	72,88	72,89	72,75	72,30	73,95	71,81	73,40	72,21
TiO_2	0,13	0,12	0,10	0,18	0,19	0,12	0,19	0,14	0,18
Al_2O_3	14,96	14,85	14,98	14,70	14,82	14,28	14,75	14,24	14,47
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	1,14	1,12	1,11	1,39	1,56	1,31	1,38	1,31	1,37
MnO	0,02	0,10	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	0,16	0,13	0,16	0,26	0,32	0,11	0,39	0,28	0,41
CaO	0,66	0,53	0,61	0,55	0,60	0,52	0,66	0,53	0,61
Na_2O	3,60	3,83	3,73	3,40	3,57	3,36	3,52	3,48	3,87
K_2O	4,83	4,81	4,73	5,12	5,00	4,93	5,27	4,83	5,30
P_2O_5	0,41	0,40	0,33	0,28	0,34	0,24	0,36	0,31	0,35
H_2O	1,30	1,10	1,17	1,12	0,97	0,94	1,38	1,20	0,94
Total	99,79	99,79	99,83	99,77	99,70	99,78	99,73	99,74	99,73
Q	31,78	31,13	31,60	31,56	30,40	38,91	29,15	32,98	27,45
Or	28,54	28,54	27,95	30,26	29,55	29,14	31,14	28,54	31,32
Ab	30,46	32,41	31,56	29,77	30,21	28,43	29,79	29,45	32,35
An	0,60	0,02	0,87	0,90	0,76	1,01	0,92	0,61	0,74
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy	2,31	2,22	2,31	2,94	3,40	2,52	3,23	2,91	3,28
Ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Il	0,25	0,23	0,19	0,34	0,36	0,23	0,36	0,27	0,34
Ap	0,95	0,93	0,76	0,65	0,79	0,56	0,83	0,72	0,81
C	3,59	3,34	3,40	3,23	3,26	3,05	2,92	3,07	2,10
ID/TT	90,79	91,96	91,12	90,58	90,16	91,48	90,09	90,98	91,52
FEMG	0,79	0,82	0,78	0,73	0,71	0,86	0,54	0,71	0,63
A	86,64	87,36	86,95	83,78	82,01	85,38	83,24	83,94	83,74
F	11,72	11,32	11,41	13,67	14,93	13,49	13,07	13,23	12,51
M	1,64	1,31	1,64	2,56	3,05	1,13	3,69	2,83	3,74

Granito de grano medio y dos micas (Figueruela de Sayago): 9064, 9065.
Granito de grano fino y dos micas (Villamor de Cadozos): 9015.
Granito de grano medio y dos micas (La Almeida): 9016, 9020, 9043, 9105, 9116.
Granito "Ala de mosca" de grano grueso y dos micas (Villar del Buey): 9117

TABLA 3

N°	9083	9115	9016	9020	9043	9105	9116	9064	9065	9015
Li	129	150	111	141	100	83	164	35	136	132
Rb	230	270	275	360	270	291	303	280	310	240
Be	8	7	8	7	4	5	4	8	9	8
Sr	61	65	60	58	36	64	37	60	60	61
Ba	278	257	196	202	109	266	134	212	178	258
Y	7	4	7	6	6	6	4	5	4	6
Zr	63	90	80	78	65	112	77	70	68	60
Nb	0	11	0	0	0	13	14	0	0	0
Sn	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	41	26	32	33	37	30	27	32	29	37
V	7	5	10	12	7	7	4	7	7	7
Cr	129	1	170	169	206	1	1	144	158	187
Co	4	1	4	5	4	0	0	4	4	3
Ni	5	5	5	11	0	0	0	5	5	5
Cu	4	4	4	4	0	0	0	16	4	4
Zn	48	59	49	69	51	65	59	55	51	43
B	0	14	0	0	0	8	11	0	0	0
F	533	676	703	1335	533	791	873	771	856	500
N°	9113	9114	9108	9109	9038	9036	9035	9118	9117	–
Li	78	85	79	63	104	67	149	89	111	–
Rb	145	230	229	238	160	230	240	209	308	–
Be	3	4	3	3	5	4	6	5	5	–
Sr	622	319	294	207	610	400	790	339	57	–
Ba	1340	804	841	748	1245	948	1618	928	235	–
Y	11	9	10	9	15	8	18	6	5	–
Zr	211	257	330	263	190	170	230	198	99	–
Nb	15	0	0	12	0	0	0	0	12	–
Sn	0	0	0	0	0	0	0	0	13	–
Pb	35	37	40	41	33	46	42	66	32	–
V	115	46	44	37	88	34	69	33	6	–
Cr	203	24	39	12	192	135	122	16	1	–
Co	28	7	7	5	22	8	13	5	0	–
Ni	101	5	22	0	62	16	21	5	0	–
Cu	32	9	14	10	26	9	14	13	0	–
Zn	77	83	96	88	67	61	77	63	60	–
B	15	10	6	4	0	0	0	9	11	–
F	1037	1409	990	1566	1542	1207	1820	905	840	–

Granito "Ala de Mosca" de grano fino-medio y dos micas: 9038, 9115.
Granito de grano medio y dos micas (La Almeida): 9016, 9020, 9043, 9105, 9116.
Granito de grano medio y dos micas (Figueruela de Sayago): 9064, 9065.
Granito de grano fino y dos micas (Villamor de Cadozos): 9015.
Rocas intermedias: 9113, 9114, 9118, 9109, 9038.
Granito biotítico con megacristales (Granito de Sayago): 9035, 9036, 9118.
Granito "Ala de mosca" de grano grueso y dos micas (Villar del Buey): 9117

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 sedimentos terciarios fueron afectados por fracturaciones y basculamientos durante la Orogenía Alpina, mientras que las rocas metasedimentarias y ortogneísicas, de edades preordovícicas, así como los granitoides, fueron intensamente afectados durante la Orogenía Hercínica por una compleja secuencia de fases de deformación que dejaron registro en un conjunto de macro y microestructuras.

La posible existencia de una deformación prehercínica no reviste suficiente entidad como para condicionar el resultados que va a imponer la Orogenía principal.

4.2. DEFORMACIÓN HERCÍNICA

4.2.1. **Introducción**

La Orogenía 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; etc) la orogenía se resuelve en tres fases de deformación principal seguidas de otras de menor entidad. En esta región la primera fase (D_1) produce pliegues de dirección NO-SE y vergentes al NE acompañados de una esquistosidad S_1; la segunda fase (D_2) desarrolla potentes zonas de cizalla subhorizontales en los niveles profundos, que generan una foliación muy penetrativa (S_2) y la tercera fase (D_3), produce pliegues, con dirección NO-SE, subverticales o ligeramente vergentes al NE, que, en general, no van acompañados de esquistosidad. También puede hablarse de una cuarta fase de deformación (D_4) que genera pliegues de dirección norteada de muy escasa intensidad.

4.2.2. **Estructura general**

La estructura de los materiales hercínicos de esta Hoja puede dividirse en dos sectores separados por una línea irregular submeridiana que la divide prácticamente a la mitad. En la parte oriental se encuentra siempre una foliación S_2 de bajo buzamiento que se encuentra doblada por grandes pliegues suaves D_3 de dirección entre E-O y N120(E y que afecta a las rocas metasedimentarias, ortogneísicas e ígneas sin-D_2, tales como las rocas intermedias, el granito de Sayago, los granitoides inhomogéneos y los granitos de dos micas de Figueruela de Sayago, cortados por algún granito posterior como el de Santiz.

En la mitad occidental únicamente se encuentran unos pocos granitos con estructuración D_2 como los granitos de dos micas de grano fino porfídicos o el granitos de Villamor de Cadozos, mientras que la mayor parte de los granitos que afloran están, en mayor o menor medida, únicamente deformados por D_3 y no se encuentran áreas de afloramiento significativas ocupadas por rocas metasedimentarias u ortogneísicas.

