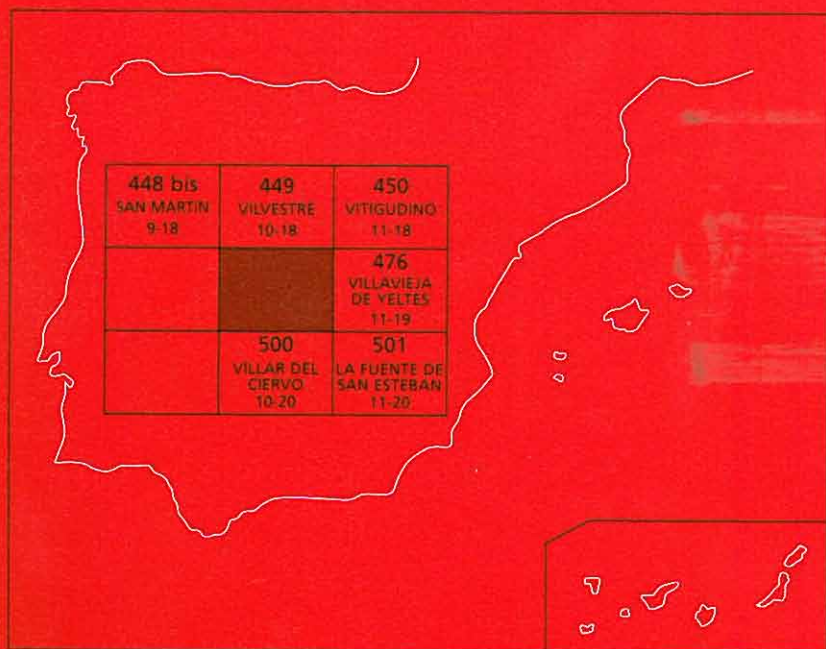




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



LUMBRALES

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

LUMBRALES

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-33.572-2000

ISBN: 84-7840-405-8

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 Area de Cartografía Geológica del Instituto Tecnológico y Geominero de España habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa Geológico: P. Villar, J. Fernández y M.A. Sanz Santos

Mapa Geomorfológico: M.A. Sanz Santos y F.J. Rubio Pascual

Memoria explicativa: P. Villar, R. Mediavilla, J. Fernández, G. Gallastegui, L. Martín Parra, F.J. Rubio Pascual, F. Bellido, M.A. Sanz Santos y L.R. Rodríguez Fernández

Hidrogeología: A. González Ramón y J.C. Rubio Campos

Recursos Minerales: E. González Clavijo, C. Ortega, M. Lombardero, D. García del Amo

Asesoramiento:

J.R. Martínez Catalán

A. Martín-Serrano

Dirección y coordinación: L.R. Rodríguez Fernández

3.1.3.2.3. Granitos biotíticos (5).....	27
3.1.3.2.4. Granitos de dos micas de grano medio. (6, 7, 9, 10, 10a).....	28
3.1.4. Granitoides tardicinemáticos	37
3.1.4.1. Granitoides biotíticos (11, 11a, 12, 13)	37
3.1.4.1.1. Macizo granodiorítico de Bañobárez	38
3.1.4.1.2. Macizo de Villar del Ciervo.....	44
3.1.4.2. Granitos de dos micas (14).....	52
3.2. ROCAS FILONIANAS.....	53
3.2.1. Pegmatitas, aplitas y microgranitos deformados (15).....	53
3.2.2. Pórfidos graníticos (16)	54
3.2.3. Pegmatitas y aplitas de La Fregeneda (17).....	54
3.2.4. Diques de cuarzo (Sierros) (18).....	55
3.3. ROCAS METAMÓRFICAS.....	55
3.3.1. Características del metamorfismo.....	55
3.3.1.1. Metamorfismo regional.....	56
3.3.1.2. Metamorfismo de contacto.....	57
3.4. GEOQUÍMICA	57
3.4.1. Granitoides Hercínicos.....	57
4. TECTÓNICA	67
4.1. INTRODUCCIÓN.....	67
4.2. ESTRUCTURA GENERAL	69
4.3. OROGENÍA HERCÍNICA	70
4.3.1. Primera fase de deformación (D1).....	70
4.3.2. Segunda fase de deformación (D2)	71
4.3.3. Tercera fase de deformación (D3)	72
4.3.4. Cizallas subverticales sinistras. La cizalla de Juzbado	73
4.3.4.1. Cizalla de Juzbado	73
4.3.4.2. Cizalla del Huebra.....	74
4.3.5. Etapa extensional.....	74
4.3.6. Cuarta fase de deformación (D4)	75
4.3.7. Fracturación	75
5. GEOMORFOLOGÍA.....	76
5.1. ANTECEDENTES	76
5.2. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA.....	76
5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	77
5.3.1. Estudio Morfoestructural.....	77
5.3.2. Estudio del modelado	78
5.3.2.1. Formas endorréicas: Navas	78
5.3.2.2. Formas fluviales.....	78
5.3.2.3. Formas poligénicas.....	79
5.3.2.4. Formas de ladera	81
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	81
5.4.1. Alteraciones.....	81

5.4.2. Depósitos fluviales.....	82
5.4.2.1. Conglomerados y arcosas oligocenas	82
5.4.2.2. Depósitos aluviales cuaternarios	82
5.4.3. Depósitos de ladera	83
5.4.3.1. Coluviones	83
5.4.4. Depósitos endorreicos: navas	83
5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA	83
5.6. PROCESOS ACTUALES	84
6. HISTORIA GEOLÓGICA	85
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	87
7.1. RECURSOS MINERALES	87
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	87
7.1.2. Minerales energéticos	89
7.1.3. Rocas y minerales industriales	90
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	92
7.2.1. Climatología	92
7.2.2. Hidrología superficial.....	92
7.2.3. Características Hidrogeológicas	94
8. BIBLIOGRAFÍA	98

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Lumbrales (475) está situada en el centro oeste de la provincia de Salamanca entre las coordenadas geográficas 41°00'04",8 y 40°50'04",9 de latitud norte y 6°55'00",0 y 6°31'10",7 de longitud oeste. Limita al norte con la Hoja de Vilvestre (449), al oeste con la frontera Hispano-portuguesa, al este con la Hoja de Villavieja de Yeltes (476) y al sur con la de Villar del Ciervo (500).

El clima es continental y con una cierta influencia atlántica, caracterizado por precipitaciones relativamente escasas, veranos secos y calurosos e inviernos fríos con frecuentes nieblas.

El relieve de la Hoja es suave y alomado en general, si exceptuamos el relieve cuarcítico que atraviesa la Hoja de este a oeste y el fuerte encajamiento del río Agueda y sus afluentes en las cercanías de la frontera con Portugal.

Las cotas más altas se sitúan en la alineación cuarcítica, más concretamente en el pico de San Jorge con 826 metros; la menor cota la da el río Agueda, en el ángulo noreste con menos de 120 metros de altura sobre el nivel del mar. El resto de la Hoja oscila entre los 500 metros en el sur de La Fregeneda y los 777 metros del cerro Horca al S de Bañobárez, manteniéndose una cota media de 690-700 metros.

La red fluvial es de carácter, generalmente, dendrítico y allí donde la trayectoria de los ríos sigue las fracturas se hace rectangular. Los cursos principales presentan un carácter estacional muy marcado, haciéndose éste más patente a partir de los de segundo orden, donde se marcan de forma importante los períodos de estiaje. Los colectores principales son los ríos Agueda, Huebra y Camaces, siendo este último un afluente del río Huebra.

El paisaje humano está formado por 20 municipios representados por núcleos urbanos irregularmente distribuidos, entre núcleos estables (cascos urbanos y caseríos) y núcleos de ocu-

pación temporal. Entre los núcleos de poblaciones cabe destacar a Lumbrales, Hinojosa del Duero, Sobradillo, La Fregeneda, San Felices de los Gallegos, Bañobárez y Cerralbo.

Las vías de comunicación, ya sean carreteras o pistas son abundantes y cómodas en casi toda la Hoja, a excepción de la zona cercana al encajamiento del río Agueda y la frontera portuguesa, debido primordialmente a los fuertes barrancos y desfiladeros que existen en esta zona.

La economía de la zona es eminentemente ganadera en casi toda la Hoja si exceptuamos unas pequeñas áreas destinadas al cultivo de árboles frutales y cereales. Por lo general el territorio se destina a la crianza extensiva de ganado vacuno y porcino.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

En esta Hoja se encuentran materiales pertenecientes al Macizo Hercínico de la Península Ibérica, escasamente recubiertos por sedimentos terciarios y cuaternarios.

Los materiales del ciclo hercínico comprenden rocas metamórficas y graníticas y se sitúan dentro de la Zona Centroeibérica de JULIVERT *et al.* (1972) caracterizada, según estos autores, por un Precámbrico constituido por gneises "Olló de Sapo" y similares y una serie muy potente de esquistos y grauwacas (Complejo Esquisto-Grauwáquico), cuya edad podría llegar en los términos más altos de la serie al Cámbrico Inferior, un Ordovícico de carácter transgresivo y discordante y por un Silúrico constituido fundamentalmente por pizarras negras con algunas intercalaciones de cuarcitas y, en ocasiones, calizas y liditas. También puede reconocerse un Devónico Inferior poco potente.

Por otra parte, el metamorfismo varía de muy débil a alto grado y se encuentra distribuido en bandas estrechamente relacionadas con el plutonismo granítico.

Recientemente DÍEZ BALDA *et al.* (1991), atendiendo a la vergencia de los pliegues de la primera fase de deformación hercínica, dividen esta zona en dos dominios: Dominio de los pliegues recumbentes y Dominio de los pliegues verticales. La Hoja de Lumbrales se situaría en la parte norte del Dominio de los pliegues verticales, si bien en esta zona el límite entre ambos dominios es indeterminado.

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

En el dominio Norte aflora una potente secuencia de metasedimentos Preordovícicos, en cuya base se encuentran gneises glandulares del tipo "Olló de Sapo" intruidos por abundantes granitos paligenéticos de dos micas. En el dominio Sur, en cambio, la secuencia Preordovícica exhibe facies muy diferentes, los gneises glandulares no aparecen y los granitos son predominantemente biotíticos.

Los materiales cenozoicos que afloran en el área de estudio se encuadran dentro de la Fosa de Ciudad Rodrigo - Salamanca, y más concretamente forman parte del borde Norte de la misma. Es una fosa de origen tectónico, con una clara orientación NE-SO, que comenzó a formarse durante el Eoceno (CANTANO y MOLINA, 1987) cuando el basamento hercínico, sobre el que se emplaza, adquirió una configuración en bloques limitados por fracturas de direcciones tardihercínicas (PARGA, 1969; VEGAS, 1974; UBANELL, 1977; SANZ DONAIRE, 1979). El borde Sur, donde se localizan los mayores espesores de sedimentos terciarios, está determinado por direcciones de fracturación N60°E y N30°E, (SANZ DONAIRE, 1979). Sin embargo, el borde Norte es un borde pasivo que presenta un relieve homogeneizado por un proceso de arrasamiento poligénico mesozoico-terciario (SOLÉ SABARÍS, 1958; MOLINA y JORDÁ, 1982).

1.3. ANTECEDENTES

Los estudios geológicos sobre esta región comienzan con GIL Y MAESTRE (1880), que describe la geología y minería de la provincia de Salamanca. SCHMIDT-THOME (1945) publica la primera cartografía de la región, diferencia distintos tipos de granitos y fases de deformación y realiza diversos cortes que, en cierto modo, todavía son válidos.

A partir de los años 70, el Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca inicia el estudio sistemático del centro-oeste de la meseta castellana, fundamentalmente desde el punto de vista petrológico. Así MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) estudia los Arribes del Duero, CARNICERO (1980) los granitos y el metamorfismo de la Hoja que nos ocupa y LÓPEZ PLAZA (1982) el área de Vitigudino-Ledesma. Aunque desde un punto de vista distinto, MARTÍN-IZARD (1989) hace un estudio de las pizarras del Complejo Esquisto-Grauváquico y aporta numerosos datos sobre la mitad Sur de esta Hoja.

Los depósitos terciarios que conforman el relleno de la Fosa de Ciudad Rodrigo han sido objeto de numerosos estudios que inciden sobre aspectos estratigráficos (JIMÉNEZ, 1970, 1975; MINGARRO y LOPEZ DE AZCONA, 1970; MINGARRO *et al.*, 1971; ALONSO GAVILÁN y POLO, 1986-1987; ALONSO GAVILÁN y CANTANO, 1987; MEDIAVILLA y MARTÍN-SERRANO, 1989), morfológicos (MOLINA y JORDÁ, 1982; JORDÁ, 1983; CANTANO, 1982; CANTANO y MOLINA, 1987) y cronológicos (ALONSO GAVILÁN y VALLE, 1987; POLO *et al.*, 1987; JIMÉNEZ y MARTÍN-IZARD, 1987).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. ROCAS METAMÓRFICAS

En cuanto a la estratigrafía de las rocas metamórficas prehercínicas de esta Hoja pueden considerarse dos dominios, separados por la Zona de Cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo (ZCJP), que la cruza longitudinalmente con dirección N70°E.

Al norte de la cizalla se encuentra un núcleo de alto grado (Antiforme de Lumbrales) con metasedimentos arenosos y semipelíticos en diversos grados de migmatización y cantidades

importantes de ortogneises, acompañados por numerosos cuerpos de granito. En el borde septentrional de esta estructura, el metamorfismo disminuye rápidamente y se encuentra una serie pelítico - arenosa con características aparentemente similares a la zona de alto grado.

Al sur de la cizalla afloran fundamentalmente materiales pertenecientes al Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG) formados por conglomerados, areniscas y pelitas con metamorfismo de bajo grado. En el límite norte de este dominio, en la misma ZCJP, se encuentran también rocas pertenecientes al Ordovícico y al Silúrico recogidas en el núcleo del Sinclinal de Ahigal de los Aceiteros (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1970).

Los sedimentos posthercínicos corresponden a coluviones y depósitos aluviales de escasa representación cartográfica.

2.1.1. Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG) (19, 20, 21)

Las rocas asignadas a esta unidad constituyen la mayoría de las rocas metasedimentarias presentes en la Hoja.

Estos materiales preordovícicos fueron estudiados por CARNICERO (1980) para el conjunto de la Hoja y por MARTÍN IZARD (1989) para el dominio situado al sur del Sinclinal de Ahigal.

CARNICERO (1980) describe una sucesión estratigráfica, sin tener en cuenta la presencia de la Cizalla de Juzbado, que consta de tres tramos:

- Tramo superior, caracterizado por la presencia de niveles carbonatados alternando con pizarras negras, esquistos y niveles arenosos.
- Tramo medio, con gran abundancia de niveles conglomeráticos porfiroides, intercalados en pizarras listadas y micacitas con algunos niveles de rocas calcosilicatadas.
- Tramo inferior (Formación del Alamo, GARCÍA DE FIGUEROLA y FRANCO, 1975), caracterizado por la presencia abundante de diques de leucogranito y pegmatitas paraconcordantes, intercaladas en micacitas con niveles arenosos y algunas rocas calcosilicatadas.

Esta sucesión estratigráfica daría lugar a bandas anchas orientadas E-O y con constantes repeticiones debidas a la fase de plegamiento prehercínica. En la Hoja de Lumbrales aflorarían el tramo medio al sur del Sinclinal de Ahigal, y el tramo inferior al norte de este sinclinal.

MARTÍN IZARD (1989), presenta una columna estratigráfica del CEG dividida en cinco tramos de los que aflorarían dos en el área comprendida entre el Sinclinal de Ahigal y el granito de Villar de Ciervo. Estos dos tramos serían el tercero formado por filitas sericíticas y ampelíticas, y el cuarto constituido por filitas cuarzo-sericíticas con intercalaciones de areniscas feldespáticas y conglomerados arcósicos.

Desde nuestro punto de vista, los materiales pertenecientes al Complejo Esquisto-Grauváquico que afloran en la Hoja de Lumbrales ocupan dos dominios, separados por la

cizalla de Juzbado, no directamente correlacionables debido a la importancia del accidente que los separa.

Dominio Sur

Al sur de la cizalla y por debajo de las cuarcitas Ordovícicas, se encuentra una potente serie de unos 2000 m de espesor, formada por pelitas verdes y bandeadas con numerosas intercalaciones de areniscas, microconglomerados, conglomerados y cuarcitas (20, 21).

Los conglomerados forman cuerpos lentejonares, a veces de varios Km. de longitud, de espesor métrico a decamétrico, con la base erosiva y granoselección positiva. Estos cuerpos conglomeráticos y microconglomeráticos pasan lateralmente a facies arenosas y cuarcíticas. Los cantos, con un tamaño desde 3 mm hasta 10 cm son fundamentalmente de cuarzo blanco, aunque son muy comunes los de pelitas negras, probablemente arrancados del sustrato por la corriente. En las facies microconglomeráticas se encuentran abundantes porfiroclastos de feldespato de hasta 5 mm, lo que les da aspecto de porfiroides.

La matriz de los conglomerados está formada por cuarzo, clorita, moscovita y biotita. En algunas muestras son relativamente abundantes los feldespatos potásicos y las plagioclasas. Como accesorios aparecen circón, rutilo y turmalina.

Las pelitas verdes son rocas masivas de grano fino y de tonos verdosos o marrones, formadas por cuarzo, clorita moscovita, +/- biotita y sericita, con algunos feldespatos accesorios.

Una facies característica que aflora al NO de San Felices de los Gallegos, son las pelitas bandeadas, que están formadas por alternancias milimétricas de pelitas oscuras y lechos de color claro y algo más arenosos. En estas rocas son comunes las estructuras sedimentarias tales como, laminación paralela, laminación cruzada y ripples. Localmente también pueden encontrarse algunos niveles de pelitas negras no ampelíticas.

En conjunto esta serie es perfectamente correlacionable con la Formación Monterrubio (DÍEZ BALDA, 1982), que aflora abundantemente al Sur de Salamanca, al otro lado de la Fosa de Ciudad Rodrigo.

Dominio Norte

Al norte de la cizalla, en el núcleo del Antiforme de Lumbrales, aflora una serie metasedimentaria formada por esquistos, metapsamitas y rocas calcosilicatadas fuertemente migmatizada (1).

En algunas áreas del núcleo antiformal son abundantes los gneises, también migmatizados, como por ejemplo al sur de Sobradillo y en el río Huebra, al sur del puente Siete Ojos, ya en el límite con la Hoja de Villavieja de Yeltes (476).

La mayoría son gneises bandeados de dos micas con alguna glándula dispersa, aunque algunas facies presentan gran abundancia de glándulas de feldespatos de hasta 8 cm. También se han reconocido algunos niveles de leucogneises en la zona de la Morujona, al SO de Sobradillo.

La atribución de estos niveles con gneises al Complejo Esquisto-Grauváquico se realiza, a pesar del alto grado de migmatización, por correlación con los que afloran en el núcleo del Antiforme de Martínamor, al Sur de Salamanca.

Un tercer dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico en esta Hoja puede establecerse en la banda de metasedimentos que recorre en dirección E-O todo el borde norte de la Hoja, aunque en este caso hay continuidad con los niveles metamórficos de alto grado que ocupan el núcleo del Antiforme de Lumbrales (19).

En esta zona, el grado metamórfico disminuye rápidamente desde el borde de los granitos hacia el norte hasta alcanzar la zona de la clorita al N de la Fregeneda (CARNICERO, 1982).

En este dominio el Complejo está formado por alternancias de pizarras verdosas y areniscas que hacia el techo pasan a tramos pizarrosos con frecuentes intercalaciones de niveles decimétricos de cuarcitas y rocas calcosilicatadas, no habiéndose encontrado ningún nivel conglomerático en ningún punto de la zona. Globalmente esta secuencia representa un conjunto turbidítico que, a techo, pasa a materiales de plataforma somera.

2.1.2. Ordovícico-Silúrico (22, 22a, 23, 23a)

En esta Hoja, el Ordovícico aparece en el núcleo del Sinclinal de Ahigal de los Aceiteros y está representado por unos niveles de cuarcita en bancos de espesor métrico en los que no se han localizado fósiles (22). La potencia de estos bancos de cuarcita es muy variable por el efecto de la deformación asociada a la cizalla, llegando en algunos casos a desaparecer por boudinage.

Por encima y por debajo de los crestones principales de cuarcita, hay una serie de alternancias de cuarcitas y pizarras en niveles decimétricos, que suelen alcanzar potencias de 25 m, aunque estos niveles, al NO de Olmedo de Camaces, llegan a superar el centenar de metros (22a).

Encima de los últimos niveles cuarcíticos aparecen unas pizarras de color gris oscuro con abundante pirita (23), y algunas intercalaciones cuarcíticas (23a). Estas pizarras son equivalentes a las "Pizarras de Luarca" de todo el NO peninsular.