4.2.3. **Primera fase de deformación (D1)**

Las estructuras correspondientes a esta fase están casi totalmente transpuestas por D_2 y únicamente pueden reconocerse como relictos en el bandeado tectónico que constituye S_2, tales como arcos poligonales de mica o como Sint en algunos porfiroblastos rodeados por la foliación.

4.2.4. **Segunda fase de deformación (D2)**

Como ya se ha indicado, las estructuras correspondientes a la segunda fase de deformación son las más evidentes en toda la mitad oriental de la Hoja. Se trata de una foliación S_2, cuyo carácter secundario sólo es medianamente evidente en las rocas metasedimentarias, en las que en algunos casos pueden reconocerse relictos de la esquistosidad S_1. En las rocas ortogneísicas la foliación puede ser una S_{1+2}, puesto que nunca se encuentran relictos de una estructura previa y en los granitoides la S_2 es una estructura deformativa primaria que adopta diferentes morfologías en función del estado físico en el que se ha desarrollado la estructura.

En las rocas metasedimentarias, la foliación S_2 es un bandeado tectónico en los niveles cuarzofeldespáticos, los más abundantes, o una "schistosity" en los términos más pelíticos. En el primer caso la foliación está definida por la alternancia de bandas de espesor milimétrico de composición cuarzofeldespática con otras más ricas en micas; en las bandas cuarzofeldespáticas es posible observar arcos poligonales de biotita e incluso charnelas que doblan a una estructura previa (S_2). En los esquistos, la foliación está definida principalmente por lepidoblastos de biotita y moscovita y, en algunos casos, también por agregados de cuarzo en forma de "ribbons" y por la orientación preferente de porfiroclastos subidiomorfos de feldespato que están rodeados por la foliación. Cuando las rocas metasedimentarias no están muy crenuladas por D_3 suele reconocerse sobre los planos S_2 una lineación de estiramiento L_2 marcada por la dirección mayor de los lepidoblastos de biotita y de los agregados de cuarzo y feldespato; esta lineación, fuera de las zonas de charnela de los pliegues D_3, tiene una dirección aproximadamente E-O con una ligera inmersión hacia el oeste.

En los ortogneises glandulares, S_2 se manifiesta como una foliación poco continua marcada por agregados de biotita y moscovita que rodean a las glándulas feldespáticas porfiroclásticas. Cuando las glándulas están aplastadas, también contribuyen a definir la foliación, así como las sombras de presión desarrolladas en sus extremos. Más raramente que en las rocas metasedimentarias también puede observarse aquí una lineación de estiramiento L_2, determinada sobre todo por la elongación de las glándulas feldespáticas y de sus sombras de presión y, en menor medida por el alineamiento de los lepidoblastos de biotita sobre los planos de la foliación.

En las rocas prehercínicas comentadas en los párrafos anteriores, la foliación S_2 parece haberse desarrollado en condiciones de la facies de las anfibolitas, por debajo de la isograda de la sillimanita, habiéndose producido texturas granolepidoblásticas y granoblásticas bandeadas que evidencian una permanencia de las condiciones térmicas con posterioridad al final de la deformación D_2.

Las rocas graníticas hercínicas muestran una variabilidad mucho mayor en cuanto a la tipología de la foliación S_2, que debe estar relacionada con su carácter precoz o tardío respecto

a la segunda fase de deformación. Así, los granitoides más antiguos deben ser las rocas intermedias y el granito de Sayago que muestran una foliación S_2 desarrollada claramente en estado sólido, con una deformación interna de las rocas bastante importante, en algunos casos casi milonítica. En estas rocas la foliación S_2 está definida no sólo por la fuerte orientación de la biotita, sino también por la orientación de agregados de cuarzo, a veces en forma de "ribbons", de feldespato y por los porfiroclastos, más o menos recristalizados, de plagioclasa y feldespato potásico que se encuentran rodeados por la foliación. Los granitoides inhomogéneos y los granitos de dos micas de grano fino porfídicos, en cambio, muestran pocas evidencias de deformación en estado sólido, con fábricas de forma muy débiles esencialmente marcadas por la orientación de los escasos fenocristales y xenocristales de feldespato y por agregados micáceos o micáceo-sillimaníticos en forma de schlieren, además de la orientación preferente de los cristales individuales de biotita. Por último, los granitos de dos micas de Villamor de Cadozos y de Figueruela de Sayago, únicamente muestran como foliación S_2 una fuerte orientación de los cristales de biotita, sin que se reconozcan fábricas de forma en los demás componentes de la roca.

En algún caso (Rivera de Navalaserna) han podido observarse pequeños pliegues intrafoliares en las rocas metasedimentarias, que doblan a una esquistosidad anterior. Son pliegues isoclinales, siempre de tamaño decimétrico o menor, en los que no ha podido determinarse una asimetría clara por tener, en general, las charnelas disruptadas sin relación unas con otras.

4.2.5. **Tercera fase de deformación (D3)**

La tercera fase de deformación produce en la mitad oriental de la Hoja un plegamiento, ligeramente vergente al norte, de la foliación S_2 que se manifiesta sobre todo en megaestructuras kilométricas, aunque también pueden encontrarse esporádicamente pliegues de órdenes inferiores. Este plegamiento tiene unos planos axiales que siguen una dirección aproximadamente E-O, con buzamientos de entre 50° y 75° al sur y los ejes subhorizontales o con inmersiones variables al oeste. La longitud de onda de estos pliegues es superior a los 7 km. y un ángulo entre flancos de unos 50°-70°. Normalmente desarrollan un flanco que buza entre 20° y 30° al sur y otro subvertical o ligeramente invertido buzando también al sur.

Las megaestructuras principales que se reconocen en esta Hoja son el sinforme de Azmesnal, en cuyo núcleo está recogido el principal afloramiento de rocas metasedimentarias, y el antiforme de Viñuela de Sayago, probablemente de un orden menor que el sinforme antes considerado.

En la parte oriental los pliegues D_3 no van acompañados de esquistosidad de plano axial, pero al microscopio puede reconocerse una deformación de intensidad variable que se expresa en extinción ondulante del cuarzo y feldespatos, en procesos de subgranulación del cuarzo y, en menor medida de los feldespatos, y en kinkado y plegamiento de las micas o flexión de las maclas de la plagioclasa. En la parte occidental, los granitos muestran irregularmente una orientación fluidal marcada por la biotita, los fenocristales de feldespato y algunas restitas que, con una dirección que varía entre E-O y N130°E y subvertical, puede

considerarse una estructura de tercera fase; además se encuentran las mismas características deformativas a escala microscópica que en el sector oriental y que pueden atribuirse a esta misma fase de deformación.

4.2.6. **Deformaciones tardías**

Con posterioridad a las fases principales se producen otras deformaciones dúctiles de mucha menor entidad y de carácter más localizado.

En todo el oeste de las provincias de Salamanca y Zamora suele reconocerse un plegamiento muy suave, de dirección norteada, que GIL TOJA *et al.* (1985), denominan Cuarta Fase de Deformación (D_4). Este plegamiento está bien desarrollado al sur y suroeste de esta Hoja, pero en ésta, únicamente se encuentran pliegues tardíos norteados en el área suroriental, en el paraje de Navalasanchas, donde se encuentran diques y filones de leucogranito y pegmatita claramente plegados, como puede observarse en el mapa geológico. También en algunos afloramientos metasedimentarios en el sinforme del Azmesnal se reconocen pliegues muy suaves de dirección aproximadamente N-S.

La otra estructura hercínica tardía se encuentran en los alrededores de Figueruela de Sayago donde, afectando fundamentalmente a los granitos del mismo nombre, se localiza una potente zona de cizalla (Cizalla de Figueruela) de carácter dúctil-frágil. Esta cizalla produce una estructuración protomilonítica que se superpone a la foliación S_2 del granito; la foliación protomilonítica tiene dirección N-S y un buzamiento de entre 10° y 30° al oeste, con la lineación de estiramiento asociada buzando de manera similar hacia el oeste. En estas rocas son frecuentes las estructuras S-C, que sistemáticamente indican un movimiento de falla normal con desplazamiento del bloque superior hacia el oeste.

4.2.7. **Fracturación tardihercínica**

En toda la Hoja pueden reconocerse un importante número de fracturas que parecen adaptarse a dos sistemas: el primero con direcciones aproximadamente N-S y el segundo N45°E. Las fracturas del primer sistema llevan asociados diques y filones de cuarzo y una importante tectonización de la roca de caja por lo que su edad, de acuerdo con PARGA (1969), puede considerarse tardihercínica. Las fracturas del segundo sistema son las que afectan a las rocas terciarias, aunque no se descarta que hayan tenido juegos tardihercínicos.

4.3. OROGENIA 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: A lo largo de todo el borde O de la Hoja se observan fracturas de las familias NE-SO, N-S y E-O afectando a los materiales de la UTS MC y fosili-

zadas por los de la P1. Sus saltos verticales son muy variables no superando, en la mayoría de los casos, la decena de metros. Además su comportamiento es irregular al cortarse entre sí los diferentes sistemas, lo que provoca que los diferentes segmentos presenten magnitudes de salto distintas.

Accidentes post-UTS MC y pre-UTS. P3: Se incluye aquí un conjunto de pequeñas fracturas correspondientes a las familias citadas en el párrafo anterior más otras de la familia ONO-ESE alineadas según un eje aproximadamente NNE-SSO correspondiente a la prolongación de la falla del Valderaduey (MARTÍN-SERRANO, 1988). Estos accidentes definen la zona en la que se ha preservado el registro de la serie comprendido entre las UTS MC y P2 (al E de la Hoja) y la zona de sedimentación de la UTS P3 (al O).

Estos accidentes presentan pequeños saltos verticales (alrededor de unos 10 a 15 m) pero cuya actuación conjunta hace que hacia el O la base de la UTS P3 se encuentre unos 100 m por debajo del techo de la UTS P2.

Accidentes post-UTS P3: Son accidentes cartografiados dentro de los materiales del zócalo pero en relación a los cuales se observa un basculamiento y hundimiento en bloques de la UTS P3 hacia el O. Se trata fundamentalmente de accidentes de dirección N-S cuyo salto vertical individual no suele superar la veintena de metros. Con todo, su salto acumulado dentro de la Hoja llega a alcanzar los 80 m.

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. Sí 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 SABARÍS, 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, 1980; GARZÓN, 1980; CANTANO, 1982; MOLINA y JORDÁ, 1982; JORDÁ, 1983; CANTANO y MOLINA, 1987; MARTÍN RIDAURA, 1986; CENTENO, 1988; SANZ, 1988) y por último a los trabajos de carácter general (HERNÁNDEZ PACHECO y DANTIN CERECEDA, 1932; SOLÉ SABARÍS, 1952).

5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Como es visible en la topografía de la Hoja de Almeida 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 resaltes morfológicos principales están dados por los altos replanos ("tesos" y "cabezas") de los depósitos de la Cuenca del Duero. Tiene

como límites fisiográficos más destacados por el sur y suroeste, los encajamientos del Río Tormes, que se hayan cubiertos por el embalse de Almendra; y por el este las alturas que coronan los depósitos terciarios de la Cuenca del Duero. Hacia el norte y el noroeste se pasa insensiblemente al paisaje peneplanizado que domina las Hojas de Pereruela y Fermoselle.

La cota más alta dentro de la Hoja la da el Teso Santo con 980 metros, situado al norte de la Población de Santiz. A excepción del extremo oriental de la Hoja, donde se alcanzan las mayores alturas, el resto del territorio mantiene una altura que oscila entre los 900 metros como cota más alta y los 710 de cota 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 respecto a la Fosa de Ciudad Rodrigo, bordea la esquina suroccidental de la Hoja. El Rivera de Cadozos, en el borde septentrional de la Hoja y algunos otros arroyos menores tienen una dirección E-O a ESE-ONO, coincidente con un sistema poco desarrollado de fracturas. El resto de arroyos de la Hoja, como el Rivera de Belén y el Rivera del Campo, mantienen marcadas direcciones tardihercínicas, encauzándose a favor de fracturas NNE-SSO.

El clima es de tipo mesotérmico subhúmedo, las precipitaciones anuales medias oscilan alrededor de los 600 mm, siendo inferiores a los 500 mm en la esquina NE de la Hoja. 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 Almeida 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 borde SO de la Cuenca del Duero y en su mitad occidental se encuentran recubrimientos relacionables con el relleno del primitivo río Tormes.

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 cobertera terciaria, principalmente en el borde E de la Hoja más algunos afloramientos bastante extensos en la margen derecha del río Tormes. En cuanto al basamento, la mitad oriental de la Hoja está formada por rocas básicas, intermedias y granitos deformados, gneises glandulares y rocas metasedimentarias, que afloran según grandes pliegues de tercera fase de deformación hercínica, de dirección groseramente E-O. La mitad occidental está ocupada por macizos graníticos tardicinemáticos que intruyen al conjunto anterior. Sin embargo, los materiales de este basamento no tienen suficiente contraste litológico como para dar resaltes morfológicos con la impronta de la estructura hercínica. Tanto el zócalo como la cobertera terciaria hasta el Eoceno aparecen cortados por una importante red de *fracturas* (1 en la cartografía geomorfológica) de dirección NE-SO.

El reflejo morfológico de la estructura geológica queda patente a gran escala por la distribución cartográfica de las superficies erosivas y sedimentarias, coincidente con las áreas de afloramientos terciarios que destacan por encima del zócalo hercínico. A menor escala, las superficies aparecen disectadas por la red de drenaje que se imprime siguiendo la red de fracturación.

Otro elemento estructural morfogenético significativo son los resaltes por diques de cuarzo ("sierros", 2 en la cartografía geomorfológica), que intruyen a favor de fracturas tardihercínicas. Destaca en la Hoja la alineación N-S que se sitúa al este de la zona, entre Peña Cigarro y Las Cabezuelas. Los resaltes de los diques se han formado al tiempo que los procesos de encajamiento de las sucesivas superficies y cubren buena parte del terciario.

Se han cartografiado dos superficies estructurales, ambas relacionadas con la Cuenca del Duero y que en buena medida marcan o acotan el proceso de relleno de este borde de cuenca. La más antigua de ellas, la *superficie ligada al frente de silicificación,* (3 en la cartografía geomorfológica), corresponde a los delgados materiales paleocenos y en menor medida al zócalo inmediatamente infrayacente, afectados por un proceso de silicificación que les confiere una notable resistencia a la erosión; en ocasiones los sedimentos paleocenos han desaparecido por erosión y los replanos cartografiados corresponden al zócalo infrayacente silicificado, sin embargo en esta Hoja hemos optado por no diferenciar cartográficamente unos de otros. Los retazos de esta superficie, suavemente inclinada hacia el este, aparecen cruzando meridianamente el borde oriental de la Hoja, con una posición periférica respecto de la cuenca. Sus cotas varían entre los 800 y los 880 m, debido a los desnivelamientos por las fracturas NE-SO que los afectan.

La *superficie* S_0 (4 en la cartografía geomorfológica), corresponde al techo de la sedimentación eocena en el borde SO de la Cuenca del Duero. Constituye el nivel de referencia a partir del cual se labran las superficies erosivas (S_2 a S_8) relacionadas con el vaciado de la cuenca hacia el Atlántico. Los retazos de S_0 constituyen las mayores alturas de la Hoja, entre los 920 y los 985 m. Se conservan precisamente en el borde de la cuenca donde marcan una paleodivisoria de aguas entre el drenaje capturado por el río Tormes, directamente hacia el oeste y el drenaje aún obsecuente hacia el interior de la cuenca.