El Ordovícico ha sido considerado discordante sobre su sustrato por todos los autores que han estudiado esta zona (CARNICERO, 1980; MARTÍN IZARD, 1989). La discordancia no es observable en esta Hoja, pero en la continuación del Sinclinal de Ahigal, en el sector de Tamames, donde el Ordovícico se superpone en un flanco del sinclinal sobre unas calizas cámbricas, ha sido puesta en evidencia por numerosos autores (ROLZ, 1975; MACAYA, 1980; DÍEZ BALDA *et al.*, 1991, *etc*).

En algunos trabajos (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1970) se cita la presencia de graptolites de edad Silúrica en pizarras del núcleo del Sinclinal de Ahigal. La presencia de importantes niveles Silúricos en la continuación oriental del Sinclinal, en la zona de Tamames, de carácter transgresivo (RÖLZ, 1972; DÍEZ BALDA, 1986) lleva a considerar la presencia, también en esta Hoja, de retazos de rocas silúricas que la falta de afloramiento ha impedido cartografiar.

2.2. Terciario

2.2.1. Sedimentos paleógenos

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) nos. 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 Oeste 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* MEGÍAS, 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 Lumbrales, sólo está representada la UTS paleógena más alta, la cual está integrada por sedimentos detríticos de carácter continental y correspondientes a ambientes aluviales.

2.2.1.1. UTS P3 (*Arcósica Superior*). (24)

Aflora de un modo irregular a lo largo del borde E de la Hoja y se dispone discordante sobre los metasedimentos hercínicos e inconforme sobre los granitoides. Su espesor oscila entre 1 y 10 m y está constituida por conglomerados y arenas de tonos blancos y verdes en la base y anaranjados o incluso rojos hacia el techo de la unidad.

Los conglomerados presentan una moda muy extendida en torno a los 4 mm y presentan hiladas de cantos con centiles en torno a los 5 cm. Están constituidos por cantos subangulosos a subredondeados de cuarzo (10-30 %), cuarcita (10-25 %), fragmentos de granito (20-55 %) y, ocasionalmente, de esquisto (0-2 %). La fracción arena (gruesa o media) raramente alcanza el 10 % y está constituida por granos de cuarzo (30-35 %), fragmentos de granito (40-70 %) y feldespato (0-15 %) fundamentalmente potásico y muy alterado. La matriz micáceo-arcillosa aparece fuertemente reorientada y sus componentes (biotita, muy degradada hacia el techo de la unidad, moscovita y esmectita) se disponen en torno a los granos, lo cual induce a considerar que en gran parte puede ser de iluviación. Son masivas (Gm), en cuyo caso son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios de carácter edáfico

(pedotúbulos, acumulaciones de hierro en torno a poros circulares y grietas, concreciones de óxidos en forma de nódulos de límites difusos, intensa alteración de la biotita y el feldespato, etc.), o pueden mostrar hacia la base de las secuencias una estructura interna que consiste en estratificación cruzada en surco (Gt) de mediana escala.

Las arenas son de grano grueso (con tamaños que oscilan entre 1.5 mm y 0.25 mm) o medio (con una moda situada en 0.2 mm) y están constituidas por granos de cuarzo (0-35 %) de subangulosos a subredondeados, feldespatos fundamentalmente potásicos (0-8 %) subredondeados y con un grado de alteración muy variable, fragmentos de granito (0-45 %) y de cuarcita (0-5 %). El contenido en matriz micáceo-arcillosa se sitúa entre el 10 y el 20 % y aparece soportando a los granos, sin una orientación acusada, o fuertemente reorientada. Estas arenas suelen ser masivas (Sm), en cuyo caso y, al igual que en las facies Gm, los rasgos postsedimentarios de carácter edáfico son muy frecuentes.

Forman cuerpos de geometría tabular y base canalizada con frecuentes superficies erosivas internas. Estas superficies representan la morfología cambiante del fondo del canal durante las crecidas y se asocian a estructuras sedimentarias de alta energía (Gt). Delimitan cuerpos formados por facies Gt que representan el relleno del paleocanal por megaripples de cresta sinuosa, y pasan lateralmente (hacia los márgenes del canal) y verticalmente a arenas masivas (Sm) con abundantes rasgos edáficos.

A la luz de lo expuesto en los párrafos anteriores, consideramos que estos cuerpos de geometría tabular se originaron por canales con una relación anchura/profundidad elevada que cambiaban de posición, dentro del mismo cauce, de un modo muy continuo. Con todo, consideramos que los depósitos de esta unidad se originaron por canales inestables de ríos de baja sinuosidad. Sin embargo, su escaso espesor nos impide aportar conclusión alguna sobre la tendencia general de la unidad.

Los tonos rojos que se observan hacia el techo de la unidad son correlativos con el grado de alteración de la biotita y el feldespato. Ponen de manifiesto los procesos de rubefacción y, probablemente, también argilización a que se vieron sometidos estos 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.

Se le atribuye una edad Oligoceno superior dado que ocupa una posición estratigráfica similar a la de la Formación Arcosas de la Alamedilla, la cual ha sido datada mediante restos polínicos (POLO *et al.*, 1987). Además, esos restos indican un clima mediterráneo árido para ese lapso de tiempo.

2.3. CUATERNARIO

Los materiales más recientes de la Hoja, a los que hemos otorgado una edad cuaternaria, son escasos tanto en extensión como en número de afloramientos, además del hecho repe-

tido de Hojas vecinas de la ausencia de datos paleontológicos que nos permitan una datación de los materiales más precisa. Este conjunto de depósitos se reducen a los formados por los agentes morfológicos fluvial y gravitacional exclusivamente; dentro de estos los que adquieren mayor entidad son los aluviales en relación al primer agente y los coluviones respecto al segundo.

2.3.1. Coluviones. (25, 26)

Dentro de la Hoja de Lumbrales hemos diferenciado dos tipos de coluviones, los más antiguos (25), localizados a ambos lados de la alineación de cuarcitas de las elevaciones de Atalaya, Monte Olive, San Felices, San Jorge y Sierro, presenta una tonalidad rojiza muy marcada. Estos depósitos se encuentran erosionados por otro coluvión más moderno de características litológicas parecidas.

El coluvión inferior está caracterizado por la presencia de cantos de cuarcita subredondeados y en parte arenizados, en su interior presentan capas con coloraciones rojizas, que disminuyen de intensidad hacia su centro. El coluvión que se superpone a este primero, tiene cantos de cuarcita igualmente subredondeados, pero estos no presentan aureolas rojas en su interior, solamente una patina superficial de tonalidades marrón oscuro. Además de las características de los cantos, en la matriz se observan otras características diferenciadoras, la más visible es la presencia de elementos más finos en el inferior, predominando los tamaños arenas en el superior.

De forma general, se observa que el coluvión inferior no presenta una ordenación de los cantos, apareciendo estos flotando en la matriz; por el contrario, el coluvión superior presenta acumulaciones lenticulares de cantos, sin ninguna estructura sedimentaria visible.

Las características dimensionales de los cantos son similares en ambos casos, la media de los cantos oscila en torno a los 8-10 centímetros, siendo muy igualados en el coluvión inferior y presentando una mayor dispersión de tamaños en el superior, donde pueden encontrarse tamaños de 20 y 25 centímetros, en general más angulosos que el resto de los cantos. La potencia de este depósito es variable no superando los 70 centímetros, con una media de 40 a 50 centímetros.

El otro tipo de coluviones (26) presenta características muy diferentes a las descritas anteriormente, en primer lugar la coloración general es de tonos grises, presentan mayor cantidad de arenas y existe una mayor disparidad de tamaños de cantos, los cuales depende en su litología de los materiales que forman el sustrato. El tamaño de los cantos varía entre 5 y 40 cm y no presentan una estructura interna definida.

En el caso de los dos primeros les hemos considerado como pleistocenos-holocenos, mientras que a los segundos como netamente holocenos. En el caso de los primeros podríamos considerar al superior como netamente Holoceno y el inferior como Pleistoceno o más antiguo.

2.3.2. Terrazas (27)

Estos depósitos están muy restringidos en la Hoja, quedando limitados a pequeños replanos de escasas dimensiones. Su altura respecto a los cauces es escasa oscilando entre los 40 cm y los dos metros; estamos hablando en realidad de primeras terrazas o terrazas actuales.

Litológicamente estos sedimentos fluviales están constituidos por cantos de cuarcita redondeados y en algunos casos de metasedimentos y granitos, la matriz es arenosa y puntualmente presenta cierta proporción de limos y arcillas. En algunos de los depósitos se ha podido observar la presencia de patinas de tonos ocres intensos y rojos sobre los cantos de cuarcita. La potencia general de estos depósitos oscila entre los 30 y 60 centímetros.

La escasa cota sobre los cauces, su visible relación con el cauce actual y el estado del depósito (nula cementación) hace que consideremos estos depósitos como Holocenos.

2.3.3. Aluvial (28)

Los depósitos fluviales de tipo aluvial quedan reducidos en la Hoja a los cauces donde la incisión no es un factor primordial, aunque de forma general son escasos y muy reducidos en extensión de afloramiento. Los estimamos de edad holocena.

En las zonas de cabecera de los arroyos los aluviales presentan escasos cantos y los existentes no superan los 5 centímetros, en tramos medios los cantos se hacen más importantes alcanzando los 8 y 10 cm y su matriz es más arenosa. En general los tamaños de los cantos presentan homogeneidad, por lo que no existe mucha dispersión de tamaños.

La litología de los cantos es variada dependiendo del sustrato que atraviese el cauce, pero a grandes rasgos los más abundantes vienen establecidos por las litologías más resistentes del sustrato, esto es, las cuarcitas y el cuarzo.

2.3.4. Conos de deyección (29)

Este tipo de depósitos es escaso en la Hoja y quedan reducidos a las salida de pequeñas torrenteras, cuya acción se centra exclusivamente en la removilización de material alterado; así pues, en el caso que dichas torrenteras se desarrollen sobre materiales metasedimentarios, los conos estarán constituidos por limos y arcillas, siendo escasa la proporción de arenas; en el caso que sean los granitoides los que conformen el sustrato serán las arenas predominantes sobre los tamaños más finos. La edad de estos depósitos la consideramos como Holocena y ligada a procesos actuales de escorrentía concentrada y semiconcentrada.

2.3.5. Navas (30)

Estos sedimentos se localizan en el borde sur de la Hoja, quedan formados por limos con abundante materia orgánica, lo que les da una tonalidad oscura. No son importantes en el territorio de la Hoja, si bien en la vecina Hoja de Villar del Ciervo (500) si presentan un mayor desarrollo y entidad. Su edad es claramente Holocena.

3. PETROLOGÍA

3.1. ROCAS IGNEAS

3.1.1. Introducción

Una gran parte de la Hoja de Lumbrales está ocupada por rocas ígneas graníticas. Los granitos de esta zona fueron estudiados por CARNICERO (1980), que distingue tres tipos fundamentales, granitoides de la Formación del Alamo, granitos palingenéticos de dos micas, y granitos calcoalcalinos.

Los granitoides de la “Serie del Alamo” fueron estudiados posteriormente por GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1983) situándose esta Hoja en el 3^{er} segmento de la Serie.

En el estudio de los granitoides de esta Hoja se han seguido los criterios que establecieron BELLIDO *et al.* (1987) para las rocas graníticas del norte de Galicia. Estos autores optan por una clasificación en la que se consideran como criterios la relación de los plutones respecto a las fases de deformación principales hercínicas, el nivel de emplazamiento y las características petrológico-mineralógicas más elementales de las facies predominantes.

En este sentido se han diferenciado las unidades plutónicas siguientes:

1. Granitoides sincinemáticos: Dentro de este grupo se pueden distinguir dos tipos en función de la relación que guardan con las fases de deformación que afectaron al área; Granitos pre-sin D_2 y granitos post D_2 a pre-sin cizalla de Juzbado Penalva do Castelo. Pertenecen a estos últimos, unos granitos de dos micas que texturalmente pueden clasificarse como **a)** ala de mosca, **b)** porfídicos (traquitoide La Merchana, La Redonda, Valdamingo), y **c)** de grano medio (Lumbrales, Yecla, Picones, Barrera-Saldeana). También se han podido identificar granitos biotíticos a los que se le ha denominado “Rocas Intermedias”.
2. Granitoides tardicinemáticos: Atendiendo a sus características petrológico-mineralógicas se distinguen unos granitos de dos micas a los que pertenece el granito de Saucelle, y unos granitoides biotíticos como la Granodiorita de Bañobárez y el granito de Villar de Ciervo-Villavieja de Yeltes.

3.1.2. Problemática de la “Serie del Alamo”

GARCÍA DE FIGUEROLA y FRANCO (1975) denominan como “Serie Pegmatoide del Alamo” a una alternancia de pegmatitas tectonizadas con rocas metamórficas situadas en la sierra de Narrillos, al N de Bercimuelle en la provincia de Salamanca. Posteriormente FRANCO (1980), CARNICERO (1980), PELLITERO (1981) y LÓPEZ PLAZA (1982) localizan series similares en otros puntos de las provincias de Salamanca, Avila y Zamora.

Por último, GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1983) estudian las características petrológicas del complejo laminar pegmatoide desde la frontera portuguesa hasta el S de Ávila, haciendo hincapié en los segmentos orientales. Según estos autores la “Serie del Alamo” afloraría en el núcleo de una antifoma y estaría ligada a la parte inferior de la Formación Monterrubio

del Complejo Esquisto-Grauváquico, caracterizada por la presencia de niveles cuarzofeldspáticos (porfiroides). Los autores suponen que las intercalaciones de granitoides se originaron a partir de estos niveles como consecuencia de un metamorfismo intenso.

En la Hoja de Lumbrales, el citado Complejo afloraría en una banda E-O situada al N del granito de Lumbrales y en otra banda menor, al SE del macizo de Lumbrales (DPTO. DE PETROLOGÍA, UNIVERSIDAD DE SALAMANCA, 1983). Según CARNICERO (1980) el complejo laminar, en esta Hoja, constituye el tramo inferior del Complejo Esquisto-Grauváquico.

Desde nuestro punto de vista y en base a nuestras observaciones, en ésta y en las Hojas adyacentes de Vitigudino (450) y Villavieja de Yeltes (476), no tiene sentido considerar al "Complejo laminar pegmatóide del Alamo" como una unidad estratigráfica puesto que los filones y diques de granito, aplitas y pegmatitas encajan en distintos niveles del Complejo Esquisto-Grauváquico (series conglomeráticas al S y arenoso-pelíticas al N) e incluso en los Gneises Glandulares. Además, los filones y diques son de distintas generaciones, como puede demostrarse por sus relaciones diversas con las distintas fases de deformación. Si únicamente se consideran los filones y diques graníticos deformados por la fase D₂, se observa que están en relación a la megazona de cizalla que constituye esta fase, situándose los filones en la parte media y alta de esta cizalla subhorizontal y aflorando, por tanto, en los flancos de las grandes antiformas de tercera fase.

Por otra parte, las aureolas de rocas filonianas y apófisis que se presentan en relación con algunos de los granitos de esta Hoja son muy similares a las de ciertas alineaciones de granitos sincinemáticos de Galicia, especialmente a las pertenecientes a los granitos pre-sin D₂ (unidades sincinemáticas de emplazamiento relativamente profundo) de BELLIDO *et al.* (1987).

3.1.3. Granitos sincinemáticos

3.1.3.1. Granitos pre-sin D₂ (2)

En esta Hoja aparecen media docena de láminas importantes, de centenares de metros de espesor, y un número considerable de filones de espesor métrico. Morfológicamente son lentejones, intercalados y concordantes en la serie metasedimentaria a la que intruyen.

Los cuerpos están compuestos por granitos y leucogranitos de dos micas de grano fino a medio, en los lentejones de mayor espesor y aplogranitos de dos micas en los filones; también son muy abundantes las pegmatitas.

En general, son bastante homogéneos en cuanto a facies, encontrándose únicamente cierta tendencia porfídica (feldespatos de 0,5-1 cm) en la lámina de Cerralbo.

Los contactos con el encajante son netos, salvo en las zonas migmatizadas, en las que el granito puede estar removilizado con el leucosoma de las migmatitas.

Las láminas graníticas están siempre muy deformadas, con una foliación paralela a la del encajante. En ocasiones se observan estructuras S-C, pero en el caso general lo que se encuentra es una esquistosidad definida por la orientación de las biotitas, granos de cuarzo alargados y feldespatos orientados.

Al microscopio están formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita. Como accesorios tienen circón, rutilo, apatito, opacos y en ocasiones, turmalina y granate. Son relativamente frecuentes la sillimanita y la andalucita. Debido a la amplia variabilidad de composiciones, texturas y grados de deformación no es posible presentar una caracterización petrográfica general de este grupo.

3.1.3.2. *Granitos post D₇-sin Cizalla de Juzbado*

Bajo este epígrafe se agrupan un conjunto de granitos de dos micas con características texturales individuales propias y que están afectados por las zonas de cizalla tardías, equivalentes o conjugadas con la cizalla, y algunos probablemente también por D₃.

3.1.3.2.1. Granitos de dos micas porfídicos.(3, 8)

Constituyen un grupo de granitos muy similares entre sí que se encuentran en tres macizos principales y que aparecen también como pequeños "stocks" o megaenclaves incluidos en otros granitos en la parte centro-occidental de la Hoja.

El plutón de mayor tamaño es el de La Redonda, situado en los alrededores de esta localidad, al SO de Lumbrales. Está formado por un granito de dos micas de grano medio y porfídico. Muy parecido al anterior es el granito que aflora en un pequeño macizo situado al Oeste de Lumbrales, entre los Km. 100 y 102 de la carretera que va a La Fregeneda y que hemos denominado de Valdedomingo. El último plutón importante se diferencia de los anteriores por su mayor grado de porfidismo, con mucha mayor abundancia de fenocristales que llegan a determinar en muchos casos una textura traquitoide; este plutón tiene forma alargada en dirección E-O y se encuentra al Noroeste de Lumbrales, donde ha sido denominado Granito Traquitoide de La Merchana.

Granito de La Redonda. (8)

Aflora en el área situada entre Ahigal y Lumbrales en un área de unos 20 Km². Es un plutón de forma groseramente triangular, con la base al sur determinada por la falla de Ahigal, y el vértice al norte, donde resulta intruido por el granito de Lumbrales dejando un megaenclave al norte de la carretera de Lumbrales a Sobradillo.

El granito intruye a los materiales migmatíticos y a las láminas de granitos de dos micas pre-D₂ y está intruido por el granito de Lumbrales.

Da unas formas de relieve características en grandes bolos de forma paralelepédica, formando pequeños berrocales que resaltan en el paisaje.

Está formado por un granito leucocrático de dos micas, de grano medio a grueso y heterogéneamente porfídico, con fenocristales idiomorfos de feldespato de 1 a 5 cm irregularmente distribuidos. En algunas zonas de borde puede reconocerse una facies de grano fino y no porfídica sin entidad cartografiable.

Se encuentran enclaves dispersos, siempre de pequeño tamaño. Los más frecuentes son los microgabarras, formados por un granitoide de grano fino de color oscuro y aspecto tonalítico, pero también aparecen enclaves surmicáceos y, en menor medida, schlierens biotíticos. Es de destacar un enclave con un tamaño de decenas de m², situado al NO de Ahigal y formado por una roca vaugnerítica muy intruída por filones y venas de leucogranito.

Por lo general, el granito no está deformado, cortando claramente la estructura D₃. Debido a que está cortado por la falla de Ahigal no es posible saber si está afectado por la cizalla de Juzbado, sin embargo, texturalmente es bastante similar al granito traquitoide de la Merchana que sí está afectado por las cizallas sinistras en su borde norte, por lo que el Granito de La Redonda pudiera ser contemporáneo.

El granito muestra una orientación fluidal de megacristales con dirección NO-SE que, en todo caso, no está generalizada.

Al microscopio es un granito de grano medio o grueso, con textura alotriomorfa inequigranular, seriada y porfídica. Está compuesto de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita como minerales principales y apatito, circón y opacos (ilmenita) como accesorios; en algunas muestras aparece sillimanita fibrolítica incluida en la moscovita.

El cuarzo se encuentra formando agregados de cristales de diverso tamaño, que presentan carácter intersticial. Frecuentemente tiene extinción ondulante y subgranos y en algunos casos está recrystalizado con texturas equidimensionales y con los bordes lobulados.

El feldespato potásico forma fenocristales subidiomorfos de 0,8 a 2 cm, poco definidos por lo general, con hábito tabular. Tienen la macla de Carlsbad y en menor medida la de la microclina. Las inclusiones son muy abundantes, sobre todo las de cuarzo (en gotas y poligonal) y las de plagioclasa idiomorfa, además de algunas de biotita. Son muy frecuentes las pertitas "patch". También se encuentra otro tipo de feldespato potásico de pequeño tamaño, anhedral y con disposición intersticial. Este feldespato sólo presenta la macla de la microclina y se encuentra libre de inclusiones. Un último tipo de feldespato potásico se encuentra sustituyendo irregularmente a la plagioclasa y no presenta macla.