5.3.2. **Estudio del modelado**

5.3.2.1. **Formas de Ladera**

El *coluvial* (5 en la cartografía geomorfológica) corresponde a las superficies de los depósitos gravitacionales que se disponen estabilizando relieves inestables. De esta manera, las formas coluviales articulan zonas de elevada pendiente (relieves residuales, vertientes fluviales escarpadas) con niveles locales de mínima energía potencial, como fondos de valle y superficies.

En la Hoja de Almeida estas morfologías se encuentran en dos tipos de situaciones con un marcado control litoestructural, tanto alrededor de los relieves residuales sustentados por

diques de cuarzo como en las vertientes que disectan a los materiales terciarios. Puntualmente (Arroyo de Fuentes de La Mora) se disponen articulando sucesivos niveles de terrazas. Su edad abarca el 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.

El *aluvial* (6 en la cartografía geomorfológica) es la forma superficial correspondiente al depósito de fondo de valle de los cursos de agua, siendo en la zona de moderado desarrollo. Presentan una fuerte linearidad debida al aprovechamiento por los arroyos de las fracturas del zócalo, principalmente las de direcciones NE-SO y E-O. Destacan los arroyos de Fuente de la Mora, Riego Malo y de la Oyita; tanto en estos como en el resto de los existentes en la Hoja, se aprecia un marcado carácter estacional, presentando cauces sin corriente de agua la mayor parte del año, y limitándose su actuación a los meses donde la precipitación es más abundante. Su edad es holocena.

Terrazas (7 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 Almeida hemos cartografiado superficies de aterrazamiento correspondientes a depósitos de características litoestratigráficas bien distintas y de edades que van desde el Oligoceno superior hasta el Holoceno. La cota de estas superficies va descendiendo de acuerdo con el proceso de encajamiento de la red fluvial.

Las terrazas oligocenas se localizan en la margen derecha del río Tormes, hacia el SO de la Hoja, lo que indica una procedencia septentrional de los aportes, en relación directa con el primitivo Paleotormes. Sus cotas descienden de NE a SO desde los 860 a los 800 m, suavemente inclinadas hacia el Tormes y posiblemente formando dos niveles de aterrazamiento, el más oriental y elevado entre los 860 y los 830 m, y el segundo, mejor representado hacia el oeste y en torno al río Tormes y al Rivera de Belén, entre los 840 y los 800 m.

Otro nivel de terraza, asociado a un depósito cuya edad puede corresponder al Mioceno superior-Plioceno, se sitúa en el interfluvio entre el arroyo de la Oyita y el de las Fuentes de la Mora; su cota sobre el cauce es de unos 25 metros, encontrándose muy degradado y dando lugar a canturrales sobre los materiales cristalinos del sustrato.

Los depósitos de terraza plio-pleistocena se localizan en la margen izquierda de los arroyos de Riego Malo y Fuentes de la Mora, quedando reducido a unos pequeños retazos, aunque bien definidos y escarpes suavizados respecto al siguiente nivel de terrazas. Su altura es de 8 a 10 metros sobre el cauce y se encuentran ligeramente degradados. Las posibles causas de la asimetría de los aterrazamientos de estos dos arroyos serán tratadas en el apartado de Formaciones Superficiales.

El siguiente nivel presenta su mejor desarrollo en torno al cauce de los arroyos de Fuentes de la Mora, Riego Malo y de la Oyita, sobre todo en su margen izquierda. La cota del nivel oscila entre los 3 y los 2,5 metros. Tiene un escarpe bien definido, si bien en muchos puntos se ve retocado por la incisión de pequeños arroyos. En general se encuentra muy ligado al valle de los arroyos, situándose bien encajado en él. La edad que se estima para este nivel comprende parte del Holoceno y del Pleistoceno.

La cota del techo de los últimos depósitos de terraza Holocena es de 1,5 metros de altura respecto al cauce actual, altura que salva mediante un escarpe bien definido. Los mejores ejemplos de estos depósitos se sitúan en los arroyos de Fuentes de la Mora, de Prado Concejos, de los Regomillos, de Riego Malo, de la Oyita, del Pintón, Rivera de Moraleja y Rivera de Palomares.

Los *escarpes de terraza* (8 en la cartografía geomorfológica) cartografiados corresponden a la disección de las sucesivas llanuras aluviales cuaternarias por la red fluvial. Se conservan en casi todas las terrazas de esta edad, no así en las más antiguas y degradadas.

Conos de deyección (9 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. Su edad es del Holoceno.

Las formas de *incisión lineal* (10 en la cartografía geomorfológica) se generan a partir de torrenteras, 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.

Las *cárcavas* (12 en la cartografía geomorfológica) corresponden a formas erosivas causadas por la escorrentía concentrada sobre taludes de materiales deleznables. En el caso de la Hoja de Almeida, la única de estas formas con entidad cartográfica se excava en arcosas, al sur del Teso Santo. La *cabecera de cárcava* (11 en la cartografía geomorfológica) es el escarpe que marca la progresión aguas arriba del proceso de acarcavamiento. La edad de estas formas es Holocena.

Los *regueros de erosión* (13 en la cartografía geomorfológica) son formas generadas por procesos de escorrentía semiconcentrada o concentrada, limitada a la incisión ligera en las laderas. Su edad es holocena.

5.3.2.3. **Formas poligénicas**

– 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 ero-

sivas (S_1 a S_6), la mayoría de las cuales se distribuyen suavemente escalonadas hacia el oeste. Dentro de la Hoja nº 424 (Almeida) han sido reconocidas y cartografiadas cuatro superficies erosivas (S_1, 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* S_1 (14 en la cartografía geomorfológica), está únicamente representada en el centro-este de la Hoja. Está situada alrededor de los 900 metros de altitud y, de acuerdo con su correlación en otras Hojas más orientales (Villamor de Los Escuderos), suavemente inclinada hacia el este. Por esto creemos que representa un primer estadio de indefinición de la red, cuya captura por el sistema de drenaje atlántico provoca su encajamiento pero que aún mantiene localmente direcciones hacia el interior de la cuenca. Se encuentra excavada exclusivamente sobre los materiales eocenos (su distribución es regresiva respecto a la extensión de la cuenca), por lo que asignamos su edad al Oligoceno.

La siguiente superficie, que en el encuadre regional hemos denominado *superficie* S_2 (15 en la cartografía geomorfológica), está bien representada por todo el este de la Hoja. Está situada entre los 890 y los 850 metros de altitud y suavemente inclinada hacia el oeste, 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 superior.

El siguiente nivel, *superficie* S_3 (16 en cartografía), es la situada entre los 860 y los 800 metros de altitud. Tiene también una extensa representación en la Hoja, apareciendo, de norte a sur, por toda el área central de la Hoja y en su esquina NE, rodeando a la superficie anterior. En esta Hoja se desarrolla sobre los materiales graníticos y metamórficos del basamento hercínico. Este nivel se relaciona con la base de un segundo episodio de aterrazamiento, también probablemente oligoceno, encajado respecto al anterior del orden de 30-50 m.

El nivel de erosión situado entre los 780 y los 750 metros (*Superficie* S_4, 17 en cartografía), es el más bajo topográficamente de los representados en la Hoja. Dentro de la distribución centrífuga de las superficies desde la cuenca hacia el oeste, ésta ocupa la posición más externa y así mismo aparece adentrándose por los valles del río Tormes y los arroyos Rivera de Belén y Rivera de Cadozos.

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 Ocres; mientras que por otro lado, cuando la superficie afecta a los depósitos arcósicos terciarios (Hojas de Lumbrales, Nº475; Villamor de Los Escuderos, Nº 425) presenta perfiles de alteración de probable edad miocena inferior, por lo que optamos por atribuirla genéricamente al Mioceno.

– Relieves residuales

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

a) 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 de Peña Gorda (859 m), Cerro de las Tejoneras (812 m) y los situados al SE de Almeida.

b) 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, por lo que los mejores ejemplos se hayan al oeste de la Hoja.

c) 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 los situados al SE (Peñas de la Sal, alrededor de 877 m), que conservan restos de superficies estructurales en su techo.

d) 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 N-S. Buenos ejemplos son los de Las Cabezuelas, Las Perdigueras, Cabeza del Espinal, Jejo de la Torre y el situado al E de Figueruela de Sayago.

– 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 al O de Tamame, al NO de Escuadro y en el Regato de Vallici, entre Moraleja de Sayago y Alfaraz. La posición topográfica de su nivel de base es casi siempre cercana al nivel actual de la incisión fluvial, puntualmente se observa que pueden ser posteriores al segundo nivel de terraza cuaternaria, por lo que su edad debe ser holocena.

Lanchares (23 en la cartografía geomorfológica). Este elemento morfológico corresponde a formas en exhumación actual, ligadas estrechamente al diaclasado curvo (subhorizontal) de los granitoides. El mejor ejemplo en la Hoja se encuentra en el paraje de La Represada. La edad de estas formas es Holoceno.

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 los formas más maduras de la evolución de un paisaje granítico. Su formación hay que relacionarla con la concurrencia de dos o más tipos de diaclasado, en general el curvo y el subvertical, cuya intersección da lugar a bloques paralelepípe-

dos, 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 bastante extensas, ligadas a variedades graníticas de grano medio a grueso, principalmente en el oeste de la Hoja.

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.

El último elemento morfológico de carácter poligénico corresponde a formas mixtas *aluvial-coluvial* (25 en cartografía). La forma corresponde a depósitos asociados en gran parte a procesos fluviales, si bien tienen su aporte principal de materiales producto de procesos gravitacionales. La proximidad de los procesos que intervienen, el escaso desarrollo de las formas y el continuado aporte de materiales hace imposible en la cartografía, e incluso en el campo, separar formas debidas a uno u otro proceso. En la Hoja se localizan esporádicamente en cabeceras y tramos altos de arroyos. La edad que consideramos para estas formas y depósitos es Holoceno superior.

5.3.2.4. Formas endorreicas: Navas

Las *navas* (26 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 la cuenca de recepción de los arroyos. Destacan los situados al sur de Fresno de Sayago y los de la esquina NO del mapa. Su edad, que es independiente de la edad de la superficie sobre la que se encuentren, 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 (D 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 (B en la cartografía geomorfológica). Esta alteración, de edad paleocena, afec-

ta 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 arcósicos 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 (E en la cartografía geomorfológica) adscribible al Mioceno inferior, que afecta al techo de los sedimentos terciarios, principalmente de las arcosas eocenas, aunque regionalmente también los depósitos oligocenos presentan delgados perfiles de alteración similares (ver apartado de Estratigrafía).

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 y arcillas*

Incluimos dentro de esta formación superficial (D en la cartografía geomorfológica) todos los depósitos predominantemente arcósicos del Eoceno y los depósitos conglomeráticos y arcósicos del Oligoceno. Estos depósitos constituyen la continuación del relleno de la Cuenca del Duero que se inicia durante el Paleoceno y su techo morfológico, la superficie estructural S_0, aunque probablemente degradada, viene a representar el techo de su sedimentación. 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, al este de la Hoja.

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. El conjunto S_2, S_3 y conglomerados de terraza oligocenos se dispone descendiendo suavemente hacia el área actualmente ocupada por el Tormes y hacia el oeste, por lo que la definición del flujo hacia el atlántico del río Tormes debía ser ya completa hacia el final del Oligoceno.

5.4.2.3. *Depósitos aluviales plio-cuaternarios*

Los depósitos de terraza abarcan desde el Plioceno hasta buena parte del Holoceno. La sucesión de estos niveles (F, G, I y K en la cartografía geomorfológica), junto con los depósitos aluviales de fondo de valle (L en la cartografía geomorfológica), conos de deyección (J en la cartografía geomorfológica) y depósitos mixtos aluvial-coluvial (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. Aunque en otras áreas hemos constatado la relación entre la superficie erosiva S_4 y los procesos de alteración y depósito neógenos, en esta Hoja la posición topográfica del nivel de terraza supuestamente adscribible al Plioceno resulta problemática. En cuanto a la asimetría de las terrazas de los arroyos de Fuente de la Mora y de Riego Malo puede tener un origen neotectónico relacionado con basculamientos a favor de las fracturas de dirección NE-SO, pero más bien nos inclinamos por un efecto de herencia, ya que las superficies morfológicas anteriores ya descendían en esta zona hacia el NO.

5.4.3. **Depósitos de ladera**

5.4.3.1. *Coluviones*

Los depósitos coluviales de la Hoja (H en la cartografía geomorfológica) tienen un desarrollo muy relacionado con los encajamientos más recientes. Se presentan en torno a relieves residuales o a lo largo de las vertientes de ríos y arroyos, especialmente cuando pueden nutrirse de los derrubios de materiales terciarios. 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 (SOLE SABARÍS, 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. El techo de la colmatación del borde de cuenca debe corresponder aproximadamente a S_0.

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, tras un momento de indefinición del drenaje (S_1), 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, cerros de areniscas eocenas en el borde de la cuenca o ligados a resaltes por venas de cuarzo en el basamento. Esta superficie es fosilizada por extensos recubrimientos aluvionares. Un nuevo episodio de erosión-agradación inmediatamente posterior, el relacionado con la superficie erosiva S_3, se sitúa encajado del orden de los 30-50 m bajo el anterior.

Posteriormente (Mioceno inferior), 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. 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 mientras que 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 a veces gran extensión.

5.6. PROCESOS ACTUALES

Las características de la Hoja de Almeida, 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 morfológicas.

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.

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, quedando estabilizados los que localmente se apoyan sobre superficies elevadas.

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

Los depósitos del Complejo Esquisto-Grauváquico corresponden a una extensa plataforma siliciclástica somera con breves episodios carbonatados (ARCHE *et al.*, 1977; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981). Durante el depósito existe una actividad volcánica importante (NAVIDAD y PEINADO, 1976) representada por niveles de porfiroides metavolcánicos que se sitúan en diferentes niveles de la serie y se produce, fundamentalmente, la intrusión de un gran volumen de granitos mayoritariamente porfídicos cuyas edades varían entre 618 y 540 Ma (LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1986-1987; WILDBERG *et al.*, 1989).

Esta actividad magmática está probablemente relacionada con momentos tardíos de la Orogenía Panafricana (LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1986; WILDBERG *et al.*, 1989), en el que las rocas metavolcánicas representarían un vulcanismo de tipo explosivo emplazado en cuencas de extensión continental con posterioridad al engrosamiento cortical (NAVIDAD *et al.*, 1992).

Los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico descansan probablemente discordantes sobre los metasedimentos en los que intruyen los protolitos de los ortogneises. Esta discordancia (cadomiense?) sería correlacionable con la que se observa en la parte meridional de la ZCI y al S de Salamanca entre el Alcudiense Inferior y el Alcudiense Superior o Grupo Domo Extremeño y, según el caso, Grupos de Ibor y Valdelacasa (ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; ORTEGA *et al.*, 1988; DÍEZ BALDA *et al.*, 1991). Sin embargo, los materiales aflorantes en el área de Almeida de Sayago corresponden a tramos altos de la serie estratigráfica anteordovícica, correlacionables con la Fm. Aldeatejada de DÍEZ BALDA (1980,1982), de edad Precámbrico superior a Cámbrico inferior.

Las series paleozoicas suprayacentes al Complejo Esquisto-Grauváquico, que regionalmente se inician con un Ordovícico inferior transgresivo y discordante, han desaparecido por erosión durante el ciclo alpino, pero originalmente debían extenderse sobre el área de la Hoja.