La plagioclasa forma algún fenocristal de aproximadamente 1 cm, con morfología subhedral, con las maclas de albita y Carlsbad y con inclusiones escasas de cuarzo, apatito y biotita. Pero la mayor parte de la plagioclasa aparece en cristales pequeños (0,3 a 0,6 cm) anhedrales o subhedrales formando agregados en sinneusis y con las mismas características que los fenocristales. Suele estar parcialmente sustituido por feldespato potásico, formando manchas irregulares (antipertitas "patch") y sufre una fuerte moscovitización, con las laminillas secundarias de este mineral dispuestas en configuración reticular. Como características deformativas puede presentar una suave extinción ondulante y las líneas de macla encontrarse débilmente dobladas.

La biotita aparece en proporciones similares o menores que la mica blanca y se encuentra en pequeños (0,1 a 0,2 cm) cristales xenomorfos individuales. Es muy frecuente que se encuentre casi totalmente sustituida por moscovita. Presenta escasas inclusiones de circón y opacos.

La moscovita se encuentra en cristales anhedrales de tamaño muy diverso, llegando algunos a alcanzar los 6-7 mm. En su mayor parte parece secundaria, creciendo sobre biotita a la que sustituye casi totalmente. Los cristales mayores son claramente blásticos, a menudo con carácter poiquilitico, y engloban abundantes inclusiones de cuarzo, biotita, apatito, circón, opacos y, en algún caso, sillimanita. Ambas micas suelen estar suavemente dobladas y con extinción ondulante.

Granito "traquitoide" de la Merchana. (3)

Aflora en la banda norte del complejo granítico de Lumbrales, con una anchura de 1,5 Km. y una longitud de 16 Km. y en retazos dispersos en el granito de Lumbrales.

Este granito da un relieve característico en grandes bolos que destacan frente al lanchar del granito de Lumbrales.

Composicionalmente es un granito de dos micas, con la moscovita predominando sobre la biotita, de grano medio y cuyo carácter más acusado es la gran abundancia de fenocristales de feldespato potásico en tabletas exagonales de unos 3-5 cm de tamaño medio. Los fenocristales son idiomorfos y en algunas zonas constituyen cerca de 40% del volumen de la roca.

Los contactos con el encajante metamórfico son muy netos, mientras que con el granito de Lumbrales se encuentran todo tipo de contactos, bien netos, cuando resulta intruido por el granito de Lumbrales, bien difusos por asimilación. Son frecuentes los enclaves y megaenclaves de este granito en el de Lumbrales.

Dentro del granito traquitoide sólo se han encontrado enclaves redondeados, en la parte occidental, de un granito de dos micas de grano fino y muy foliado.

El extremo oriental del macizo se encuentra afectado por la Zona de Cizalla de Moronta, por lo que se encuentra una banda de aproximadamente 200 m en la que el granito está fuertemente milonitizado, con desarrollo de estructuras S-C, bastante espaciadas debido a la presencia abundante de fenocristales. En el resto del macizo es frecuente encontrar una orientación preferente de los fenocristales, probablemente de origen fluidal, de dirección N90°E a N130°E.

Al microscopio, la roca se caracteriza texturalmente por la presencia de fenocristales de feldespato potásico que definen generalmente una textura porfídica y donde son muy abundantes, (textura traquitoide); el resto de los minerales forman un agregado alotriomorfo inequigranular de grano fino o medio que ocupa los intersticios de los fenocristales.

Como minerales esenciales se encuentran cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. De forma accesoria aparecen apatito, circón y opacos.

El feldespato potásico forma los fenocristales, con tamaños de 15 a 25 mm, que son idiomorfos o subidiomorfos, con las maclas de Carlsbad y microclina y muy ricos en pertitas de tipos variados. Las inclusiones son relativamente abundantes y consisten fundamentalmente en plagioclasas idiomorfas y gotas de cuarzo. En la matriz aparece otro feldespato potásico más pequeño, anhedral y sin maclas ni inclusiones.

La plagioclasa nunca forma fenocristales y suele ser fuertemente anhedral, con las maclas de Carlsbad, albita y bastante pobre en inclusiones de cuarzo y biotita. Los fenómenos de sustitución por parches de feldespato potásico y moscovita con disposición reticular son frecuentes.

El cuarzo se encuentra formando agregados de cristales de tamaño medio con fuertes evidencias de recristalización, por lo que la textura que presentan es blástica.

La moscovita es siempre más abundante que la biotita y suele encontrarse en grandes cristales de aspecto blástico, que corroen a la plagioclasa y al feldespato potásico. Es frecuente que tenga carácter poiquilitico, con inclusiones de cuarzo, biotita, apatito y circón. La biotita se encuentra en cristales individuales de tamaño muy diverso, xenomorfos en general y poco o nada sustituidos por moscovita.

Fuera de la zona milonitizada, este granito muestra siempre evidencias de deformación en estado sólido de alta temperatura. Como ya se ha indicado, el cuarzo está casi totalmente recristalizado, con los granos de tamaño medio y los bordes suturados, evidenciando procesos de migración de bordes de grano; en otros casos los granos muestran extinción ondulante y recristalización de pequeños granos equidimensionales en los bordes, formando texturas manto - núcleo. Los fenocristales de feldespato potásico muestran siempre extinción ondulante, muchas de las maclas son de deformación y son frecuentes los microkinks. Las plagioclasas están muy deformadas, con extinción ondulante, maclas de deformación, líneas de macla dobladas e incluso un cierto grado de recristalización en subgranos. Las micas suelen encontrarse dobladas y con extinción ondulante.

Granito de Valdemingo. (3)

Es un pequeño plutón, de unos 3 Km², de geometría irregular, formado por un granito de dos micas porfídico con la matriz de tamaño de grano medio.

Es bastante heterogéneo a escala de afloramiento o mayor, con zonas de concentración de fenocristales alternando con otras en que son muy escasos; también hay variaciones graduales en el tamaño de grano, destacando el lóbulo que muestra el macizo hacia el Suroeste, en él que el tamaño de grano es francamente más fino.

Este macizo tiene numerosos enclaves métricos del granito de grano grueso con textura en "ala de mosca" y está intruido por filones y apófisis del granito de Lumbrales.

No se ha reconocido una fábrica deformativa a escala mesoscópica, pero es muy frecuente la orientación de los fenocristales, probablemente por flujo magmático, con direcciones que van de E-O a N140°E.

En muestra de mano es un granito de dos micas de grano medio o fino a medio, heterogéneamente porfídico con los fenocristales de feldespato idiomorfos con hábito tabular y con un tamaño medio muy constante de unos 2 cm.

Al microscopio presenta texturas de alotriomorfas a hipidiomorfas, de grano medio inequi-granular y porfídicas. Está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita como minerales principales y apatito, circón y opacos como accesorios.

Los fenocristales son de feldespato potásico, que aparecen con morfologías subhedrales y presentan siempre las maclas de Carlsbad y de microclina. Suelen tener pertitas tipo "vein" y "patch". Son muy ricos en inclusiones de plagioclasa idiomorfa, de cuarzo en gotas, de biotita y de moscovita, aunque esta última parece tener un carácter secundario ya que tiende a disponerse en el borde de los cristales, a veces formando orlas. También hay numerosos cristales subhedrales de feldespato potásico de menor tamaño (0.4 a 0.8 cm) con las mismas características de los fenocristales. Por último, aparece otro tipo de feldespato potásico, mucho más escaso, de pequeño tamaño, anhedral, sin maclas y sin inclusiones, que tiene carácter intersticial.

La plagioclasa se encuentra en cristales pequeños (< 0,8 cm) anhedrales o subhedrales y que pueden tener las maclas de la albita, Carlsbad o ambas. Las inclusiones son muy escasas (biotita y apatito), excepto las de cuarzo, que más bien tienen aspecto de segregaciones casi vermiculares.

La moscovita se encuentra en proporciones similares o mayores que la biotita y aparece en grandes placas (hasta 1 cm) de forma irregular y aspecto blástico, que suelen crecer sobre la plagioclasa. La biotita se encuentra en cristales de todos los tamaños, bien sea en granos monocristalinos o en agregados de hasta 3 ó 4 individuos, y es muy rica en inclusiones de circón.

Las muestras de este granito presentan muy poca deformación, apreciándose únicamente suaves extinciones ondulantes en el cuarzo y los feldespatos y ligeras flexiones en las micas.

3.1.3.2.2. Granitos de dos micas de grano grueso con textura en "ala de mosca".(4)

En la zona de Los Arribes aparecen una serie de macizos graníticos de forma alargada en dirección E-O, formados por leucogranitos de grano grueso "ala de mosca" y que se extienden masivamente en Portugal, donde parecen dibujar un cierre antiformal.

Encaja en el complejo migmatítico y resulta intruido por el granito de Lumbrales.

Se trata de un leucogranito de dos micas, de grano grueso a muy grueso, caracterizado por grandes placas de biotita (hasta 8 mm) que contrastan fuertemente con la matriz clara.

La variabilidad interna de facies es escasa; únicamente se encuentra una facies de grano medio en algún borde de los macizos y, muy esporádicamente, algunas zonas microporfídicas con fenocristales de feldespatos mal definidos de hasta 3 cm.

En cambio son muy heterogéneas las zonas de mezcla con el granito de Lumbrales, no sólo en el contacto, sino también en la parte interna de los macizos, evidenciando que posiblemente el granito de Lumbrales se situó encima del granito de los Arribes.

Los contactos con los metasedimentos no son netos, sino que se encuentran numerosos filones y bolsadas del granito a modo de septas intruyendo en los metasedimentos, y a su vez, numerosos enclaves de las rocas sedimentarias dentro del granito.

Todo el granito presenta estructuras de deformación, destacando con carácter general una foliación de schlierens, que puede estar doblada por pequeños pliegues de tercera fase. En otros casos, el granito está muy deformado en dirección E-O, con S-C sinistras y una auténtica foliación desarrollada.

Al microscopio está formado por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita; como accesorios se encuentran apatito, circón, opacos y sillimanita. La textura es inequigranular de grano grueso, a veces algo porfídica con fenocristales de feldespato potásico de unos 2-3 cm mal definidos y fuertemente alotriomorfa. Son características las placas de biotita (ala de mosca) de hasta 10 mm y de moscovita de hasta 3 mm.

El cuarzo forma agregados alargados formados por cristales de tamaño variable, con fuerte extinción ondulante, subgranos, bordes suturados y recristalización en texturas mantónúcleo.

La plagioclasa es siempre abundante, de tamaño medio, anhedral o subhedral, con la macla de la albita y, a veces, Carlsbad y muy pobre en inclusiones (biotita).

El feldespato potásico puede formar algún fenocristal mal definido, con la macla de Carlsbad y muy rico en inclusiones de plagioclasa, apatito, biotita y circón, pero la mayor parte del feldespato potásico está en cristales subhedrales de tamaño medio, con las maclas de microclina y Carlsbad, con las mismas inclusiones que los fenocristales pero menos abundantes y parcialmente corroído por las moscovitas. También hay un feldespato potásico intersticial, de pequeño tamaño y sin maclas.

La biotita tiende a formar enormes cristales anhedrales, a veces parcialmente sustituidos por moscovita, con pocas inclusiones de apatito y circón. La moscovita se encuentra en cristales de tamaño variable, a veces tan grande como la biotita, a menudo con aspecto blástico desarrollando texturas poiquilíticas con abundantes inclusiones de cuarzo, biotita, apatito y circón; las inclusiones de sillimanita prismática son frecuentes y muchas veces desarrolla bordes de reacción simplectíticos con cuarzo frente al feldespato potásico.

En general todas las muestras presentan deformación en mayor o menor grado; el cuarzo está sistemáticamente deformado o recristalizado, los feldespatos suelen presentar suave extinción ondulante, maclas mecánicas y ligeras flexiones y las micas pueden estar dobladas o kinkadas, aunque a escala microscópica no llega a observarse una esquistosidad penetrativa.

β.1.3.2.3. Granitos biotíticos. (5)

Tonalitas y vaugneritas. (5)

Aparecen en varios pequeños cuerpos, de menos de 500 m², en el extremo suroccidental de la zona de alto grado, entre Ahigal y el río Agueda.

Se diferencian dos tipos; el primero se encuentra en cuerpos alargados, concordantes con la estructura regional y encajados en rocas migmatíticas o diatexiticas, y está formado por un granitoide biotítico de grano fino con textura microgranuda y de color gris oscuro; el segundo tipo sólo se encuentra en un cuerpo irregular incluido en el granito de La Redonda y está formado por una roca de grano medio a grueso granuda y de color gris claro en la que destacan cristales de biotita de hasta 8 mm y pequeños cristales de anfíbol. El primer tipo es de composición y textura tonalítica mientras que el segundo presenta texturas vaugneríticas.

Normalmente están muy intruidas por filones irregulares de leucogranito, y en los alrededores de los cuerpos tonalíticos son frecuentes los enclaves de estas rocas dentro de los granitos encajantes.

Las tonalitas al microscopio están compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como minerales esenciales y por apatito, esfena, allanita, opacos y circón como accesorios; la moscovita puede encontrarse como mineral secundario en el interior o en el borde de alguna plagioclasa. El cuarzo es relativamente escaso y la plagioclasa se encuentra en mayor proporción que el feldespato potásico. La textura es alotriomorfa inequigranular de grano fino, con la biotita muy orientada. En general, la textura de la roca tiene aspecto metaórfico de alto grado.

El cuarzo es intersticial, en cristales pequeños y con textura en mosaico. Son muy frecuentes las inclusiones de apatito.

La plagioclasa se encuentra en cristales de subidiomorfos a idiomorfos, algo mayores que el resto de los minerales. Suelen tener las maclas de albita y Carlsbad y por regla general presentan zonados oscilatorios o normales. Nunca se encuentran sustituciones por feldespato potásico pero las inclusiones de biotita, apatito prismático y sobre todo de cuarzo vermiculoso son frecuentes.

El feldespato potásico es de tamaño algo menor que la plagioclasa y se encuentra en cristales y agregados anhedrales, siempre en posiciones intersticiales y con la macla de la microhaya, más raramente, de Carlsbad. No presenta inclusiones.

La biotita es muy abundante y se presenta en cristales individuales subhedrales, en agregados de 3/4 individuos o en agregados mesoscópicos alargados de más de 20 individuos con textura decusada.

El cuerpo vaugnerítico de Ahigal está formado por un granitoide de color claro, de grano medio a grueso, no porfídico, caracterizado por la presencia de grandes placas de biotita (hasta 5 mm), pequeños cristales de anfíbol y algunos nódulos de cuarzo de hasta 3 cm. No tiene ningún tipo de foliación y se encuentra muy intruido por filoncillos y venas de leucogranito y aplitas.

Esta roca, al microscopio, presenta texturas granudas, de hipidiomorfas a alotriomorfas, de grano grueso e inequigranulares. Está compuesto por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol como minerales esenciales, y por esfena, apatito (ambos muy abundantes), circón, allanita y opacos como accesorios. La moscovita puede encontrarse raramente como secundario sustituyendo a la plagioclasa. El feldespato potásico es mucho más abundante que la plagioclasa, que además es de composición albitica, y el cuarzo es bastante escaso (<10%). Se trata pues de una roca cuarzoesfénica con anfíbol.

El feldespato potásico se encuentra en cristales subhedrales con la macla de la microclina y a veces la de Carlsbad; tiene abundantes inclusiones de biotita, apatito, esfena y anfíbol. La plagioclasa es bastante escasa, con morfología subhedral y zonados normales, las maclas de albita y Carlsbad son frecuentes y tiene pocas inclusiones de biotita o moscovita (secundaria). La biotita puede formar grandes láminas tabulares o encontrarse en agregados de gran número de individuos asociada al anfíbol; éste es de color verde claro y pleocroico, de carácter hornbléndico y se encuentra en pequeños cristales dispersos o formando agregados con la biotita. La esfena es primaria, idiomorfa y en cristales de gran talla. El apatito es muy abundante y puede encontrarse en pequeños cristales incluidos en otros minerales o en grandes prismas alargados (hasta 3 mm) dispersos en la matriz. El cuarzo forma agregados intersticiales con textura casi en mosaico. La allanita es escasa y suele aparecer asociada a la biotita. La biotita y el anfíbol pueden definir una débil orientación, pero la roca en general está muy poco deformada.

3.1.3.2.4. Granitos de dos micas de grano medio. (6, 7, 9, 10, 10a)

Forman un grupo de granitos de dos micas de grano medio, no característicamente porfidicos, que pueden subdividirse en dos grupos principales: el primero incluye los granitos de Yecla y de Lumbrales y el segundo los de Barreras-Saldeana y el de Picones.

El primer grupo está formado por granitos bastante heterogéneos tanto textural como composicionalmente, incluyendo facies inhomogéneas e incluso diatexiticas, que muestran un carácter autóctono en algunos de sus contactos con tránsitos graduales a las migmatitas, mientras que en otros contactos muestran relaciones claramente intrusivas y una facies más homogénea. Se trata pues de granitos autóctono-paraautóctonos, producto directo del metamorfismo regional y encajados en el núcleo antiformal de Lumbrales.

El segundo grupo aflora exclusivamente en la parte Norte de la Hoja, encaja en rocas metamórficas de grado medio o bajo y está formado por granitos claramente alóctonos, con todos sus contactos intrusivos y de facies homogéneas.

Granito de Lumbrales

El granito de Lumbrales constituye una unidad compleja, de la que se encuentran dos facies principales, íntimamente ligada a la migmatización general.

En líneas generales, la facies común está compuesta por diatexitas y anatexitas de grano medio procedentes de la migmatización de los metasedimentos, ortogneises glandulares y

de los granitos precoces descritos anteriormente (10). La otra facies está formada por un granito de dos micas homogéneo y de grano fino, más abundante hacia el Oeste, que presenta relaciones de intrusión sobre la facies común y que se encuentra mezclada a todas las escalas con ésta (6).

Las morfologías son casi siempre de bajo relieve, excepto en la zona de encajamiento del río Agueda donde suelen formarse pequeños berrocales.

Encaja tanto en granitos precoces como en metasedimentos y ortogneises migmatizados. Los contactos con estos dos últimos materiales son muy graduales, realizándose el paso a través de un aumento de los diferenciados de leucosoma de las migmatitas; los contactos con los granitos precoces son también graduales, pero mucho más rápidos, encontrándose contactos netos con megaenclaves de los granitos precoces que quedan aislados en el interior del granito de Lumbrales.

En general, la facies común es un granito de dos micas, de grano medio y con aspecto "sacaroide" típico. Las cantidades de micas son muy variables, aumentando la proporción de biotita en las áreas cercanas a los metasedimentos, donde también son muy abundantes los schlierens biotítico-sillimaníticos. Aunque difícilmente cartografiables, pueden reconocerse facies diatexiticas en las zonas de contacto con rocas migmatíticas, facies anatexiticas inhomogéneas y facies anatexiticas homogéneas, estas últimas predominantes en el borde norte del granito y con un carácter claramente intrusivo. Una facies destacable es la que forma el macizo de Hinojosa del Duero, un plutón subredondeado con un granito de dos micas de grano medio a grueso muy homogéneo, totalmente intrusivo y con un complejo de apófisis y filones muy importante, sobre todo en los bordes Oeste y Suroeste del macizo.

El granito de Lumbrales no está muy deformado salvo en escasas zonas de cizalla subverticales de espesor métrico, de carácter dextro o sinistro y de dirección norteada, pero en las zonas más inhomogéneas y cercanas a las migmatitas, muestra una fuerte estructuración definida por schlierens biotítico-sillimaníticos paralela a la foliación S_2 del encajante. En el caso más general muestra una deformación microscópica relativamente débil y que no da lugar a foliaciones macroscópicas.

Al microscopio la facies común es un granito de grano medio inequigranular alotriomorfo, formado esencialmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita; en las facies diatexiticas son frecuentes la sillimanita y la cordierita y en las facies inhomogéneas se encuentran restos de sillimanita más o menos abundantes. Los accesorios más frecuentes son el apatito, circón, opacos (ilmenita) y muy esporádicamente turmalina. La moscovitización secundaria es siempre muy importante, la saussuritización de plagioclasas, la pinnitización de cordierita son relativamente frecuentes y en las facies diatexiticas son muy abundantes las transformaciones retrogradantes a temperaturas relativamente altas, tales como mirmequitizaciones, albitizaciones, potasificaciones de plagioclasas y formación de simplectitas de cuarzo - moscovita a partir de feldespato potásico - sillimanita. Localmente estos granitos pueden mostrar un cierto carácter porfídico, determinado por escasos fenocristales de feldespato potásico (0.5 a 1 cm) muy dispersos y mal definidos.

El cuarzo aparece siempre en agregados de granos pequeños con distinto grado de deformación y recristalización, predominando los bordes de grano lobulados e indentados y la extinción ondulante y formación de subgranos.