La Orogenía Hercínica afecta a los materiales a través de tres fases de deformación principales más algunos episodios tardíos. La primera de ellas genera grandes pliegues tumbados, de dirección NO-SE, y lleva asociada el desarrollo de una esquistosidad de plano axial (S_1) que está prácticamente borrada por las deformaciones posteriores. La segunda fase de deformación es en este sector de la cadena un importante episodio tectónico extensional que genera trenes de pliegues isoclinales vergentes al este y la foliación regional de las rocas (S_2), inicialmente subhorizontal. La tercera fase de deformación desarrolla en esta Hoja suaves

pliegues vergentes al norte que en general no llevan una esquistosidad asociada y es la responsable de la verticalización de las estructuras. La primera y segunda fase de deformación se desarrollan al tiempo que un metamorfismo Barroviense de medias-bajas presiones que alcanza condiciones de la facies de las anfibolitas. Durante la segunda fase tienen lugar intrusiones de cuerpos graníticos y de rocas intermedias.

Aproximadamente durante la tercera fase de deformación tienen lugar importantes manifestaciones magmáticas sincinemáticas tardías, que dan lugar a la mayor parte de los cuerpos graníticos que aparecen en la Hoja, sobre todo en su mitad occidental.

Con posterioridad a la tercera fase tiene lugar una cuarta fase de deformación que da lugar a un débil plegamiento con direcciones N-S, sólo visible en el SE de la Hoja. Una etapa de cizallamiento con una fuerte componente normal (Cizalla de Figueruela, dirección N-S y buzamiento al O) marca el tránsito desde condiciones dúctiles a frágiles de las rocas del área. La tectónica frágil tardihercínica desarrolla una fracturación de dirección N-S, frecuentemente rellena por venas de cuarzo, y una familia de dirección NE-SO que afecta también a los sedimentos terciarios pero que posiblemente tienen un origen tardihercínico.

Durante la mayor parte del Mesozoico, el Macizo Hespérico representó un área emergida con relieves poco importantes y tectónicamente estable. La ausencia de sedimentación durante este 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 Orogenía 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.

La fracturación de la cuenca y la reactivación de las áreas fuente situadas al S posteriormente trajo 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 el desarrollo de momentos de no sedimentación en los que se desarrollaron procesos de encostramiento, 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 provocarán 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 periodos prolongados de estiaje y cortos periodos 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 U.T.S. P3 no llegaran a presentar una disposición progradante sobre los bordes, como las U.T.S. anteriores, sino que se limitaran a distribuir los sedimentos a lo largo de las fosas tectónicas sin llegar a fosilizarlas.

Tras todo ésto, una nueva reactivación de los frentes de sierra (fase Sávica), marcarían la entrada del Neógeno en la Cuenca del Duero. En el ámbito de la Hoja los depósitos paleógenos permanecieron expuestos por lo que sus sufrieron profundas modificaciones (rubefacción y argilización) ligadas a las nuevas condiciones climáticas reinantes durante ese período.

Durante el Cuaternario dominan los procesos erosivos y el encajamiento de la red fluvial. Unicamente los principales cursos de agua y algunos arroyos desarrollan depósitos de cierta extensión.

7. **GEOLOGÍA ECONÓMICA**

7.1. RECURSOS MINERALES

Nula se puede considerar la actividad minera en esta Hoja. Solamente se ha localizado una pequeña labor de exploración en el término municipal de Moraleja de Sayago, en la provincia de Zamora.

7.1.1. **Tipos de mineralización**

Pirita

Este único indicio hallado en la presente Hoja tiene una morfología filoniana en dirección N65°E/22°NE. Es un filón de cuarzo de unos 30 m de corrido vista, en el que la pirita se encuentra rellenando cavidades dentro de él. Arma en gneises ocelares muy biotíticos que presentan estructuras miloníticas y foliaciones en la misma dirección que el filón y una lineación de estiramiento en N100°E/20° E.

La única alteración observable es turmalinización.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. **Climatología**

La Hoja se encuentra comprendida entre las isoyetas medias anuales de 500 y 600 mm (Fig. 6). Las precipitaciones dentro de la Cuenca del Duero, se caracterizan por su irregularidad en cuanto a su distribución temporal y la desigualdad 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 isotermas anuales medias de 11° y 13° C (Fig. 6), incrementándose las temperaturas hacia el Norte.

Los valores de evapotranspiración potencial (ETP) en media anual, están comprendidos entre los 650 y 700 mm.

Según la clasificación climática incluida en el PIAS, IGME (1979), en el área que comprende la Hoja predomina el clima Mediterráneo continental semicálido seco, exceptuando todo el borde Norte de la misma donde el clima es Mediterráneo seco.

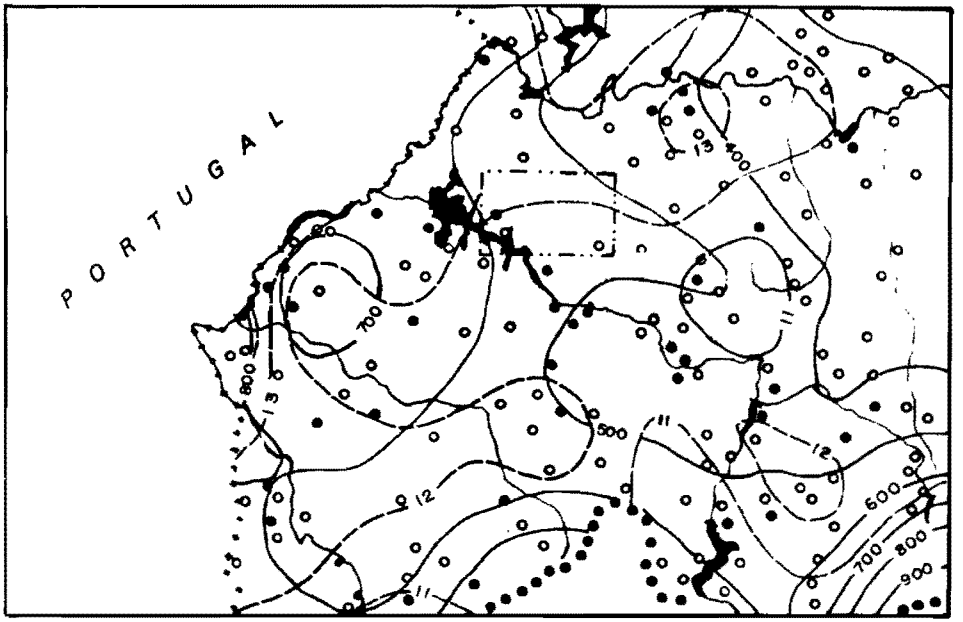
7.2.2. **Hidrología Superficial**

La mayor parte de la Hoja está ocupada por la cuenca del Bajo Tormes vertiente al embalse de Almendra, con excepción del ángulo Nororiental que pertenece a la cuenca vertiente al Duero en sentido estricto.

Siguiendo la clasificación establecida por la Confederación Hidrográfica del Duero, las subcuencas representadas en la Hoja son las siguientes:

- D12 o Río Duero, Valderaduey y Esla.

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.
- o Estación pluviométrica.
- ----- Isoterma anual media (°C) (Periodo 1940/85).
- ——— Isoyeta anual media (mm) (Periodo 1940/85).
- ●●●●● Límite de cuenca.
- — · · — Límite de hoja considerada 1:50.000.

Fig. 6. Esquema regional de isoyetas e isotermas (Extraído de Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero, MOPU)

– 60 o Bajo Tormes (de Valmuza al Duero).

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 2.649 hm^3 y una superficie anegada de 5.855 ha. y da servicio a la central de Villarino que tiene una capacidad hidroeléctrica de 810 MW.

7.2.3. **Características Hidrogeológicas**

En la Fig. 7 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 en el límite con el sector conocido como "Pasillo de Ciudad Rodrigo".

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

– Cuaternario

La presencia de materiales cuaternarios es escasa y queda reducida a depósitos en los cauces y algunas laderas, en general de poco espesor, por lo que su capacidad para almacenar agua es prácticamente nula.

– "Lehm" graníticos y alteraciones en los metasedimentos

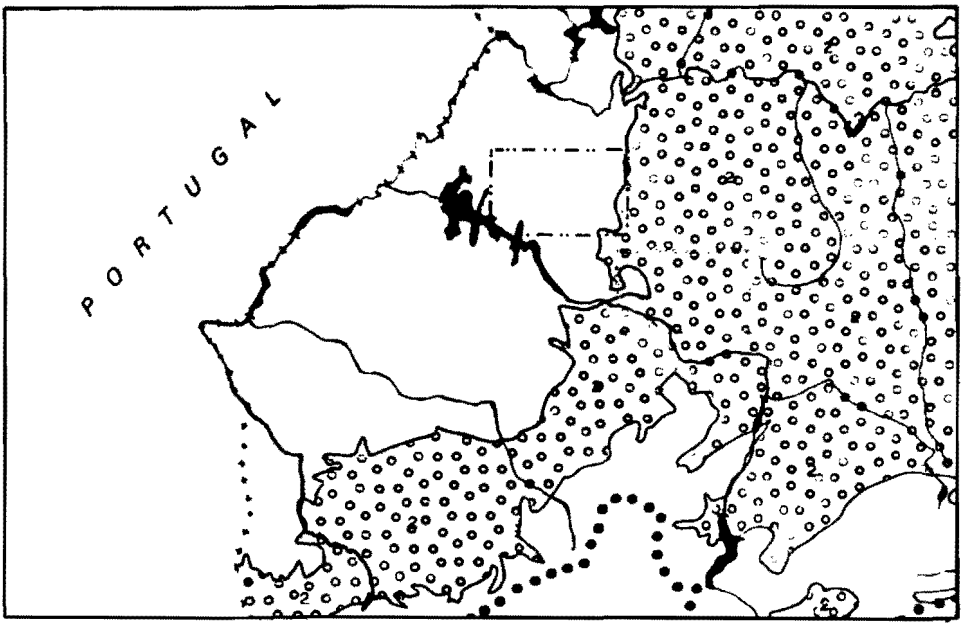
Por lo general su profundidad no es significativa, aunque la alteración sobre granitos o "lehm" puede alcanzar espesores, en algunas áreas, de varios metros. Los puntos de agua relacionados se reducen a pequeños manantiales de carácter estacional o a pozos de excavación manual de bajo rendimiento.

– Terciario

Presenta espesores significativos, especialmente en el sector oriental de la Hoja donde puede alcanzar potencias superiores a los 100 m; en el resto aparece en forma de manchas aisladas y de poca potencia. La base está formada por sedimentos siliciclásticos fuertemente cementados por sílice lo que le confiere un carácter prácticamente impermeable; el resto está formado por arenas y gravas con abundante materia arcillosa presentando transmisividades comprendidas entre 10 y 150 m^2/día con una media de 50 m^2/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 indi-

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. 7. Esquema hidrogeológico regional
(Extraído de Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero, MOPU)

ca un comportamiento como acuífero multicapa, y que en ocasiones provoca la existencia de zonas confinadas o semiconfinadas.

– *Paleozoico 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.

Los sondeos inventariados suelen proporcionar caudales escasos pero en condiciones favorables, si atraviesan zonas intensamente fracturadas, pueden obtenerse caudales importantes.

Por comparación con la calidad del agua de pozos, manantiales y sondeos, en materiales semejantes de Hojas próximas, la facies hidroquímica predominante del agua debe ser bicarbonatada cálcico-magnésica y bicarbonatada cálcica. Otras facies tales como cloruradas cálcicas, sódicas y bicarbonatadas sodico-cálcicas deben ser menos abundantes.

En general, deben ser aguas potables, salvo en los casos que exista contaminación de origen antrópico.

Hoja 1:50.000 Nº 12-17 ALMEIDA

CUADRO RESUMEN DE INVENTARIO

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA	NIVEL PIEZOMETRICO	CAUDAL (l/s)	TRANSMISIVIDAD (m^2/día)	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVID (µS/cm)	RESIDUO SECO	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DE LA DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
121710001	M	–	–	0,2	–	γ	–	–	–	O	PROYECTO AFA	11-3-92	
121711004	O	3	0,63	–	–	γ	–	–	–	O	PROYECTO AFA	12-3-92	
121721002	M	–	–	–	–	γ	–	–	–	O	PROYECTO AFA	11-3-92	
121731001	P	4,5	3,22	–	–	γ	–	–	–	A	PROYECTO AFA	24-3-92	
121731003	S	140	5,85	–	–	γ	–	–	–	A-G	PROYECTO AFA	24-3-92	
121731007	P	4,7	3,12	–	–	γ	–	–	–	A	PROYECTO AFA	24-3-92	
121731012	P	4,0	2,52	–	–	γ	–	–	–	O	PROYECTO AFA	25-3-92	
121731013	O	1,8	0,8	–	–	γ	–	–	–	G	PROYECTO AFA	25-3-92	
121741003	M	–	–	0,03	–	γ	–	–	–	G	PROYECTO AFA	23-3-92	
121741005	M	–	–	0,1	–	γ	–	–	–	G	PROYECTO AFA	23-3-92	
121741007	P	6,3	1,95	–	–	Are-Gr	–	–	–	A	PROYECTO AFA	23-3-92	
121751001	M	–	–	0,5	–	γ	–	–	–	G	PROYECTO AFA	12-3-92	
121751003	P	7,0	2,3	–	–	γ	–	–	–	O	PROYECTO AFA	12-3-92	
121751004	M	–	–	0,25	–	γ	–	–	–	A	PROYECTO AFA	11-3-92	
121761001	S	90,0	13,98	0,75	–	γ	–	–	–	A-G	PROYECTO AFA	10-3-92	
121761002	S	90,0	30,4	–	–	γ	–	–	–	G	PROYECTO AFA	10-3-92	
121761006	S	75,0	23,0	1,5	–	γ	–	–	–	A-G	PROYECTO AFA	10-3-92	
121761008	M	–	–	–	–	γ	–	–	–	C	PROYECTO AFA	11-3-92	
121771004	M	–	–	–	–	γ	–	–	–	G	PROYECTO AFA	6-4-92	

(1) M: Manantial
P: Pozo
S: Sondeo

(2) Are: Arenas
Gr: Gravas
γ: Granitos

(3) Nº del PIAS

(4) A: Abastecimiento
R: Regadío
G: Ganadería
C: Desconocido
O: No se usa

Hoja 1:50.000 Nº 12-17 ALMEIDA

CUADRO RESUMEN DE INVENTARIO

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA	NIVEL PIEZOMETRICO	CAUDAL (l/s)	TRANSMISIVIDAD (m^2/día)	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVID (µS/cm)	RESIDUO SECO	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DE LA DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
121771007	M	–	–	–	–	γ	–	–	–	O	PROYECTO AFA	6-4-92	
121771011	M	–	–	–	–	γ	–	–	–	G	PROYECTO AFA	6-4-92	
121780002	O	4,0	1,00	0,1	–	Are-Gr	12	–	–	R	ITGE	11-10-72	
121780004	P	6,0	4,00	0,1	–	Are-Gr	12	–	–	R	ITGE	11-10-72	
121781002	S	47	–	–	–	γ	–	–	–	A	PROYECTO AFA	25-3-92	
121781004	S	45	5,12	0,2	–	γ	–	–	–	R	PROYECTO AFA	7-4-92	
121781006	M	–	–	0,25	–	Are-Gr	12	–	–	A	PROYECTO AFA	7-4-92	
121781007	M	–	–	–	–	Are-Gr	12	–	–	A	PROYECTO AFA	7-4-92	

(1) M: Manantial
P: Pozo
S: Sondeo

(2) Are: Arenas
Gr: Gravas
γ: Granitos

(3) Nº del PIAS

(4) A: Abastecimiento
R: Regadío
G: Ganadería
C: Desconocido
O: No se usa

8. **BIBLIOGRAFÍA**

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

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 SANTIESTEBAN, J. I. (1989): "Alteraciones asociadas a los paleosuelos de las Areniscas de Villamayor (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, vol. esp. 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. Univer. Salamanca.