El feldespato potásico puede formar algún fenocristal, sobre todo en las facies más homogéneas, pero en general son cristales de tamaño medio subhedrales, con las maclas de microclina y a veces Carlsbad y generalmente ricos en inclusiones de cuarzo en gotas, plagioclasa, biotita, apatito y circón; en las facies inhomogéneas son muy frecuentes las mirmequitas y las pertitas de tipos variados. También suele encontrarse otro feldespato potásico intersticial, anhedral y sin inclusiones. Por regla general suelen presentar ligera extinción ondulante, aunque en las muestras más deformadas se encuentran maclas mecánicas, microkinks y recristalizaciones en grado variable.

La plagioclasa se encuentra sobre todo en granos anhedrales o subhedrales de tamaño medio, nunca fenocristales, con la macla de la albita y con inclusiones relativamente escasas de cuarzo en gotas, biotita y apatito. Son muy frecuentes las moscovitizaciones tardías, así como las sustituciones por feldespato potásico. Prácticamente no presenta signos de deformación.

Las proporciones relativas y absolutas de micas son muy variables, apreciándose una tendencia desde mayor cantidad de micas y mayor proporción de biotita en las facies más inhomogéneas hasta granitos pobres en micas y predominantemente moscovíticos en las facies homogéneas. En las diatexitas y granitos inhomogéneos la biotita suele formar agregados decusados en forma de schlieren asociados a sillimanita y/o cordierita y parcialmente moscovitizados; esta biotita es de un tamaño relativamente grande frente a otros cristales que se encuentran dispersos en la matriz y que son típicos de las facies homogéneas. En general, es pobre en inclusiones que consisten fundamentalmente en apatito y circón.

La moscovita, salvo en las rocas diatexiticas, se encuentra en mayor proporción que la biotita y parece tener un carácter secundario generalizado, formándose frecuentemente enormes fenoblastos poiquilíticos con abundantes inclusiones de cuarzo, sillimanita, biotita, apatito y circón. Tiende a crecer sobre biotita, plagioclasa y feldespato potásico.

Ambas micas pueden presentar diversos grados de deformación siendo lo más frecuente las pequeñas flexiones que producen extinción ondulante y kinks.

Granitos de dos micas de grano fino, inhomogéneos. (6)

Este granito constituye la facies de grano fino que forma parte del granito de Lumbrales. Se trata muy probablemente de un granito posterior, que aparece intensamente mezclado con la facies mayoritaria del granito de Lumbrales. Debido a esta inhomogeneidad, su cartografía ha sido prácticamente imposible de realizar excepto en el área centro-oeste de la Hoja, zona de los Arribes del Agueda, en la que esta facies es muy abundante. Contiene como enclaves al granito de Lumbrales, a los granitos porfídicos, a rocas migmatíticas y a las rocas intermedias. Es de aspecto muy similar a los granitos tipo Villar de Peralonso (MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974).

Está formado por un granito de dos micas, grano fino, no porfídico. Los únicos enclaves que contiene son de otros granitos y rocas del encajante y sus contactos, aunque netos, son fuertemente irregulares encontrándose a menudo brechas y megabrechas ígneas formadas por "stop-ping". En general, está poco deformado, excepto en zonas de cizalla norteadas en las que se desarrollan milonitas, y localmente puede presentar fuertes orientaciones fluidales de biotita.

Al microscopio es un granito de grano fino subequigranular con textura alotriomorfa y compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita como minerales principales y por apatito, circón y opacos como accesorios.

El cuarzo se presenta en granos pequeños irregulares frecuentemente con extinción ondulante y algún subgrano, pero nunca recrystalizado. Contiene algunas inclusiones de biotita.

El feldespato potásico se encuentra en cristales con morfologías anhedrales y con un tamaño algo mayor que el resto de los minerales, con la macla de la microclina y escasas inclusiones de cuarzo en gotas, plagioclasa y biotita. No se encuentra deformado.

La plagioclasa es menos abundante que el feldespato potásico y se encuentra en cristales subhedrales o anhedrales, con las maclas de albita y Carlsbad y muy pobre en inclusiones de biotita y cuarzo en gotas. Suele estar parcialmente sustituida por feldespato potásico y sufre fuertes procesos de moscovitización.

La moscovita es mucho más abundante que la biotita presentándose a menudo en cristales de gran tamaño, a veces subidiomorfos, asociados a biotita y muchas veces incluyéndola. La biotita es relativamente escasa y se encuentra en cristales pequeños, anhedrales o subhedrales, con inclusiones de circón y apatito.

Granito de Yecla

El granito de Yecla de Yeltes aflora en el borde Este - Noreste de la Hoja y se encuentra en dos macizos principales. El más importante es el de Yecla s.s. que aflora muy poco en esta Hoja pero se extiende ampliamente por la de Villavieja de Yeltes (476). El otro macizo, que denominamos de Peñas Negras, se encuentra al NO del anterior y se extiende entre Gema y el caserío de Villa Isabel, con una geometría alargada en dirección ENE-OSO y una superficie de unos 5 Km².

En esta Hoja, el macizo de Yecla está formado principalmente por diatexitas y anatexitas inhomogéneas, prácticamente concordantes con las migmatitas del núcleo del Antiforme de Lumbrales. El macizo de Peñas Negras, en cambio, está formado por un granito de dos micas de grano medio muy homogéneo, con todos sus contactos intrusivos y discordantes con el encajante. Hay que destacar en este macizo una facies leucogranítica de grano algo más fino que produce, precisamente, la alineación de relieves conocida como Peñas Negras (10a).

El macizo de Yecla está formado por un granito de grano fino a medio, tanto más inhomogéneo cuanto más cercano está a las migmatitas y muy rico en schlierens biotítico – sillima-

níticos, también son abundantes en algunas zonas los enclaves de rocas migmatíticas con los bordes parcialmente digeridos que dan al granito un aspecto nebulítico. Más hacia el Este y, en parte, hacia el Sur, como ocurre en el Puente de los Siete Ojos, el granito es más homogéneo, de grano ligeramente más fino, con aspecto sacaroide y presenta escasos enclaves surmicáceos (1-4 cm) y del encajante migmatítico (5-10 cm). Además de la foliación relativamente penetrativa que definen los schlierens y que es concordante con la fábrica de las migmatitas, en este granito se encuentran bandas subparalelas a la fábrica anterior en las que hay una fuerte orientación de micas e incluso una cierta fábrica de forma en el agregado cuarzofeldespático.

Este granito, al microscopio, presenta texturas alotriomorfas, inequigranulares de grano medio y, a veces, algo porfídicas definidas por la presencia, escasa, de fenocristales de feldespato potásico mal definidos de 1 a 2 cm. Está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita como minerales principales; en las facies diatexiticas también aparecen en cantidades importantes la cordierita y la sillimanita, mientras que en las facies anatexiticas son fases accesorias o inexistentes. Accesorios frecuentes son el apatito, el circón y minerales opacos.

El cuarzo se encuentra prácticamente siempre en agregados recrystalizados, en algunos casos definiendo texturas en mosaico y en otros, bordes lobulados e indentados y con extinción ondulante y subgranos. Puede tener pequeñas inclusiones de biotita xenomorfa.

El feldespato potásico se encuentra en cristales subhedrales, con las maclas de la microclina y Carlsbad y generalmente pertítico (en venas y parches). Las inclusiones de plagioclasa automorfa son escasas, no así las de cuarzo en gotas y de biotita; en algunos casos contiene pequeños granos de cordierita. También hay otro tipo de feldespato potásico anhedral, sin maclas y de pequeño tamaño que aparece con carácter intersticial en la matriz. Los fenómenos de mirmequitización son frecuentes y también suele estar afectado por albitizaciones irregulares no vermiculares. Las evidencias de deformación, tales como extinción ondulante, maclas mecánicas, microkinks y, a veces, poligonización, son muy frecuentes.

La plagioclasa aparece siempre en proporciones menores que el feldespato potásico y se encuentra en granos subidiomorfos a alotriomorfos, con la macla de la albita y muy raramente la de Carlsbad. Las inclusiones son escasas y sólo se encuentran biotitas y cuarzo en gotas. Son muy abundantes los recrecimientos en lóbulos mirmequíticos que invaden los granos de feldespato potásico adyacentes. En general, está poco deformada, encontrándose únicamente extinción ondulante que acompaña a una ligera flexión de las líneas de macla y en algunos casos, maclas mecánicas.

Las proporciones relativas de micas varían mucho, siendo la biotita predominante en las facies diatexiticas y la moscovita en las anatexiticas inhomogéneas y homogéneas. La orientación estadísticamente preferente de la biotita suele definir una foliación poco penetrativa que es subparalela a la fábrica de forma del agregado cuarzofeldespático. Por regla general, la biotita se encuentra en cristales individuales alotriomorfos, muchas veces asociados a sillimanita y cordierita, y con inclusiones escasas de circón y opacos, puede estar algo doblada y con extinción ondulante. La moscovita se encuentra en cristales de todas las formas y

tamaños y parece, en su mayor parte, reaccional, sobre todo a partir de la biotita a la que suele contener como inclusión, también se encuentra deformada, con flexiones y kinks, pero no se encuentra orientada.

La sillimanita fibrolítica se encuentra, en las facies diatexiticas, como agregados fibrosos asociados a la biotita o como inclusiones en la moscovita. La cordierita aparece sólo en las facies más nebulíticas, como granos grandes subidiomorfos dispersos en la matriz cuarzofeldespática.

La facies leucogranítica del macizo de Peñas Negras (10a) está formada por un leucogranito predominantemente moscovítico, de grano fino a medio, equigranular y muy homogéneo. La biotita, escasa y pequeña, suele encontrarse orientada en dirección E-O. No se encuentran enclaves.

Desde el punto de vista petrográfico se trata de un granito de dos micas predominantemente moscovítico, de grano fino a medio subequigranular con textura alotriomorfa. Está formado por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita como minerales esenciales y por apatito, circón, opacos y, muy esporádicamente, turmalina como accesorios.

El cuarzo forma agregados intersticiales formados por granos de tamaño fino con una gruesa textura en mosaico. Se encuentran algunas inclusiones de biotita y plagioclasa. Las evidencias de deformación como extinción ondulante, subgranos y migración de bordes de grano son escasas.

El feldespato potásico puede llegar a formar algún fenocristal subhedral de hasta 6 mm, con los bordes muy corroídos por albita y moscovita, maclados según Carlsbad y microclina y con abundantes inclusiones de cuarzo en gotas, plagioclasa, biotita y alguna moscovita (¿secundaria?); suelen tener perlitas en "film". Pero la mayor parte de este mineral se encuentra como granos pequeños anhedrales en disposición intersticial, con la macla de la microclina y prácticamente sin inclusiones (plagioclasa). Suele presentar débil extinción ondulante.

La plagioclasa es relativamente abundante y aparece siempre en granos de tamaño pequeño, anhedrales o subhedrales y con las maclas de albita y Carlsbad. No tiene inclusiones pero sí manchas de sustitución por feldespato potásico y moscovitas secundarias en posición reticular. Presenta indicios de deformación débil como suave extinción ondulante y maclas mecánicas.

La biotita es siempre de pequeño tamaño (0,2 a 0,5 mm), xenomorfa y con abundantes inclusiones de opacos y circón. Es frecuente que se encuentre cloritizada con formación de rutilo sagenítico y, en menor medida, moscovitizada.

La moscovita es muy abundante y se encuentra en cristales de todos los tamaños, hasta placas de 5 mm. Las morfologías van de anhedrales a subhedrales en los cristales más grandes. Las inclusiones son muy frecuentes, sobre todo de biotita, cuarzo, apatito y opacos. Parece en gran parte secundaria, puesto que corroe ampliamente al feldespato potásico, a la plagioclasa y a la biotita. Puede estar algo doblada y con extinción ondulante.

Granito de Barreras - Saldeana. (9)

Este granito aflora en el borde Norte-Noreste de la Hoja formando parte de un macizo que se extiende predominantemente por la Hoja de Vilvestre (449), recibiendo su nombre de dos de las localidades del Sur de la citada Hoja.

En esta Hoja, el granito de Barreras - Saldeana penetra en un sector semicircular con un lóbulo de expansión hacia el Sur, encajado en los metasedimentos de bajo y medio grado del CEG y compuesto por granitos de dos micas de color gris claro, de grano medio y grueso, a veces microporfídicos y que generalmente contienen turmalina. La biotita es subidiomorfa y se encuentra en cristales grandes de 5-6 mm con tendencia "ala de mosca", bastante orientada en general. Las moscovitas forman placas xenomorfas de hasta 6 mm, suelen tener inclusiones de biotita y se encuentran desorientadas.

En esta zona el granito es muy homogéneo en cuanto a facies, predominando la facies de grano grueso con textura inequigranular, a veces ligeramente porfídica. El lóbulo de expansión hacia el sur que muestra en esta Hoja está compuesto, en cambio, por una facies de grano medio equigranular, con la biotita xenomorfa de 2-4 mm poco o nada orientada, y con enclaves surmicáceos abundantes de 1-2 cm. Esta facies intruye a la anterior, a la que contiene como enclaves, no obstante los contactos entre ellas son muy graduales, realizándose el cambio en decenas de m.

Los contactos observados con el encajante son netos y discordantes en todas las ocasiones, si bien son relativamente frecuentes los filones de granito, también discordantes con la estructura del encajante, cercanos al contacto.

En ocasiones pueden encontrarse estructuras de flujo representadas por orientaciones de pequeños cristales de biotita o de fenocristales de plagioclasa cuando existen. Las direcciones, en general, son N130°E a N160°E, aunque en el contacto sur del granito estas tienden a ponerse E-O.

Ambas facies se encuentran claramente deformadas, apreciándose ligeros aplastamientos en el cuarzo y flexiones en las micas. Localmente, estos granitos están afectados por zonas de cizalla discretas de espesor decimétrico a métrico, de direcciones N100°E sinistras y N150°E dextras y subverticales, que parecen conjugadas.

Los únicos enclaves encontrados son de metasedimentos del encajante, de hasta 1 m de espesor que están parcialmente corneanizados.

Al microscopio, la facies común tiene textura de hipidiomorfa a alotriomorfa, de grano grueso, inequigranular, con tendencia porfídica de fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico. Está compuesta por cuarzo, plagioclasa (albita - oligoclasa ácida), feldespato potásico (microclina), moscovita y biotita. Como accesorios tiene circón, apatito, turmalina, rutilo, ilmenita, esfena y opacos. En algunas muestras cercanas al contacto con la facies sur pueden aparecer pequeños cristales de andalucita ligados a agregados biotíticos.

El cuarzo se encuentra en grandes cristales globosos o en agregados de 4-8 individuos, siempre con extinción ondulante, subgranos y cierta recristalización a nuevos granos con los bor-

des suturados. También existe abundante cuarzo en gotas incluido en el FK y, en menor medida, en la plagioclasa.

La plagioclasa aparece en fenocristales subhedrales o anhedrales de 5 a 15 mm y en pequeños cristales xenomorfos formando agregados con cuarzo y moscovita. siempre presenta la macla de la albita que a veces tiene características de macla de deformación. Las inclusiones, de cuarzo "drop" y biotita son escasas, pero suele presentar fuertes sustituciones por feldespato potásico, que se desarrollan desde el núcleo hacia los bordes y llegan a dar texturas pseudorapakivi. También son muy frecuentes las alteraciones a pequeños cristales de moscovita que se disponen según planos cristalográficos del feldespato. En general, presenta débil extinción ondulante pero algunos cristales tienen las líneas de macla dobladas y otros están poligonizados.

El feldespato potásico forma grandes cristales anhedrales con las maclas de Carlsbad y de la microclina, y también agregados intersticiales sin macla o sólo con la de la microclina. Las inclusiones son abundantes en los fenocristales, siendo las más comunes las de plagioclasa idiomorfa, a veces con borde albitico, de cuarzo goticular y de biotita. Como regla general corroe y sustituye a la plagioclasa y es corroído por el cuarzo. Los fenocristales son moderadamente peritéticos, con exoluciones tipo "film" y "vein" y las mirmequitas están ausentes. Tiene siempre extinción ondulante y puede presentar subgranos y poligonizaciones.

La biotita se encuentra siempre en proporciones menores que la moscovita y suele aparecer en cristales individuales grandes (3-6 mm), xenomorfos y muy transformados en moscovita. Las inclusiones de minerales accesorios primarios, circón y apatito, son muy abundantes, sobre todo en las caras (001). En general, están algo dobladas y muestran suave extinción ondulante.

La moscovita es muy abundante y aparece en cristales de todas las formas y tamaños. Los más grandes tienen hasta 7 mm y son xenomorfos y poiquilíticos, con numerosas inclusiones de cuarzo. En muchos casos se encuentra asociada a la biotita a la que sustituye parcial o casi totalmente permaneciendo los restos de biotita como inclusiones y heredando inclusiones de apatito y circón. También crece sobre la plagioclasa y frente al feldespato potásico suele desarrollar lóbulos simplectíticos de moscovita + cuarzo. En algún caso, la moscovita puede encontrarse en agregados radiados. Al igual que la biotita puede encontrarse doblada y con extinción ondulante.

Granito de Picones.(7)

En esta Hoja aflora en una extensión de unos pocos cientos de m² en el ángulo NE, pero se continúa por las tres Hojas adyacentes al citado ángulo, fundamentalmente por las de Vitigudino (450) y Vilvestre (449).

Está constituido por un granito de grano medio a grueso, sólo muy ocasionalmente porfidico con fenocristales de feldespato de 2-3 cm. El cuarzo se encuentra como agregados globosos de 3-5 mm aunque pueden aparecer algunos de hasta 1 cm; biotita y moscovita se

encuentran en proporciones similares, con un tamaño medio de unos 3 mm, aunque la moscovita llega a formar placas xenomorfas de más de 10 mm.

Es muy homogéneo en cuanto a facies y los enclaves son del encajante y muy escasos, limitándose su presencia a la zona cercana al contacto. Aflora en grandes bolos redondeados de tamaño métrico, produciendo pequeños berrocales que se presentan aislados entre áreas de fuerte alteración.

En esta zona el granito está afectado por la zona de cizalla de Moronta y la mayor parte de la roca presenta texturas protomiloníticas y estructuras S-C más o menos desarrolladas, con las superficies de cizalla en dirección E-O y subverticales. Fuera de las zonas de cizalla se encuentran débiles orientaciones de la biotita en direcciones de E-O a N100°E y verticales, por lo que es probable un emplazamiento tardi-D3.

Al microscopio, las rocas no milonitizadas, presentan texturas de hipidiomorfas a alotriomorfas, de grano grueso inequigranulares y microporfídicas. Los minerales esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Como accesorios aparecen sillimanita, apatito, circón y opacos y como secundarios sericita, moscovita y clorita.

El cuarzo se presenta en agregados de cristales anhedrales de tamaño muy variable, con pocas inclusiones pero muy variadas: opacos, circones, apatitos, moscovitas y feldespatos. En general presenta extinción ondulante y subgranos; los procesos de poligonización son abundantes en las inmediaciones de las zonas miloníticas.

El feldespato potásico (microclina) se encuentra como cristales subhedrales, generalmente aislados en la mesostasis, de 4-5 mm aunque pueden llegar a alcanzar los 8 mm proporcionando a la roca un carácter microporfídico. Tiene maclas de microclina y Carlsbad y son frecuentes las pertitas de los tipos "vein" y "film". Como inclusiones presenta cuarzo redondeado, plagioclasa idiomorfa, moscovita, biotita y apatito. También se encuentra otro feldespato potásico anhedral en la mesostasis sin maclas y con un aspecto característico de "lunares" debido a manchas claras en la tincción que pueden estar relacionadas con variaciones composicionales.

La plagioclasa se encuentra en cristales aislados o en agregados de 2-4 individuos dispuestos en sinneusis o no, con formas anhedrales o subhedrales y con la macla de la albita. Su composición es siempre de albita casi pura, con contenidos en anortita siempre menores del 10 % siendo lo más frecuente de 0 - 5 %. Presenta inclusiones de cuarzo que puede formar pequeñas mirmequitas, otras plagioclasas idiomorfas, biotita y apatito. Las sustituciones por feldespato potásico y moscovita son relativamente escasas.

La biotita se encuentra en cristales aislados aunque también puede aparecer en agregados de 2-4 individuos con un tamaño muy variable. Presenta un pleocroismo de marrón rojizo a castaño claro. En las secciones básales son frecuentes las inclusiones de opacos, apatito y circón, estos últimos con desarrollo de halos pleocroicos. La alteración a clorita es muy escasa pero son muy frecuentes las sustituciones por moscovita, que suele crecer en continuidad cristalográfica.

La moscovita se encuentra en proporciones iguales o mayores que la biotita, en cristales de forma y tamaño muy variables, normalmente anhedrales pero que en algunos casos llegan a presentar secciones romboidales. Muchas veces son poiquilíticas, con numerosas inclusiones de cuarzo, mineral con el que puede presentar intercrecimientos simplectíticos en los bordes de los cristales. Cuando sustituye a biotitas suele heredar las inclusiones de apatito, circón y opacos. Los cristales mayores suelen tener inclusiones de sillimanita, bien como pequeños prismas o como fibrolita.

El mineral accesorio más característico es el apatito, que se presenta en pequeños cristales idiomorfos (secciones exagonales o prismas aciculares) o como cristales redondeados de gran tamaño y con inclusiones de circón. La sillimanita sólo se encuentra incluida en moscovita. Llama la atención la ausencia de grandes circones, como ocurre en otros granitos, en donde se encuentran incluidos en casi todos los minerales.

3.1.4. Granitoides tardicinemáticos

3.1.4.1. *Granitoides biotíticos (11, 11a, 12, 13)*

Aparece en el sur de la Hoja un sector de estos granitoides que constituye parte de su borde norte. Sus afloramientos tienen diferentes características a uno y otro lado de la carretera de Ciudad Rodrigo a Vitigudino: al oeste se trata de extensos berrocales en los que siempre se pueden apreciar todas las peculiaridades y estructuras de las diferentes rocas, así como los contactos entre ellas, mientras que al este, zona de relieve mucho más plano, existe un gran desarrollo de suelos de alteración, lo que da lugar a que los afloramientos sean discontinuos y muchas veces las rocas sólo puedan ser observadas en el fondo de los arroyos.

Se establecen en él dos unidades principales:

- a) **Macizo Granodiorítico de Bañobárez:** es la unidad que tiene mayor superficie de afloramientos. Tiene forma alargada según una banda de dirección E-O que discurre por el sur de la Hoja, y que se curva hacia el SO en las Hojas de Villavieja de Yeltes y La Fuente de San Esteban, para adaptarse a la rama S de la Cuarcita Armoricana del sinclinal de Tamames-Ahigal de los Aceiteros; intruye en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico con contactos netos verticales o buzantes unos 70° al norte, constituidos por una sucesión de tramos que a rasgos generales se pueden considerar rectilíneos localmente retocados por fracturas tardías de direcciones próximas a N20°E - N40°E. En los alrededores de San Felices de Los Gallegos, este contacto es bastante complicado en cuanto a su cartografía, ya que es muy elevado el número de enclaves metasedimentarios decamétricos y hectométricos que se encuentran en sus proximidades, y también a causa de las numerosas y estrechas inyecciones de los materiales granodioríticos sobre los metasedimentos. Para darle una mayor simplicidad al mapa geológico se ha optado por cartografiar exclusivamente aquellos enclaves de mayor tamaño y obviar los de menores dimensiones. A lo largo de todo el contacto nunca se ha observado ningún tipo de deformación que pudiese estar relacionada con el emplazamiento. Se han cartografiado dentro de este macizo dos tipos de rocas denominadas: Granodiorita de Bañobárez y Facies tonalítica - granodiorítica.

b) **Macizo de Villar de Ciervo:** ocupa el resto de los afloramientos, limitándose a un pequeño sector situado en la esquina SE de la Hoja, que constituye un pasillo estrecho, de dirección N40°E, a través del cual se unen los macizos de Villar de Ciervo y Villavieja de Yeltes. Su contacto con la Granodiorita de Bañobárez es neto y rectilíneo, y parece estar controlado por una fractura. Lo constituyen tres tipos de rocas diferenciadas como granito biotítico de grano grueso a intermedio, que es la facies mayoritaria, facies leucograníticas cupuliformes y diques porfídicos ácidos.

3.1.4.1.1. Macizo granodiorítico de Bañobárez

Granodiorita de Bañobárez.(11)

Macroscópicamente, lo primero que llama la atención al ver esta roca es la cantidad y tamaño de los megacristales de feldespato potásico que contiene: su tamaño habitual oscila entre 7 cm y 10 cm, y su anchura está próxima a 3 cm; normalmente tienen gran cantidad de inclusiones de biotita con disposición Frasl. Estos cristales destacan mucho sobre la matriz, que es grisácea y muy grosera; la biotita está regularmente distribuida y es el componente de la matriz que tiene un menor tamaño; los cristales de cuarzo llegan a medir 1,5 cm; la ausencia de moscovita es norma general.

Es, pues, una roca de estructura porfídica muy marcada, cuya matriz es inequigranular y de tamaño de grano grueso a muy grueso. Los diferentes aspectos que pueda presentar se deben a la variación en la densidad de los megacristales, aunque su tamaño casi no varíe, y a las ligeras variaciones en el tamaño de grano de la matriz.

Los megacristales de feldespato potásico suelen estar orientados según dos direcciones principales: N120°E a E-O, y N-S a N40°E.

Existen dos sistemas de diaclasas principales de direcciones aproximadas N-S y E-O. Las primeras son verticales, mientras que las del segundo grupo suelen buzarse al S y con frecuencia están rellenas por pequeños diquecillos aplíticos, pegmatíticos o de cuarzo.

La presencia de enclaves es otra de las características generales de esta roca. Los xenolitos corresponden a materiales que provienen del encajante directo y a tipos leucograníticos o leucogneisicos. Los primeros pueden llegar a tener dimensiones hectométricas pero también son comunes con dimensiones decimétricas o centimétricas; tienen formas angulosas y más o menos rectangulares, suelen consistir en esquistos biotíticos poco o nada digeridos por la granodiorita, en los que se reconocen las estructuras sedimentarias originales. Los enclaves leucograníticos son mucho menos frecuentes que los anteriores; tienen formas alargadas o redondeadas, su tamaño es decimétrico, y corresponden a granitos de grano fino fundamentalmente moscovíticos que están deformados.

Los enclaves microgranudos están relacionados con la facies tonalítica de este mismo macizo por lo que su descripción se hará en el apartado correspondiente.

Se caracteriza por ser una roca de marcada textura porfídica debido al desarrollo de fenocristales y megacristales de feldespato potásico que muy frecuentemente superan 1 ó 2 cm de longitud en lámina delgada; en ocasiones también las plagioclasas desarrollan fenocristales pero de tamaño muy inferior a los de feldespato potásico. La textura de la mesostasis varía de hipidiomórfica a alotriomórfica heterogranular y es de grano grueso. En cuanto a su clasificación modal, la mesostasis es de composición claramente granodiorítica, aunque el porcentaje y tamaño de los megacristales de feldespato potásico eleva la tasa feldespática haciendo derivar su composición hacia el campo composicional de las adamellititas.

Los constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; los accesorios más frecuentes son apatito, opacos, circón, rutilo, xenotima y quizás monacita. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios contiene sericita, moscovita, clorita, albita, ilmenita, rutilo, esfena, fluorita, zoisita-clinozoisita y carbonatos.

El feldespato potásico se concentra principalmente constituyendo megacristales, y en la mesostasis es poco abundante. Los megacristales muestran hábitos subhedrales, suelen estar maclados según la ley de Carlsbad y son pertíticos. Las pertitas más frecuentes corresponden a los tipos "string, band or ribbon and patch" según la clasificación de ALLING (en SPRY, 1969) o bien presentan morfologías más irregulares. Salvo algunas pertitas de exolución ("string") se trata fundamentalmente de pertitas originadas por sustitución durante procesos de albitización tardi- o postmagmáticos. Algunos cristales pueden presentar la macla de la microclina parcial o totalmente desarrollada, y extinciones anómalas.

Engloba inclusiones de biotita, plagioclasa y feldespato potásico de menor tamaño, las cuales pueden mostrar disposición zonal (inclusiones Frasl), y cuya abundancia determina que en muchos casos adquieran una textura poiquilítica. Además, pueden englobar porciones de mesostasis, por lo que parece que su desarrollo haya tenido lugar en más de una etapa de crecimiento. También son muy frecuentes las inclusiones de cuarzo, parte de las cuales están originadas por procesos de corrosión en etapas postmagmáticas, aunque no se puede descartar que algunos cuarzos de morfologías alargadas, a veces asociados a los bordes de inclusiones de biotita y plagioclasa, representen una cristalización precoz del cuarzo a partir de gotas de magma residual atrapadas en el feldespato potásico, tal y como describe SCHERMERHORN (1956).

También aparece como pequeños cristales de hábitos anhedrales o con carácter intersticial en la mesostasis. Estos cristales son poco pertíticos, no suelen estar maclados y son pobres en inclusiones.

Por otra parte, parece tener un cierto crecimiento blástico en etapas postmagmáticas, durante las cuales crece a partir de los fenocristales provocando una pérdida de su hábito original más idiomorfo, y sustituye parcialmente a las plagioclasas según pequeñas manchas irregulares a modo de antipertitas. También aparece asociado con otros productos de alteración de plagioclasa.

Las plagioclasas suelen aparecer como agregados de cristales subhedrales y, en algún caso, como fenocristales que destacan ligeramente en tamaño frente al resto de los componentes

de la matriz. Están macladas y zonadas de manera continua, oscilante múltiple o a parches ("patchy zoning" de VANCE, 1965). Su composición oscila entre albita y oligoclasa (An₀₋₃₀) en el límite con andesina ácida. Engloban inclusiones de biotita, plagioclasas de menor tamaño, opacos y apatitos de hábitos prismáticos a veces muy alargados.

La alteración es muy variable en intensidad de unos cristales a otros, pueden estar sericitizadas, originándose agregados de sericita-moscovita o cristales de moscovita con disposiciones orientadas; en otros casos están saussuritizadas dando como productos de alteración mezclas de filosilicatos, feldespatos potásico, zoisita-clinozoisita y carbonatos.

Además son frecuentes cristales anhedrales de fluorita, mineral de cristalización tardía relacionado muy probablemente con los procesos de alteración (SCHERMERHORN, 1956).

Otro tipo de plagioclasa presente corresponde a albita secundaria originada por procesos de albitización postmagmática (CORRETGE y MARTÍNEZ, 1975) en la que, además de la albita originada por procesos de peritización por sustitución antes descritos, se distingue: 1) albita mirmequítica, originada en el contacto entre feldespatos potásico y plagioclasa; esta albita se desarrolla en los bordes de las plagioclasas primarias con morfologías lobuladas que provocan la pérdida del hábito original más idiomorfo de la plagioclasa y corrosión sobre el feldespato potásico; y 2) albita intergranular, monocristalina y más frecuentemente policristalina originada principalmente en el contacto entre feldespatos potásicos o entre feldespato potásico y plagioclasa.

El cuarzo se encuentra principalmente en agregados de tamaño variable pero que suelen destacar frente al resto de los componentes de la mesostasis; también se encuentra como pequeños cristales de carácter intersticial. Muestra extinciones ondulantes y fenómenos de poligonización de intensidad variable los cuales provocan en algunos casos la formación de subgranos en los agregados más deformados. Engloba biotitas, plagioclasas, apatito y rutilos aciculares.

En etapas postmagmáticas existe una recristalización del cuarzo durante la cual corroe sobre todo al feldespato potásico y plagioclasas, en donde aparece como inclusiones que muestran extinción común entre ellas y con el cuarzo externo adyacente. Además otro cuarzo de cristalización tardía sería el cuarzo de mirmequitas desarrollado en la albita postmagmática.

La biotita, aunque aparece en cristales aislados, forma frecuentemente agregados de varios cristales. Es subhedral o anhedral, muy pleocroica (Ng, Nm: castaño muy oscuro y Np: amarillo) y rica en inclusiones de apatito, opacos, circón y quizás otros minerales radiactivos como xenotima y monacita. Está muy poco alterada: la cloritización suele ser parcial, según las trazas de exfoliación, originando como consecuencia rutilo sagenítico, ilmenita y esfena; además se encuentra parcialmente moscovitizada, apareciendo en este proceso moscovita en continuidad cristalográfica o no con la biotita, e ilmenita con morfologías frecuentemente muy alargadas que pueden formar intercrecimientos de tipo simplectítico con la moscovita.

La moscovita es escasa y de origen tardío o secundario. Además de la moscovita originada a partir de biotita, creciendo en ocasiones a modo de apófisis dactilíticas en sus bordes, y en

los procesos de alteración de las plagioclasas, existen algunos cristales de moscovita blástica o histerógena que crecen principalmente a expensas del feldespato potásico.

Entre los accesorios, el apatito presenta formas hexagonales, redondeadas o prismáticas de hábito corto incluido en biotita, hábitos prismáticos con elevadas relaciones longitud/anchura cuando está incluido en plagioclasa, mientras que cuando está englobado en cuarzo y albita postmagmática suele desarrollar hábitos aciculares. El circón puede ser redondeado pero predominan los cristales bipiramidales con zonados concéntricos; junto con otros minerales como xenotima y monacita, está mayoritariamente incluido en las biotitas. Los opacos son anhedrales y como los anteriores están asociados en gran medida a la biotita. El rutilo aparece con formas aciculares incluido principalmente en el cuarzo.

En cuanto a los minerales tardíos o secundarios, ya que han sido descritos en cada tipo de alteración sólo queda por mencionar que los carbonatos, además de aparecer como producto de alteración de las plagioclasas, se encuentran rellenando pequeñas fracturas o fisuras en la roca.

Facies tonalítica - granodiorítica.(11a)

Con este nombre se engloba un grupo de rocas de composición entre tonalítica y granodiorítica que están íntimamente relacionadas entre sí y con la granodiorita de Bañobárez, y que representan una importante extensión volumétrica en el Macizo granodiorítico de Bañobárez. Afloran siempre dentro de esta última como enclaves de diferentes formas y dimensiones: pueden estar aislados o formar enjambres con aspecto brechoide en los que suele haber unos enclaves de mayor tamaño (decamétricos) y otros más pequeños a su alrededor (métricos o decimétricos), que se van diseminando progresivamente en la granodiorita y adquieren el tamaño de típicos enclaves. Se ha optado por representar en la cartografía las zonas donde su abundancia es mayor poniendo una trama indicativa sobre la Granodiorita de Bañobárez. Ocasionalmente también afloran como pequeños enclaves en la facies común del Macizo de Villar de Ciervo.

El contacto con la Granodiorita de Bañobárez puede ser neto o gradual, incluso en un mismo enclave. En el primer caso no se han observado bordes de enfriamiento. En el segundo caso, el tránsito suele hacerse en unos pocos centímetros.

Las formas que presentan son redondeadas, semejando muchas veces "pillows", con contornos frecuentemente lobulados y convexos hacia la granodiorita, también existen terminaciones adelgazadas, más frecuentes cuando los enclaves son de menor tamaño.

En el caso de grandes enjambres, la matriz que hay entre ellos es más máfica que la granodiorita normal, y sucede lo mismo con las venillas irregulares de ésta que penetran en los enclaves. De la misma manera es frecuente ver que en zonas aledañas en la granodiorita se producen concentraciones de megacristales de feldespato potásico. Es decir, se produce una redistribución del material entre las dos facies (Granodiorita de Bañobárez y enclaves tonalíticos), lo cual origina la aparición de zonas de composición híbrida.

Texturalmente son rocas muy heterogéneas que llegan a presentar grandes variaciones dentro de un mismo afloramiento. Un extremo está representado por típicas tonalitas de color gris oscuro y grano muy fino, mientras que el otro corresponde a granodioritas porfídicas con fenocristales grandes de feldespato potásico (similares a los de la GB y casi siempre con texturas de corrosión o reacción), de cuarzo (rodeados a veces de coronas de máficos), de biotita y de plagioclasa (estos dos últimos más pequeños), en una matriz de grano fino, de mineralogía similar en la que puede faltar el feldespato potásico, muy raramente, se han observado prismas de cordierita (pinnitizada) de pequeño tamaño. Todos estos fenocristales son considerados xenocristales, pues son fases minerales pertenecientes a la GB que han entrado a formar parte de la facies tonalítica. Entre estos dos extremos hay toda una gama de estados intermedios cuya composición variará en función del grado de hibridación que haya habido entre las dos facies. Dentro de un mismo enclave pueden existir zonas tonalíticas y zonas más granodioríticas con una distribución totalmente irregular, así como otros enclaves menores (dobles enclaves) de tipo tonalítico y de tamaño de grano más fino.

La foliación definida en la Granodiorita de Bañobárez por la alineación de cristales de feldespato potásico es la misma que la definida de manera similar en los enclaves tonalíticos (granodioríticos) más porfídicos. Ello indica que ambos, cristalizaron durante un mismo periodo de enfriamiento.

Las relaciones existentes entre la facies tonalítica - granodiorítica y la Granodiorita de Bañobárez implican necesariamente la existencia de algún mecanismo que haya sido capaz de originar la hibridación entre ambos tipos de rocas. Las estructuras descritas anteriormente, tanto macroscópicas como microscópicas, son similares a las que diversos autores (VERNON, 1983; VERNON *et al.*, 1988; FURMAN y SPERA, 1987; FROST y MAHOOD, 1987; LINDBERG y EKLUND, 1988; CASTRO *et al.*, 1990; CASTRO, 1990; DORAIS *et al.*, 1990) consideran como evidencias de mezcla de magmas. La facies tonalítica habría sido incorporada a la granodiorita como burbujas o glóbulos de magma no habiéndose podido llegar a una homogeneización total de ambos magmas debido al contraste de sus viscosidades ("magma mingling"), pero sí habiéndose producido diversos grados de hibridación.

Si bien la granodiorita de Bañobárez engloba enclaves correspondientes a xenolitos de materiales metasedimentarios (paragneises y esquistos), enclaves de tipo surmicáceos muy ricos en biotita y enclaves leucogneisicos o de granitos más o menos leucocráticos, para la realización de este informe se ha considerado el estudio de los enclaves cogenéticos con la granodiorita, dada su abundancia e importancia petrogenética en el establecimiento de la génesis y evolución de magmas calcoalcalinos.

Los enclaves cogenéticos con la granodiorita, correspondientes a los denominados enclaves microgranudos según la terminología de DIDIER (1973), muestran una composición modal variable entre los campos de las dioritas, tonalitas, cuarzomonzodioritas y microgranodioritas biotíticas. La textura suele ser hipidiomórfica, generalmente de carácter microporfídico, pudiendo aplicarse también en algún caso el término de textura dolerítica, en el sentido amplio utilizado por DIDIER (1973), para enclaves microgranudos. En ocasiones, los enclaves contienen a su vez enclaves milimétricos de composición diorítica muy ricos en biotita.

Si bien la variedad petrográfica de estas rocas puede ser en parte de origen primario, es decir, previa al momento de ser englobadas por la granodiorita, existen evidencias de que, en alguna medida, el espectro composicional que muestran está provocado por la existencia de procesos de mezcla o hibridación de diferente intensidad entre los enclaves y la granodiorita encajante. Asimismo, aunque los enclaves desarrollen microfenocristales, parte de ellos presentan características (citadas en la siguiente descripción) que permiten considerarlos como xenocristales, por lo que sus texturas de carácter porfídico pueden estar provocadas o intensificadas por los mismos procesos de hibridación o mezcla antes citados.

Sus componentes principales son plagioclasa, biotita, cuarzo y, en las microgranodioritas, feldespato potásico. Como accesorios contienen opacos, apatito y circón principalmente. Los minerales de alteración secundaria son clorita, esfena, ilmenita, sericita-moscovita.

La mesostasis está constituida por plagioclasas, cuarzo y biotita en los términos dioríticos-tonalíticos, y feldespato potásico en los microgranodioríticos o de afinidad monzonítica. Los microfenocristales son principalmente de plagioclasa y cuarzo, mientras que los de feldespato potásico, aunque de tamaño muy superior a los anteriores, son más escasos.

Las plagioclasas suelen ser subautomorfas, están escasamente alteradas y cuando aparecen como constituyente de la mesostasis, muestran principalmente zonados composicionales continuos, mientras que en los fenocristales predominan los zonados oscilantes o a parches. Su composición es principalmente oligoclasa-andesina (An_{25-40}). Los cristales de la matriz son pobres en inclusiones, mientras que los fenocristales presentan algunos aspectos a destacar respecto al contenido en inclusiones: tienen núcleos exentos de ellas o engloban algún cristal de biotita, pero por el contrario es frecuente que parte de los cristales tengan una zona externa marcada por un anillo de diferente composición o por un rosario de diminutas inclusiones de cuarzo redondeado, y es muy rica en inclusiones de biotita y apatito, en general las biotitas englobadas en la zona externa son de menor tamaño que las que ocasionalmente engloban en los núcleos.

La biotita es de muy pequeño tamaño y, a diferencia de las contenidas en la granodiorita encajante, suelen englobar únicamente opacos. Existen algunos cristales que destacan en tamaño frente al resto de los componentes de la mesostasis constituyendo microfenocristales; en este caso son más ricas en inclusiones de apatito, circón y en halos pleocroicos, es decir, de características más próximas a las contenidas en la granodiorita. Está muy poco alterada a clorita \pm ilmenita, esfena, y escasas cantidades de feldespato potásico.

El cuarzo aparece como cristales anhedrales, pero más frecuentemente desarrolla grandes placas poiquilíticas que engloban a la biotita y plagioclasas de la matriz. Puede ser rico en inclusiones de rutilo acicular y, al igual que las plagioclasas de la mesostasis, en apatitos que suelen mostrar hábitos prismáticos muy largos, los cuales son interpretados por diversos autores como indicativos de cristalización rápida.

Además, aparece como fenocristales redondeados que, como ocurría con las plagioclasas, tienen núcleos exentos de inclusiones y zonas externas poiquilíticas y anhedrales en donde engloba abundantes cristales de biotita y apatitos, en ocasiones se observa un límite neto entre ambas zonas.

Los megacrystales de feldespato potásico presentan las mismas características que los descritos en la granodiorita. A partir de ellos se desarrollan cristales poiquilíticos anhedrales que destacan en tamaño en la roca y engloban biotita, plagioclasa y apatitos aciculares; como ocurría con el cuarzo es frecuente que parte de los cristales muestren un núcleo de contorno circular exento de inclusiones y una zona externa poiquilítica, existiendo un límite neto entre ambas. Estos cristales se encuentran en la periferia de los fenocristales o dispersos en la roca. En las variedades tonalíticas, y en mayor porcentaje en las microgranodioríticas, se encuentra también como cristales anhedrales del mismo tamaño que el resto de los componentes de la mesostasis, dispersos en ella.

Entre los minerales accesorios, además de opacos anhedrales y circones a veces zonados y bipiramidales, destaca por su abundancia el apatito que está incluido, al contrario que en la granodiorita, en la fracción leucocrática de la roca, y muestra elevadas relaciones longitud/anchura. La abundancia y hábito que muestra el apatito es indicativo de una cristalización rápida (VERNON, 1983, entre otros).

3.1.4.1.2. Macizo de Villar del Ciervo

Granito biotítico porfídico de grano grueso e intermedio (facies mayoritaria) (12)

Macroscópicamente es una roca de color gris claro, porfídica, con biotita bastante más abundante que moscovita, y con una matriz inequigranular cuyo tamaño de grano varía entre medio y grueso.

Su textura porfídica viene determinada por la presencia de megacrystales de feldespato potásico cuyos tamaños varían entre 2 cm y 6 cm, aunque por lo general lo hacen entre 2 cm y 4 cm; son idiomorfos a subidiomorfos, pero su morfología es diferente de la de los que forman parte de la Granodiorita de Bañobárez, pues éstos son menores y más estilizados; son normales las maclas de Carlsbad y la presencia de pequeñas inclusiones de otros minerales formando estructuras "Frasl" poco marcadas.

El cuarzo y el feldespato potásico son los minerales de mayor tamaño de los que forman la matriz: pueden llegar a tener 1 cm de diámetro. La plagioclasa forma cristales de diferentes tamaños, pero por lo regular idiomorfos a subidiomorfos. La biotita, entre 1 mm y 4 mm, suele ser subidiomorfa y formar pequeñas concentraciones de cristales. La moscovita, el mineral de menor tamaño, está presente en casi todas las muestras, pero nunca es muy abundante.

Como es habitual en este tipo de granitos, existen variaciones en la densidad y tamaño de los megacrystales de unos lugares a otros, lo que unido a las ya citadas en el tamaño de grano de la matriz, da lugar a que esta roca no sea siempre homogénea. Estas variaciones se producen de forma gradual en distancias métricas o decamétricas, así es posible ver acumulaciones locales de megacrystales de feldespato potásico en zonas en donde su presencia no es muy abundante. También pueden producirse variaciones hacia un menor tamaño de grano en zonas próximas a los contactos con la facies de grano fino, aunque ese contacto

sea neto. Este hecho es patente en la zona que circunda el granito de Camporredondo donde, además de tener una matriz de grano más fino y ser los megacristales de menor tamaño, son muy abundantes las cavidades miarolíticas con turmalina y moscovita.

Los megacristales de feldespato potásico definen una foliación muy constante, a causa de su orientación preferente, de dirección comprendida entre N-S y N40°E.

Los principales sistemas de diaclasas tienen direcciones de N-S a N20°E y E-O a N110°E, pero existen también en algunas zonas direcciones próximas a N150°E.

Además de los enclaves de rocas encajantes son relativamente frecuentes los enclaves surmicáceos de pequeño tamaño (5 cm), y otros porfídicos constituidos por fenocristales pequeños de feldespato potásico y cuarzos redondeados en una matriz de grano medio a fino de composición adamellitica y bastante rica en biotita, que son considerados como autoenclaves.

Otros aspectos macroscópicos a destacar son: la presencia, no muy abundante, de cavidades miarolíticas con turmalina y moscovita; la existencia, tampoco muy frecuente, de zonas en las que se reconocen estructuras de flujo tales como schlierens biotíticos y bandas holofeldespáticas asociadas a ellos.

La textura de esta roca varía de alotriomorfa a hipidiomorfa, inequigranular y es de tendencia porfídica más o menos acusada debido al desarrollo de fenocristales y megacristales de feldespato potásico, que destacan en tamaño frente a los componentes de la mesostasis, en ocasiones también las plagioclasas muestran tendencia a formar fenocristales, pero siempre de menor tamaño que los anteriores.

Las principales variaciones observadas en esta roca radican en el diferente grado de porfirdismo (variaciones en el porcentaje y tamaño de los megacristales de feldespato potásico), así como en las diferencias en los porcentajes relativos de los constituyentes mayoritarios, y en la relación biotita/moscovita.

Son minerales esenciales cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; accesorios, andalucita, sillimanita (generalmente fibrolita), cordierita, apatito, opacos, rutilo, circón, y otros minerales radiactivos no identificados. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios se encuentran sericita, moscovita, clorita, rutilo, esfena, leucoxeno, epidotas, feldespato potásico, óxidos de hierro, carbonatos, topacio, fluorita y turmalina.

El feldespato potásico se presenta en la mesostasis como cristales o agregados de hábitos generalmente anhedrales que suelen presentar maclas de Carlsbad y microclina, y son escasamente o nada pertíticos y pobres en inclusiones; más raramente puede tener carácter intersticial.

Pero la mayor parte de este mineral se encuentra constituyendo los feno- o megacristales, que son de tamaño variable y tendencia seriada llegando a alcanzar fácilmente los 5 cm de longitud. Son cristales de hábitos subhedrales maclados casi siempre según la ley de Carlsbad, y que pueden mostrar, o no, la macla de la microclina afectando parcial o total-

mente al cristal. Al contrario que los cristales de la matriz, son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita, feldespato potásico de menor tamaño y, sobre todo, plagioclasas, las cuales suelen mostrar una disposición orientada (estructuras Frasl). La abundancia de inclusiones hace que en muchos casos los cristales presenten un carácter marcadamente poiquilitico. Por otro lado, algunos cristales parecen haber tenido más de un episodio de crecimiento que se ponen de manifiesto por el reconocimiento de antiguos bordes más o menos netos que pueden estar marcados por inclusiones. Suelen ser cristales muy pertíticos, y no es raro que se desarrolle más de un sistema de pertitas; morfológicamente pueden considerarse como "film pertite" y "vein pertite" correspondientes principalmente a los tipos "string, band or ribbon, braid, interpenetrant, flame" y pertitas de tipo "patch", según la clasificación de ALLING (SPRY, 1969). Así pues, aunque existen algunas pertitas de exolución ("string") son en su mayoría pertitas de sustitución debidas a procesos de albitización postmagmática.

Por último, el feldespato potásico tiene un cierto crecimiento blástico en etapas tardi- o postmagmáticas y sustituye o reemplaza parcialmente a las plagioclasas, a la vez que pequeñas cantidades de origen secundario se forman en los procesos de cloritización de las biotitas y se sitúan a lo largo de los planos (001) de éstas.

La plagioclasa puede encontrarse en cristales aislados y, más frecuentemente, en agregados con hábitos subhedrales o anhedrales; en algunos casos constituye fenocristales que destacan ligeramente sobre la matriz; suelen estar maclados según las leyes de la albita, albita-Carlsbad y periclina, y presentan zonados composicionales continuos u oscilantes y, en algunos casos, zonados irregulares o a parches, "patchy zoning" de VANCE (1965), afectando a los núcleos de los cristales.

Los cristales no zonados presentan una composición predominantemente albitica con $An < 10\%$, mientras que los cristales zonados tienen núcleos de oligoclasa ácida An_{14-12} y bordes albiticos An_4 (CARNICERO, 1980; CARNICERO *et al.*, 1987), aunque estos autores dan un contenido de An_{31} en el núcleo de un cristal zonado. Estas plagioclasas de composición predominantemente albitica o albita-oligoclasa ácida son consideradas por algunos autores (TUTTLE y BOWEN, 1958) como originadas por desmezcla y no como un producto de cristalización magmática, pero de acuerdo con CORRETGE y MARTÍNEZ (1975) las consideraremos de origen primario dado que la albita aparece incluida y corroída por el feldespato potásico, lo que descartaría una desmezcla feldespática.

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

La alteración es poco intensa y casi siempre parcial, y afecta principalmente al núcleo de los cristales. Se forman como consecuencia de ella agregados de sericita-moscovita, minerales arcillosos, pequeñas cantidades de epidota (zoisita-clinozoisita) y, más raramente, carbonatos. Es común la existencia de fluorita anhedral, mineral de cristalización tardía o secundaria relacionada muy probablemente con el proceso de sericitización (SCHERMERHORN, 1956).

Otro tipo de plagioclasa presente corresponde a albita secundaria desarrollada en procesos de albitización postmagmática: además de la albita originada en los procesos de peritización por sustitución antes descritos se incluirían 1) albita mirmequítica originada en los contactos plagioclasa - feldespato potásico y, 2) albita intergranular monocristalina y policristalina, a veces débilmente mirmequítica, desarrollada principalmente en la interfase feldespato potásico - feldespato potásico, tal y como describen CORRETGE y MARTÍNEZ (1975) dentro de los procesos de albitización secundaria o postmagmática. En el primer caso no se puede hablar exactamente de una albitización mirmequítica, ya que aunque existe una acción blástica de la plagioclasa sobre el feldespato potásico adquiriendo la primera una cierta morfología lobulada, el desarrollo de mirmequitas es bastante escaso. De todas formas esta pobreza de cuarzo mirmequítico podría explicarse por el escaso contenido en Ca de las plagioclasas, dada la relación directa existente entre su contenido en Ca y la riqueza en bastoncitos de cuarzo (WIDENFALK, 1969). El segundo caso de albitización está mejor desarrollado siendo frecuente que la albita intergranular forme orlas continuas en los contactos entre feldespatos potásicos. Aunque es poco frecuente, en el proceso de albitización puede originarse albita de cierta tendencia coalescente como la descrita por CORRETGE y MARTÍNEZ (1975).

El cuarzo aparece también con diferentes formas y significado. El mayor porcentaje en la roca se encuentra como agregados de cristales anhedrales que fácilmente alcanzan o superan el centímetro (3-10 mm) y engloban los minerales previamente cristalizados. Estos agregados suelen tener formas externas globosas y los contactos entre granos suelen ser suturados. Muestran señales de deformación tales como extinción ondulante y poligonización más o menos acusada. Algunos cristales son ricos en agujas de rutilo. Más raramente, el cuarzo se encuentra rellenando intersticios en la roca.

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

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

La biotita se encuentra principalmente como cristales aislados y más raramente forma agregados de dos o tres cristales. Presenta normalmente tamaños inferiores a 3 mm y es de hábi-

to subhedral o anhedral (más frecuente en las secciones basales) y muy pleocroica (Ng, Nm, amarillo rojizo o castaño muy oscuro, y Np, amarillo claro).

Tiene abundantes inclusiones de apatito, opacos, circón y otros minerales radiactivos no identificados que le proporcionan una extraordinaria riqueza en halos pleocroicos.

La alteración es variable en cualidad e intensidad de unos cristales a otros. Puede estar parcialmente sustituida por moscovita, que crece en muchos casos en continuidad cristalográfica con ella; esta transformación suele ir acompañada de la formación de ilmenita. El otro proceso de alteración es la cloritización, parcial o total, según las trazas de exfoliación; los productos de alteración más frecuentes que acompañan a la clorita son rutilo sagenítico, esfena, epidotas, rutilo granular \pm leucoxeno, feldespato potásico y fluorita.

La moscovita se encuentra en cantidades variables de unas muestras a otras y puede llegar a superar en proporción a la biotita; su tamaño es próximo al de este último mineral aunque normalmente pueda ser algo superior. Suele estar asociada a la biotita en cristales de hábito subhedral o blástico aunque este hábito es más marcado cuando aparece en cristales aislados que crecen preferentemente sobre el feldespato potásico.

Se trata de un mineral de cristalización tardía, moscovita histerógena, que se desarrolla principalmente a expensas de feldespato potásico, de las plagioclasas, de la biotita y de la andalucita en etapas postmagmáticas.

Los cristales blásticos suelen presentar intercrecimientos con cuarzo (cuarzo VI), de tipo simplectítico en los bordes, y desarrollar apófisis dactilíticas sobre el feldespato potásico a veces acompañadas de sillimanita. Por otra parte, es común que las moscovitas blásticas engloben restos de andalucitas y agregados de pequeños prismas de sillimanita o de fibrolita, lo que evidencia el origen secundario de la moscovita.

Por último, la moscovita aparece acompañada de clorita y cuarzo constituyendo un producto de la desestabilización total de la cordierita, cuyas formas recuerdan estos agregados.

Los silicatos de aluminio se encuentran siempre en pequeñas cantidades, pero su presencia es muy constante. La andalucita está casi totalmente transformada en moscovita pero es muy frecuente que se conserven pequeños restos dentro de ésta, además aparece como inclusiones en las plagioclasas mostrando una corona externa de sericita o moscovita; suele tener un débil pleocroismo rosado.

La sillimanita forma pequeños prismas o agregados de fibrolita en el interior de las moscovitas asociadas a andalucita o a feldespato potásico.

La cordierita está totalmente desestabilizada a moscovita y clorita, a las que pueden acompañar cuarzo y andalucita.

Los silicatos de aluminio han sido considerados por CARNICERO (1980) como restitas, si bien esta autora reconoce que parte de ellos se han podido originar por procesos de tipo secun-

dario (andalucita a partir de cordierita y sillimanita a partir de andalucita). De todas formas, es necesario dejar claro que estos silicatos de aluminio pueden cristalizar en condiciones magmáticas (WALL *et al.*, 1987; CLEMENS y WALL, 1981, 1988; PHILLIPS *et al.*, 1981; SEVIGNY *et al.*, 1989).

El circón, incluido en buena parte de los constituyentes esenciales de la roca, tiene frecuentemente hábitos bipiramidales y zonados concéntricos, pero cuando está incluido en biotita suele tener menor tamaño y una morfología más redondeada. Es posible que los halos pleocroicos de la biotita no sólo sean originados por inclusiones de circón, sino que también pueden ser debidos a otros minerales radiactivos no identificados (alguno de ellos, por su hábito, recuerda a la monacita).

El apatito es otro accesorio incluido en casi todos los constituyentes de la roca. Muestra hábitos prismáticos, hexagonales o aciculares; algunos apatitos de mayor tamaño son más redondeados y ricos en inclusiones de circón (y otros no identificables), que pueden tener disposiciones orientadas. Los opacos son escasos, de pequeño tamaño y hábitos anhedrales o redondeados.

El rutilo es relativamente frecuente que aparezca como cristales de hábito acicular incluido en parte de los constituyentes mayoritarios, aunque es más abundante en el cuarzo, también aparece incluido en biotita y, ocasionalmente, en plagioclasa, caso en el que presenta morfología granular y está parcialmente alterado a leucoxeno.

Como minerales de cristalización tardía, además de fluorita anhedral asociada a las plagioclasas y con formas alargadas siguiendo trazas de exfoliación, en biotita y clorita, es muy frecuente el topacio, normalmente anhedral, que está relacionado principalmente con las plagioclasas y feldespatos potásicos en donde también aparece con formas irregulares muy finas. Además en escasas muestras se ha observado algún cristal de turmalina asociado a los agregados de moscovita y clorita originados a partir de cordierita.

Los enclaves presentes en esta roca pueden clasificarse de manera sintética en dos tipos principales: los xenolitos de rocas metamórficas encajantes, y los de naturaleza granítica.

Los *xenolitos metamórficos* corresponden a esquistos afectados por metamorfismo regional y suelen presentar paragénesis del tipo biotita-moscovita-andalucita±sillimanita; como accesorios contienen circón, opacos, rutilo±leucoxeno. La andalucita está parcialmente transformada a moscovita quedando pequeños restos frescos o alterados a filosilicatos de color oscuro. La sillimanita aparece como agregados de fibrolita asociados a biotita y como pequeños prismas o agujas incluidas en la moscovita originada durante la desestabilización de la andalucita. Por otra parte, se observan agregados de moscovita y clorita que podrían derivar de la transformación total de cordierita.

Los *enclaves graníticos* suelen ser microgranitos de textura microporfídica con mesostasis alotriomórfica. Los constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, mientras que como accesorios contiene opacos, apatito, circón, rutilo, turmalina y andalucita. Los secundarios son principalmente clorita, sericita, moscovita, rutilo saenítico y óxidos de hierro.

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

Las plagioclasas se encuentran como un constituyente de la mesostasis o formando microfenocristales. Son subhedrales y muestran núcleos alterados a sericita-moscovita, a agregados microcristalinos o se encuentran oscurecidos por óxidos de hierro. Al igual que el feldespato potásico engloba abundantes inclusiones de cuarzos redondeados. En el contacto con el anterior existe un débil desarrollo de mirmequitas.

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

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

Facies leucograníticas cupuliformes (13)

Se engloban bajo esta denominación una serie de rocas leucograníticas de tamaño de grano fino a medio que afloran en la esquina sureste de la Hoja cortando el contacto rectilíneo entre el Macizo Granodiorítico de Bañobárez y la facies mayoritaria del Macizo de Villar de Ciervo.

Constituyen masas subhorizontales que tienen contactos netos con las rocas en las que intruyen, y morfológicamente dan lugar a lanchares planos frecuentemente recubiertos por vegetación.

Aunque existen algunas variaciones petrográficas de unas rocas a otras, todas ellas se caracterizan por su color muy claro (amarillento a blanquecino), presencia de fenocristales de cuarzo, biotita y moscovita, dominio de la moscovita sobre la biotita (que suele aparecer en grandes placas) y abundante turmalina.

Se caracteriza por ser una roca, en general, de grano medio y textura alotriomórfica muy marcada así como muy heterogranular, mostrando incluso una tendencia porfídica ya que tanto plagioclasas, feldespato potásico como el cuarzo pueden llegar a destacar en tamaño frente al resto de los componentes. El porcentaje de biotita es bastante variable, de manera que las rocas pueden corresponder a granitos de dos micas o leucogranitos pobres en biotita.

Los constituyentes esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita; los accesorios más frecuentes son apatito, circón, opacos, rutilo y quizás xenotima.

Dentro de los minerales de cristalización tardía y/o secundarios se han distinguido clorita, sericita, moscovita, ilmenita, rutilo, fluorita, epidota, leucóxeno, óxidos de hierro, cuarzo y feldespato potásico. Por otra parte, contiene pseudomorfos de cordierita y silicatos de aluminio (andalucita y fibrolita).

Las plagioclasas son anhedrales o subhedrales y de tamaño muy variable, llegan a destacar frente a la mayor parte de los componentes de la mesostasis (3-4 mm). Pueden no estar macladas o presentar maclas de Carlsbad, albita, albita-Carlsbad y maclas mecánicas por deformación, además, casi siempre muestran un zonado composicional continuo, más marcado en los cristales de mayor tamaño. Engloban biotita, circón, apatito y rutilos aciculares. En algunas muestras están muy corroídas por cuarzo.

La alteración es variable en intensidad de unos cristales a otros y generalmente más acusada en el núcleo de los mismos; los principales productos de alteración son sericita-moscovita, fluorita, y agregados microcristalinos de color pardo. Además están parcialmente sustituidas y corroídas por el feldespato potásico.

El desarrollo de mirmequitas en el contacto entre ambos feldespatos suele ser bastante escaso, así como el desarrollo de albita intergranular, débilmente mirmequítica, en el contacto entre feldespatos potásicos.

El feldespato potásico es casi siempre anhedral y, como ocurría con las plagioclasas, presenta una gran diversidad de tamaños. Se encuentra en cristales aislados, en agregados, o bien como cristales de carácter intersticial. Esporádicamente algunos de ellos llegan a alcanzar tamaños entre 4 y 5,5 mm destacando así frente a la mayor parte de los componentes de la roca.

Puede estar maclado según la ley de Carlsbad o de la microclina, y las pocas perfitas existentes son "stringlet" y "band or ribbon" según la clasificación de ALLING (SPRY 1969), así como otras de morfología más irregular. Algunos cristales muestran extinciones anómalas. Engloban plagioclasa, biotita, rutilo acicular y apatito.

Por otra parte, aparece en la mesostasis en agregados de cristales de escaso tamaño junto con plagioclasas, y como un producto secundario en los procesos de cloritización de la biotita.

El cuarzo presenta, como los dos minerales anteriores, una gran heterogeneidad en el tamaño de grano pues llega en ocasiones a formar agregados de 6-7 mm que destacan netamente sobre el resto de los componentes de la roca. Es anhedral, con contactos bien suturados entre granos y muestra extinciones ondulantes así como señales de poligonización más o menos acusadas. Engloba plagioclasa, biotita, feldespato potásico, circón, y es rico en rutilos aciculares.

Además existen muy escasas cantidades de cuarzo postmagmático representado en las mirmequitas e intercrecido con moscovita histerógena.

La biotita forma cristales subhedrales o anhedrales y raramente constituye agregados sino que es más frecuente que aparezca en cristales aislados con tamaños inferiores a 2-2,5 mm.

Muestra un pleocroismo fuerte que varía de amarillo claro a castaño muy intenso; engloba apatito, circón, rutilo granular, opacos anhedrales, y puede ser muy rica en halos pleocroicos.

Está escasamente moscovitizada, y su alteración más frecuente es la cloritización, en la que se originan como subproductos ilmenita, feldespato potásico, rutilo sagenítico, rutilo granular \pm leucoxeno y, más raramente, epidota.

La moscovita, al contrario que en otras facies integrantes de este macizo, está más raramente asociada a la biotita, aunque a veces crece en continuidad cristalográfica a partir de ella. De todas formas es más frecuente que se desarrolle sobre feldespato potásico y plagioclasa con hábitos subhedrales o claramente blásticos. Su tamaño es próximo o algo superior al de la biotita (2,5 - 3 mm). Los cristales de hábito blástico pueden mostrar intercrecimientos con cuarzo, a veces de morfología simplectítica.

Asimismo la moscovita se encuentra formando parte de pseudomorfos de cordierita y como producto de transformación de andalucita.

La cordierita está totalmente transformada a agregados de moscovita, clorita o micas verdes \pm biotita. La andalucita está casi totalmente transformada en moscovita, en la que únicamente se observan pequeños cristales relícticos. El origen y significado de estos minerales sería el mismo que el dado en las facies antes descritas.

Del resto de los minerales presentes en estos granitos, la fluorita sólo aparece asociada a las plagioclasas como un producto secundario originado en la alteración de las mismas. Los opacos son anhedrales y pueden estar parcialmente alterados a rutilo-leucoxeno. La turmalina es escasa, anhedral y muestra un pleocroismo azulado; además es posible que exista berilo anhedral de gran desarrollo, aunque sin poder asegurarse ya que puede tratarse de grandes apatitos.

3.1.4.2. Granitos de dos micas (14)

Granito de Saucelle(14)

El granito de Saucelle aflora en un pequeño apuntamiento al ONO de Hinojosa de Duero y constituye la terminación meridional del macizo que se extiende por la Hoja de Vilvestre (449) y por Portugal. Encaja en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico y al norte llega a intruir en las cuarcitas ordovícicas del sinclinal de Saucelle.

A escala de campo se trata de un leucogranito en el que pueden reconocerse cristales de cuarzo con tamaños comprendidos entre los 2 y 4 mm, fenocristales de feldespato potásico de 3-4 cm, y biotitas frecuentemente rodeadas de placas de moscovitas que pueden llegar a medir hasta 5 o 6 mm.

A favor de las fracturas, que suelen ser muy numerosas, aparecen inyectados diques de cuarzo, pegmatitas, aplitas y aplopegmatitas.

Petrográficamente, es un leucogranito con textura holocristalina, heterogranular de grano medio a grueso, cuyos minerales principales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. De las alteraciones sufridas por estos minerales, principalmente cloritización y moscovitización de la biotita y sericitización de las plagioclasas, se generan un grupo de minerales secundarios tales como clorita, rutilo sagenítico y granular, feldespato potásico, moscovita y sericita. Los minerales accesorios más frecuentes son, circón, apatito, opacos, turmalina y allanita.

El cuarzo se encuentra en agregados de cristales anhedral y suele presentar pequeñas inclusiones de moscovita y plagioclasa.

El feldespato potásico de tipo microclina, aparece en ocasiones sustituyendo parcialmente a la plagioclasa, y es muy rico en inclusiones de cuarzo, moscovita, biotita, apatito y plagioclasa.

Los cristales de plagioclasa son, en general, de albita, mostrando contenidos en anortita inferiores al 5%. La sustitución por feldespato potásico antes mencionada que las afecta las hace aparecer mostrando una textura de tipo "parche". Como inclusiones contiene cuarzo, moscovita, feldespato potásico y apatito.

La biotita presenta hábito anhedral y un pleocroismo que varía de marrón rojizo a amarillo claro. Aunque puede presentarse en cristales aislados, es muy común que aparezca asociada a la moscovita, debido a que ésta se encuentra sustituyéndola y creciendo en continuidad óptica con ella. Otro tipo de moscovita es la que se puede observar formando pequeños cristales relacionada con el feldespato potásico y la plagioclasa.

Entre los minerales accesorios, el más característico es el apatito, ya que se encuentra incluido en todos los constituyentes de la roca. En función de su morfología se pueden diferenciar dos tipos, uno prismático, exagonal, acicular y otro de mayor tamaño con hábitos redondeados y muy ricos en inclusiones de circón.

3.2. ROCAS FILONIANAS

3.2.1. **Pegmatitas, aplitas y microgranitos deformados (15)**

Son muy abundantes en toda la Hoja y corresponden a dos grupos: el primero está constituido por filones graníticos y aplopegmatíticos precoces deformados por D2, que ya han sido descritos junto a los diques y masas graníticas laminares a los que acompañan; este conjunto filoniano rellena un haz de grietas en relación a la megazona de cizalla subhorizontal que constituye la segunda fase de deformación en esta región. El segundo grupo está formado por los cortejos filonianos que acompañan a los granitos del conjunto "post-D2 - pre-CJ" y que en las bandas de deformación asociadas a las zonas de cizalla transcurrentes, se encuentran fuertemente deformados y a menudo milonitizados, fuera de estas zonas deformadas este grupo se presenta como filones sin deformar.

3.2.2. Pórfidos graníticos (16)

Solamente se ha observado un dique de este tipo aunque localmente han sido observados otros de entidad no cartografiable. Está situado en el centro-sur de la Hoja y corta al Macizo Granodiorítico de Bañobárez con dirección N160°E (al sur, en la Hoja de Villar de Ciervo, también está cortando al Macizo del mismo nombre). Morfológicamente produce un ligero resalte topográfico.

Tiene textura porfídica subvolcánica con tamaño de grano medio. Mineralógicamente se caracteriza por la presencia de fenocristales de feldespato potásico, de cuarzo con golfos de corrosión y biotita fundamentalmente.

Tanto su mineralogía como su aspecto en el campo obligan a pensar que están asociados a las rocas del Macizo de Villar de Ciervo.

3.2.3. Pegmatitas y aplitas de La Fregeneda (17)

En el ángulo NO de la Hoja, en los alrededores de La Fregeneda, aparece una densa red filoniana encajada en las rocas metasedimentarias de bajo grado que afloran en esta zona.

Debido a su interés minero y espectacularidad geológica, estas rocas han sido intensamente estudiadas en los últimos años (GONZALO, 1981; LÓPEZ PLAZA *et al.*, 1982; GARCÍA SÁNCHEZ *et al.*, 1985 y FRANCO HERRERO, 1987).

En este trabajo se consideran dentro de este capítulo únicamente las pegmatitas en filones de dirección N-S a N20°E subverticales y discordantes con las estructuras regionales.

Estos filones están compuestos por pegmatitas graníticas simples (LÓPEZ PLAZA *et al.*, 1982) compuestas por cuarzo, feldespatos alcalinos y moscovita como minerales esenciales. En cantidades accesorias aparecen berilo, turmalina, lepidolita y a veces espodudema.

La estructura interna es variada, presentando a veces una zonación composicional, con mayor riqueza de cuarzo hacia los bordes o viceversa.

La potencia es variable, oscilando de 10-20 cm hasta 10 m, con corridas que van desde decenas a centenas de metros.

Los filones más delgados son frecuentemente de carácter pegmoaplítico o de cuarzo (más feldespato y mica). Aparentemente existe una serie continua que va de filones francamente pegmatíticos con abundante feldespato hasta filones de cuarzo (>90%) con algo de feldespato, mica y opacos.

Los contactos de los filones con el encajante son netos y discordantes, observándose normalmente una intensa turmalinización en el encajante cercano a los filones.

En cuanto a su edad, son claramente posteriores a las deformaciones D3 hercínicas y nunca se encuentran deformados.

3.2.4. Diques de cuarzo (Sierros) (18)

Los diques de cuarzo son muy frecuentes y característicos en la parte occidental de la provincia de Salamanca, donde se denominan popularmente "Sierros" ya que muchas veces son los únicos relieves positivos desarrollados en la penillanura salmantina. GARCÍA DE FIGUEROA y PARGA (1971) describen este tipo de formaciones considerándolos gigantescos "gash" de tensión.

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

- Tienen una longitud variable, desde cientos de metros hasta más de 20 Km, con recorridos sinuosos en detalle.
- Presentan una dirección muy constante al NNE y son subverticales, aunque pueden encontrarse buzamientos de 50 a 90 tanto al Este como al Oeste. Intruyen a favor de fracturas, que según PARGA (1969) son de edad tardihercínica.
- Están formados por cuarzo lechoso, muchas veces calcedonizado, y no son infrecuentes las manchas de óxidos de hierro. GONZALO y LÓPEZ PLAZA (1984) indican que algunos de estos diques están mineralizados.
- A menudo el cuarzo está milonitizado o brechificado, evidenciando rejuegos posteriores de las fracturas.

En esta Hoja destaca el dique situado al Oeste de Lumbrales y La Redonda que alcanza los 20 Km., así como el que domina Hinojosa de Duero y otros menores en La Fregeneda y Bañobárez. Llamen la atención un potente dique al Sureste de Cerralbo que tiene dirección anómala N35°E y otro menor, al Noroeste de esta localidad, aún más anómalo con dirección N70°E.

3.3. ROCAS METAMÓRFICAS

Los materiales metamórficos que aparecen cartografiados en esta Hoja, ortogneises glandulares, pizarras, esquistos y cuarcitas fueron descritos y caracterizados en el capítulo de estratigrafía. Por lo tanto, en este apartado exclusivamente se tratará el estudio de los procesos metamórficos involucrados en la historia evolutiva del área que comprende esta Hoja.

3.3.1. Características del metamorfismo

Durante la Orogenia Hercínica las rocas sedimentarias preordovícicas y ordovícicas, al igual que las rocas ígneas prehercínicas presentes en la Hoja, fueron sometidas a un metamorfismo que transformó profundamente sus características originales.

De la misma manera, los granitos precoces fueron afectados por los estadios tardíos del metamorfismo.

A partir de las distintas paragénesis minerales de las rocas, y de las relaciones de cada especie mineral con las diferentes fases de deformación, se ha deducido la existencia de un único proceso metamórfico regional que evoluciona, en cuanto a sus condiciones de temperatura, paralelamente al desarrollo orogénico.

Por otra parte, el metamorfismo de contacto producido por los granitos de dos micas es inapreciable o indistinguible del metamorfismo regional. Sólo en el borde norte de la granodiorita de Bañobárez puede reconocerse una estrecha aureola de contacto.

3.3.1.1. *Metamorfismo regional*

El metamorfismo regional se desarrolla, en esta zona, en condiciones de baja y muy baja presión y dentro de la Hoja se reconocen paragénesis desde bajo grado hasta migmatización generalizada.

Como puede observarse en el esquema, se encuentra un área central, correspondiente al núcleo del Antiforme de Lumbrales, en facies anfibolita y con amplias áreas migmatíticas. Esta zona de medio y alto grado está limitada al norte y al sur por las Zonas de Cizalla del Huebra y de Juzbado respectivamente, que la separan de las áreas afectadas por el metamorfismo en bajo grado.

Las zonas de cizalla se desarrollan con posterioridad al pico térmico regional, produciendo en los materiales anfibolíticos, una retrogradación a esquistos verdes.

Facies esquistos verdes

Las rocas que contienen paragénesis correspondientes a esta facies se encuentran al sur de la cizalla de Juzbado y en el ángulo noroccidental de la Hoja.

Las asociaciones minerales más comunes en rocas pelíticas son:

cuarzo + albita + clorita + moscovita

cuarzo + oligoclasa + biotita + moscovita

cuarzo + oligoclasa + biotita + moscovita + andalucita.

En las rocas calcosilicatadas la asociación más común es:

cuarzo + clorita + actinolita + esfena + epidota.

Facies anfibolita

En las rocas pelíticas situadas en el núcleo del Antiforme de Lumbrales se pueden distinguir diferentes asociaciones minerales, como son:

cuarzo + biotita + moscovita + oligoclasa/andesina + andalucita + cordierita

cuarzo + biotita + moscovita + andesina + cordierita + sillimanita.

En las rocas pelíticas o psamíticas migmatizadas la asociación predominante es la constituida por:

cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + cordierita + sillimanita.

Por último, en las rocas calcosilicatadas se puede reconocer la paragénesis:

cuarzo + plagioclasa + clinopiroxeno + anfíbol + zoisita + granate.

3.3.1.2. *Metamorfismo de contacto*

Como ya se ha señalado, los granitos de dos micas no producen un metamorfismo de contacto reconocible, probablemente debido a que encajan en materiales de alto grado.

Sin embargo la Granodiorita de Bañobárez, que encaja en metasedimentos de bajo grado, muestra una aureola de contacto de entre 200 y 600 m de anchura en la que se reconocen corneanas y pizarras mosqueadas. Al microscopio pueden observarse fenoblastos poiquilíticos de cordierita y sobre todo de biotita, así como una intensa recristalización estática de todos los componentes minerales de la roca con desarrollo de texturas granoblásticas.

3.4. GEOQUÍMICA

3.4.1. **Granitoides Hercínicos**

Granitos de dos micas foliados concordantes con la S₂

Se trata de rocas sobresaturadas en sílice (ver Tabla 1), peralumínicas (con valores moderados en corindón normativo), como era deducible petrográficamente de la presencia de moscovita. Los contenidos en hiperstena normativa son bajos, como corresponde a su carácter fundamentalmente leucogranítico, con bajo contenido en minerales ferromagnesianos (biotita). La relación Or/Ab es sólo algo superior a la unidad, consistentemente con porcentajes modales relativamente importantes de plagioclasa ácida.

Al igual que los otros granitoides que afloran en la Hoja, su representación en el diagrama de clasificación QAP (figura 1) se sitúa dentro del campo de los monzogranitos. En el diagrama ternario Ba-Rb-Sr (figura 2) se aprecia que, en conjunto, las rocas graníticas de la Hoja son bastante diferenciadas; muestran pautas de evolución con un fuerte incremento del Rb

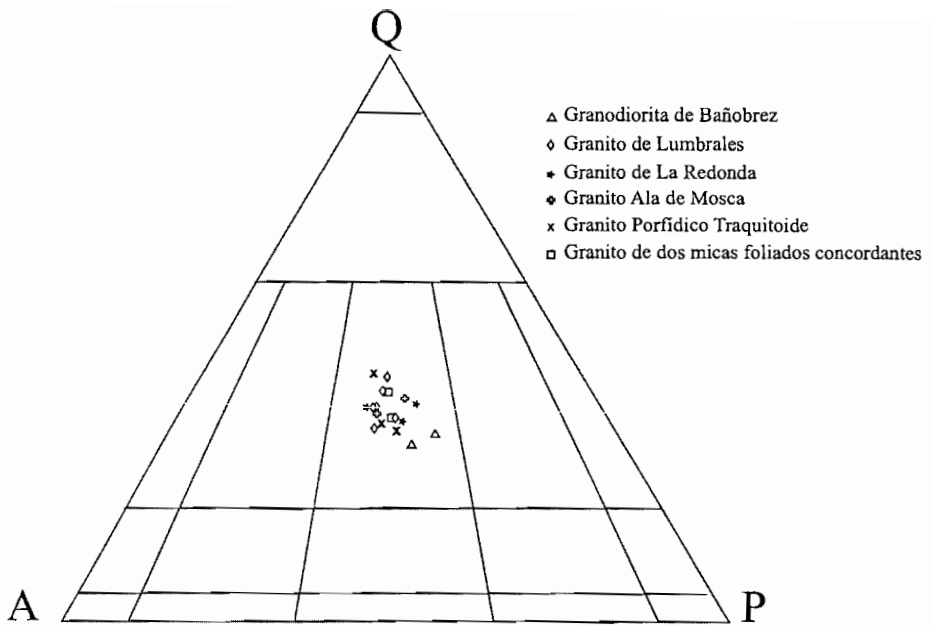


Fig. 1. Diagrama de clasificación QAP (STRECKEISEN, 1976).

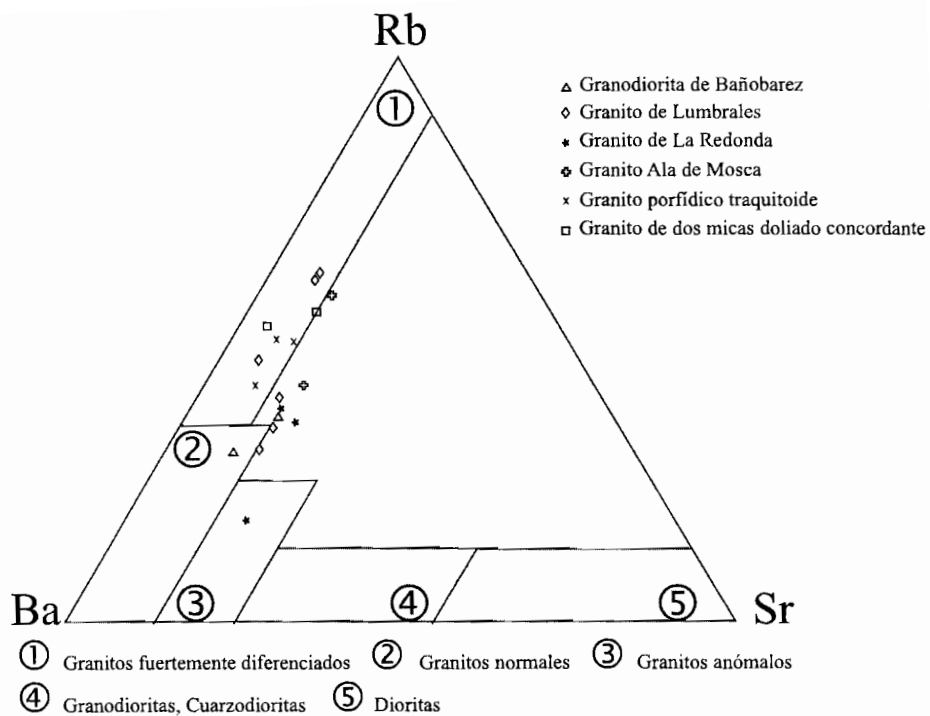


Fig. 2. Diagrama ternario Rb-Ba-Sr (BOUSEILY y SOKKARY, 1975).

frente al Ba, mientras que el Sr desciende más suavemente, lo que se puede interpretar como un efecto de la cristalización de biotita, que fracciona preferencialmente el Ba y en menor medida de plagioclasa cálcica, fraccionando Sr. El enriquecimiento en Rb de los granitos más diferenciados indica que estos tipos van a ser más ricos en feldespato potásico que los anteriores. Estos leucogranitos, a pesar de ser más antiguos, muestran en muchos rasgos una mayor diferenciación que el resto de los granitos de la Hoja.

Muestran una fuerte correlación negativa entre SiO_2 y K/Rb (figura 3), congruente con un origen cogenético y un proceso de diferenciación con cristalización fraccionada de fases que tienden a concentrar el Rb frente al K en el líquido residual (feldespato potásico, biotita), que contrasta frente a la baja correlación de pendiente positiva mostrada como conjunto por las rocas graníticas de la Hoja, que, al tratarse de materiales no necesariamente cogenéticos, refleja una fuerte anisotropía en el contenido en Rb de los diferentes materiales fuente. Por tanto, las pautas de intrusión no corresponden a un proceso de evolución magmática. En los siguientes diagramas, el Si presenta correlaciones positivas con el contenido en corindón normativo (figura 4) y negativas con el MgO (figura 5), más débilmente con el FeO_t (figura 6) y con el Sr (figura 7), lo que se corresponde con una evolución hacia fundidos más diferenciados con cristalización fraccionada de plagioclasa cálcica y de un ferromagnesiano (biotita) de bajo K_D Fe/Mg.

Granito porfídico "traquitoide" de La Merchana

Son rocas cuarzo normativas (tabla 1) y peraluminicas, con algunos de los valores más altos en corindón normativo presentes en la Hoja (hasta $C = 5.35\%$), lo cual es consistente con la abundancia de moscovita en la roca. Los contenidos en hiperstena normativa son bajos, inferiores a un 4%, pero tendiendo a ser mayores que los de los leucogranitos anteriores (mayor abundancia de biotita); siendo también mayores las relaciones Or/Ab, debido a la abundancia de fenocristales de feldespato potásico.

Al igual que los otros granitoides de la Hoja, su representación en el diagrama de clasificación QAP (figura 1) se sitúa dentro del campo de los monzogranitos, tratándose de granitos bastante diferenciados (empobrecimiento en Sr y Ba), como indica el diagrama Ba-Rb-Sr (figura 2).

Muestran una correlación negativa entre SiO_2 y K/Rb (figura 3), congruente con un origen cogenético y un proceso de diferenciación con cristalización fraccionada de fases que tienden a concentrar el Rb frente al K en el líquido residual (feldespato potásico, biotita). La correlación positiva que presentan de forma global las rocas graníticas de la Hoja, evidencia que no se trata de magmas cogenéticos evolucionados a partir de un proceso simple de cristalización fraccionada. Los contenidos en SiO_2 van desde inferiores a las muestras más diferenciadas de la Granodiorita de Bañobárez hasta las de los granitos leucocráticos pre-sin D2, mostrando una amplia evolución magmática.

Presentan una tendencia coherente de correlación positiva entre SiO_2 y contenido en corindón normativo (figura 4), de forma que la pauta de evolución suele ser hacia tipos más ricos

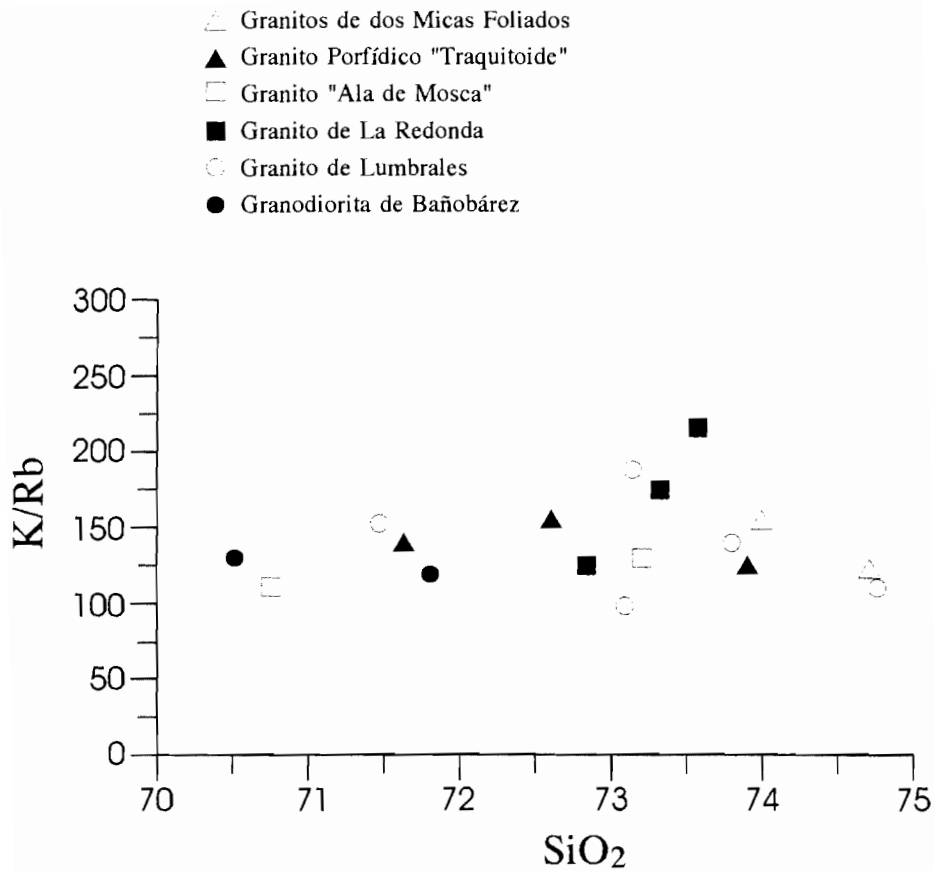


Fig. 3. Diagrama binario SiO₂ vs. K/Rb.

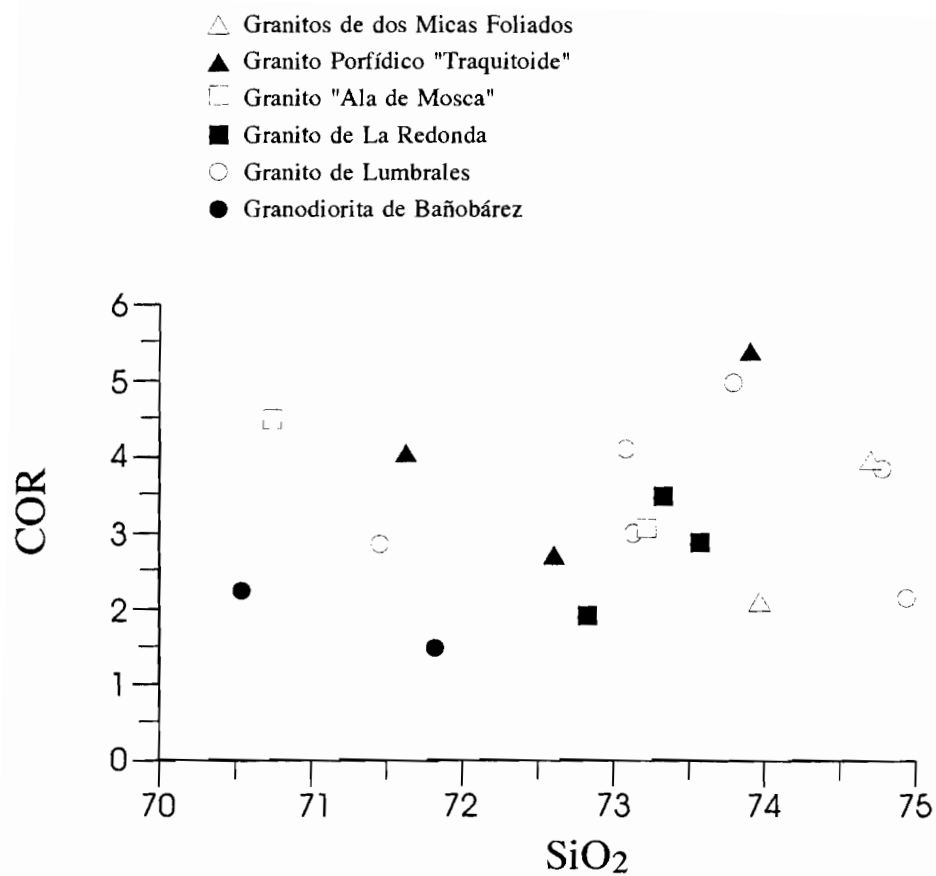


Fig. 4. Diagrama binario SiO₂ vs. C_{nor}.

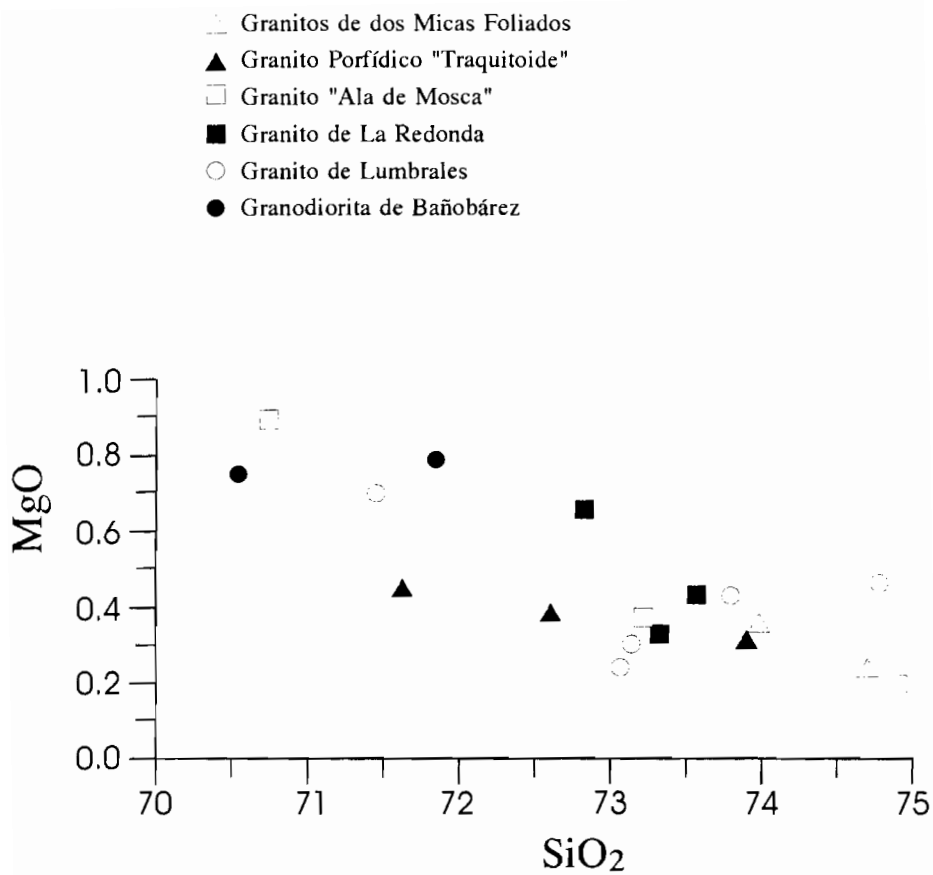


Fig. 5. Diagrama binario SiO₂ vs. MgO.

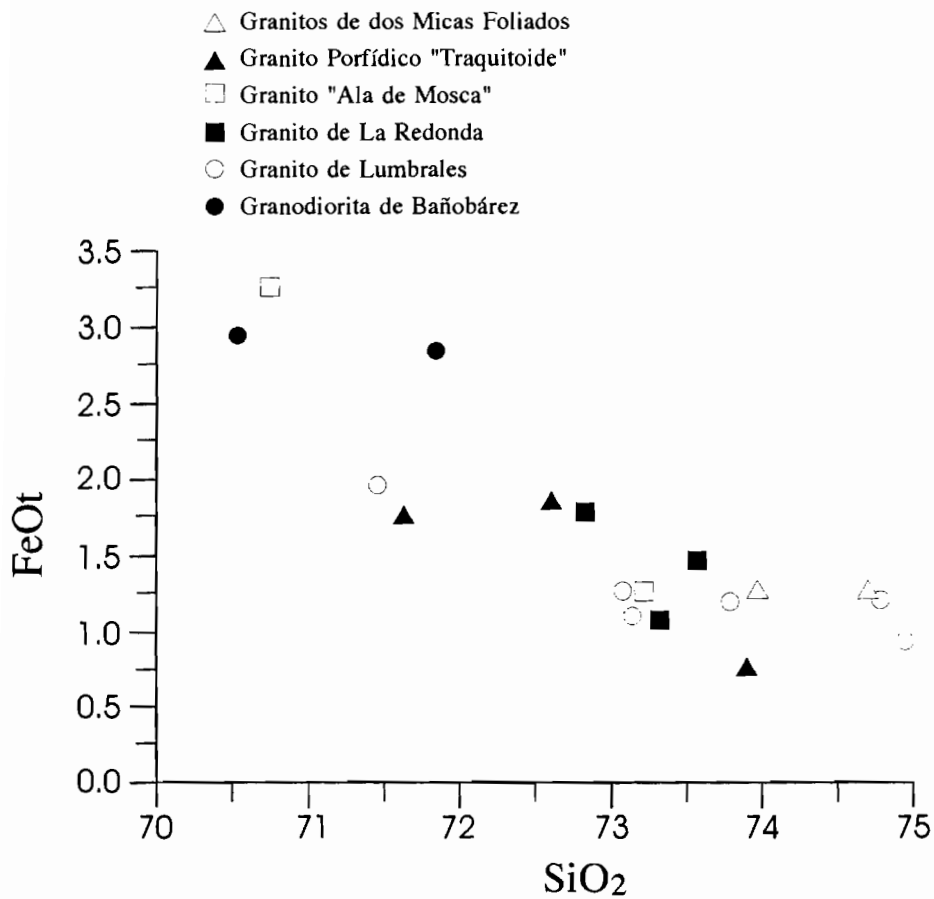


Fig. 6. Diagrama binario SiO₂ vs. FeO_t.

- △ Granitos de dos Micas Foliados
- ▲ Granito Porfídico "Traquitoide"
- Granito "Ala de Mosca"
- Granito de La Redonda
- Granito de Lumbrales
- Granodiorita de Bañobárez

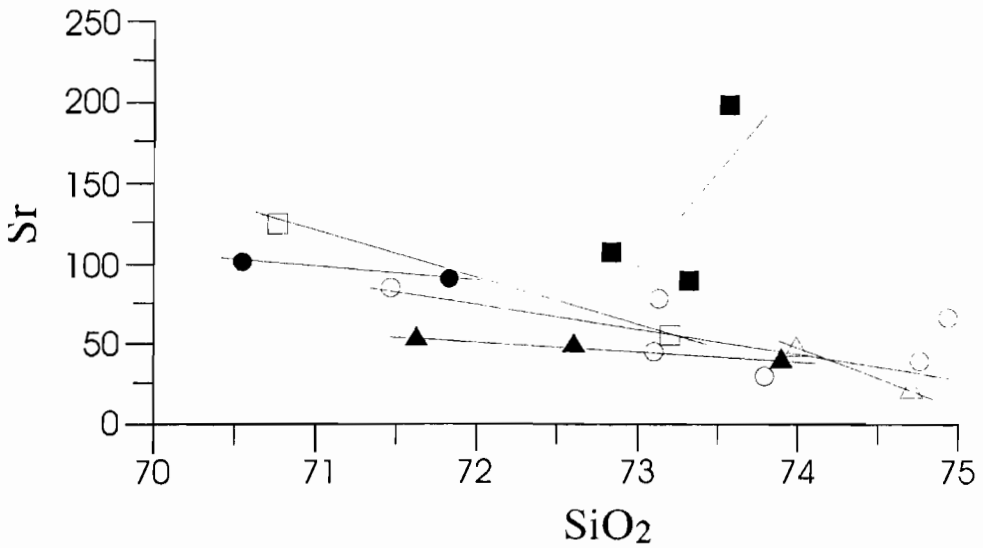


Fig. 7. Diagrama binario SiO₂ vs. Sr.

en sílice y alúmina libres. Las correlaciones entre SiO_2 y MgO (figura 5), FeO_t (figura 6) y Sr (figura 7) son negativas y presentan un buen ajuste, mostrando que las rocas son cogenéticas y evolucionan a partir de un magma parental común, interviniendo la cristalización de plagioclasa cálcica y de ferromagnesianos (biotita).

Granito "ala de mosca" de Los Arribes

Se trata de rocas saturadas en sílice y en alúmina (tabla 1), clasificables como monzogranitos (figura 1), si bien la segunda de las muestras (48) resulta problemática. Su bajo contenido en Q normativo y alto en Hiperstena normativa y en TiO_2 , que lo aproximan a una composición típica de la Granodiorita de Bañobárez, contrasta con un elevado corindón normativo y una baja An normativa, más típicas de un granito fuertemente diferenciado. Ante este hecho, las interpretaciones geoquímicas han de tomarse con mucho cuidado. Las únicas pautas coherentes de evolución entre las dos muestras analizadas son las que reflejan una acusada disminución en ferromagnesianos frente a la mayor diferenciación expresada como aumento en SiO_2 (figuras 5 y 6), y un descenso en Sr (cristalización de plagioclasa cálcica, figura 7).

Granito de La Redonda

Las muestras de este macizo corresponden a rocas sobresaturadas en sílice, con una baja dispersión en sus contenidos en Q normativo (tabla 1). Son granitos peraluminicos, con corindón normativos, clasificables en el diagrama QAP (figura 1) como monzogranitos. Sus proporciones Ba-Rb-Sr (figura 2) indican que, al igual que la mayoría de los granitoides de la Hoja, se trata de tipos fuertemente diferenciados.

Las muestras utilizadas presentan una sorprendente correlación positiva entre SiO_2 y la relación K/Rb (figura 3) o el contenido en Sr (figura 7) que, lejos de mostrar un simple proceso de fraccionación de feldespato potásico y plagioclasa cálcica durante la cristalización del plutón, sugieren procesos de asimilación magmática o más tardíos de interacción con fluidos.

Las relaciones entre SiO_2 y elementos mayores y menores son, sin embargo, más fácilmente explicables. Presentan una cierta correlación positiva con el contenido en corindón normativo (figura 4), tendiendo a aumentar la peraluminidad con el grado de diferenciación y disminuyendo su contenido en MgO (figura 5) y FeO_t (figura 6).

Granito de Lumbrales

Aunque en todos los casos se trata de rocas cuarzo y corindón normativas (tabla 2), clasificables en el diagrama QAP (figura 1) como monzogranitos, su carácter migmatítico introduce un gran factor de variabilidad en todos los marcadores geoquímicos, con amplios rangos de contenidos en los elementos, desde el silicio hasta los traza y en sus proporciones relativas. La dispersión de valores es función tanto de la variación en los protolitos como de los diferentes grados de fusión parcial.

Las muestras de la Granodiorita de Bañobárez presentan las mayores diferencias con respecto al resto de los granitoides de la Hoja. Son rocas con cuarzo y corindón normativos (tabla 2), aunque su peraluminidad es la más baja de todas las rocas plutónicas que afloran en la Hoja. Sus contenidos normativos en An (6.06 - 7.42%) e Hy (6.78 - 7.58%) son así mismo los más altos, reflejo de la mayor abundancia de biotita y de la mayor basicidad de la plagioclasa. Sus relaciones Or/Ab son bajas e incluso menores que la unidad.

Su tradicional clasificación petrográfica como granodiorita es incorrecta, ya que no tiene en cuenta la gran cantidad de megacristales de feldespato potásico de la roca. En cambio, su composición normativa se proyecta también en el campo de los monzogranitos del diagrama QAP (figura 1), si bien algo separadas del resto de las rocas debido a un menor contenido en cuarzo y feldespatos alcalinos. Se trata, pues, de las rocas menos diferenciadas dentro de los granitos de la Hoja.

Su relación SiO_2 vs. K/Rb (figura 3) presenta una correlación negativa, congruente con un origen cogenético y un proceso de diferenciación con cristalización fraccionada de fases que tienden a concentrar el Rb frente al K en el líquido residual (feldespato potásico), e igualmente se deduce para la plagioclasa cálcica, con una correlación negativa SiO_2 vs. Sr (figura 7). En cambio, su contenido en MgO (figura 5) y FeO_t (figura 6) es prácticamente constante y no disminuye con la diferenciación, lo que parece indicar que la biotita se formó por cristalización en equilibrio y no sufrió procesos de fraccionación entre la cristalización de ambas muestras. Esto es también patente en la similitud de las relaciones Fe/Mg de ambas rocas, que no señalan un fraccionamiento diferencial entre estos elementos.

4. TECTÓNICA

4.1. INTRODUCCIÓN

Las rocas presentes en la Hoja, excluyendo las cenozoicas, fueron afectadas durante la Orogenía Hercínica por una deformación polifásica, simultánea al metamorfismo y magmatismo, que generó la consiguiente superposición de estructuras. Al igual que en otras zonas internas de la Cadena Hercínica (MARCOS, 1973; MARTÍNEZ CATALÁN, 1981; DÍEZ BALDA, 1986) se reconocen tres fases principales y otras posteriores de menor entidad, si bien en esta Hoja, así como en las situadas al E y NE: Villavieja de Yeltes (476) y Ledesma (451), la estructura está fuertemente condicionada por la Zona de Cizalla de Juzbado.

La zona de cizalla de Juzbado separa, como ya se ha indicado, dominios geológicos con características estratigráficas, metamórficas y magmáticas diferentes por lo que constituye un accidente de notable importancia en la geología regional.

Por otra parte, en la literatura geológica regional y en la referida a la Zona Centroibérica en general (LOTZE, 1945; OEN ING SOEN, 1970; GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA, 1972; RIBEIRO, 1974; MACAYA, 1980; DÍEZ BALDA, 1986; etc) se pone de manifiesto la existencia de una discordancia generalizada del Ordovícico Inferior sobre su sustrato debida al plegamiento sárdico.

TABLA 1

Nº	12	30	37	40	52	7	48	10	33	34
SiO₂	73.96	74.67	71.62	73.90	72.60	73.19	70.74	72.83	73.56	73.26
TiO₂	0.17	0.13	0.22	0.14	0.31	0.17	0.45	0.