ARCHE, A.; CÁMARA, P. y DURANTEZ, O. (1977): "Consideraciones sobre las series ordovícicas y anteordovícicas de la región de la sierra de Alto Rey-Sierra de la Bodera (Sistema Central de España)". *Bol. Geol. Min*, 88, págs. 33-39.

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*, vol. esp. 5, págs. 209-222

BLANCO, J. A., y CANTANO, M. (1983): "Silicification contemporaire a la sedimentation dans l'unité basale du Paleogene du bassin du Duero (Espagne)". *Sci. Geol. Mem*, 72, págs. 718.

BLANCO, J. A.; CORROCHANO, A.; MONTIGNY, R. y THUIZAT, R. (1982): "Sur l'age du debut de la sedimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Atribution au Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inferieure". *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 295 (II), págs. 599-562.

BOUSEILY, R. M. y SOKKARY, A. A. (1975): "The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks". *Chem. Geol.*, 16, págs. 207-219.

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, M. A. (1980): "*Estudio petrológico del metamorfismo y de los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (W de la provincia de Salamanca)*". Tesis doctoral. Univ. Salamanca, 202 págs. (Inédita).

CENTENO, J. D. (1988): "*La morfología granítica de un sector del Guadarrama occidental (Sistema Central Español)*". Tesis Doctoral, UCM, Madrid. 321 págs.

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. (Inédita).

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.

CHAYES, F. (1955): "Potash feldspar as a by-product of biotite-chlorite transformation". *J. Geol*, 63, págs. 75-82.

DIEZ BALDA, M. A. (1980): "La sucesión estratigráfica del Complejo Esquisto-Grauváquico al sur de Salamanca". *Est. Geol*, 36, págs. 131-138.

DIEZ BALDA, M. A. (1982): "Mapa Geológico del SE de la Provincia de Salamanca a escala 1:200.000". Ed. Excma.Diputación Provincial de Salamanca.

DIEZ BALDA, M. A. (1986): "El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". Ed. Univ. de Salamanca, 162 págs.

DIEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1991): "Pre-Mesozoic Geology Iberia". Springer-Verlag, Berlin.

FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; PABLO MACÍA, J. G. DE y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1985): "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". IX Reuniao sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Porto, 1985. (Actas e Comunicacoes). *Mem. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Cienc. Porto*, 1, págs. 411-431. 1987.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1971): "Características fundamentales de los Sierros de la provincia de Salamanca". *Bol. Geol. Min*, LXXXII-III-IV, págs. 71-74.

GARCÍA DE LOS RÍOS, J. I. (1991): "*Estudio petrológico estructural de la región granítica situada al NE de Almeida (prov. de Zamora)*". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca (inédito).

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

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981): "La estructura del Anticlinorio del Ollo de Sapo en la región de Hiendelaencina (Extremo oriental del Sistema Central Español)". *Cuad. Geol. Iber*, 7, págs. 535-546.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929): "Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la Fosa del Tajo". *Mem. R. Soc. Esp. Hist Nat*, 14, págs. 183-202.

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

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

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.

JIMENEZ, 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, págs. 103-108.

JULIVERT, M. (1983): "División en Zonas del Macizo Ibérico". En Libro Jubilar J.M. Rios, T. I, págs. 67-71.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO. A. y CONDE, L. (1972): "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". Madrid. *.IGME.*

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.

LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A. y PONCE DE LEON, M. I. (1985): "Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons". *Earth. Planet. Sci. Letters*, 74, págs. 325-337.

LÓPEZ PLAZA, M. (1982): "*Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura Salmantino-Zamorana*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 333 págs. (Inédita).

LOTZE, F. (1929): "Stratigraphie und tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien)". *Abh. Ges. Wiss. Göt. math.-Phys. Kl.*, XIV, págs. 11-78.

LOTZE , F. (1945): "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta" *Geotekt. Forsch*, 6, págs. 78-92. Berlín. Trad. De J.M. RIOS: Observaciones respecto a la división de los Varíscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, 5, págs. 149-166. Madrid 1950.

LOTZE , F. (1956): "Uber Sardischen bewegungen in Spanien ihre Beziehungen zur assyntichen faultung" *Geotekt. Symposium H. Stille*, págs. 129-139.

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.

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 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.

MAZO, A. V. y JIMÉNEZ, E. (1982): "El Guijo", primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la provincia de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17, págs. 99104.

MEGÍAS, A. G. (1982): "Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *Actas V Congr Latinoamer. Geol*, 1, págs. 385-402.

MOLINA, E. (1980): "Alteración relicta y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stud. Geol. Salmanticensia*, 16, págs. 15-25.

MOLINA, E. y JORDÁ, J. (1982): "Le piemont 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*, vol. esp. 5, págs. 177-186.

NAVIDAD, M., y PEINADO, M. (1976): "Facies volcanosedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español)". *Stvd. Geol*, 12, págs. 137-159.

NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASILLAS, R. (1992): "El magmatismo prehercínico del Centro Peninsular (Sistema Central Español)". En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.): Paleozoico Inferior de Ibero-América, Univ. Extremadura, págs. 485-494.

ORTEGA, E., y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983, publicado 1986): "La discordancia intra-Alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica". *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4, págs. 27-32.

ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J, y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988): "Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono

de la Zona Centroibérica". Simposio sobre Cinturones Orogénicos. II Congreso Geológico de España. págs. 85-89.

PARGA, J. R. (1969): "Sistemas de fracturas tardihercínicas del macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. Laxe*, 37, págs. 3-15.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. Y TINDLE, A. G. (1984): "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". *Journal Petrol.* 25, págs. 956-983.

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*, vol. esp. 5, págs. 135-157.

POLO, M. A.; ALONSO GAVILÁN, G. Y VALLE, M. F. (1987): "Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24, págs. 229-245.

PUIZ Y LARRAZ, G. (1883): "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora". *Mem. Com. Mapa. Geol. Esp*, 1, 488 págs.

RIBEIRO, A. (1974): "Contribution à l'etude tectonique de Tras-os-Montes Oriental". *Serv. Geol. Port*, 24, (Nova Serie) 1, 168 págs.

ROMÁN, F. Y ROYO GÓMEZ, J. (1922): "Sur l'existence de mammifères lutéciens dans le bassin du Douro (Espagne)". *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 175, págs. 1221-1223.

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.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1956): "Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire –Sao Pedro do Sul– Sátão region (Northern Portugal). *Serv. Geol. Port*, XXXVII, págs. 1-617.

SCHMIDT-THOME, P. (1945): "Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge in Westlichen Zentrelspanien (Provinc Salamanca und Cáceres)". *Geotect. Forsch*, 6, págs. 37-77, Berlín. Traducido por J. M. Ríos: Basamento paleozoico y cobertera moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres). *Publ. Extr. Geol. Esp*, 5, págs. 93-146, Madrid, 1950.

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

SOLE SABARÍS, 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.

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

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VILLASECA, C. (1986): "Orogenic granitic magmatism of pre-Hercynian age in the Spanish Central System (S.C.S.)". *Terra Cognita*, 6, 2, 143 págs.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987): "Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". *N. Jb. Mineral. M*, 10, págs. 465-479.

WILDBERG, H. G. H.; BISCHOFF, L. y BAUMANN, A. (1989): "U-Pb ages of zircons from meta-igneous and meta-sedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution". *Contrib. Mineral. Petrol*, 103, págs. 253-262.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA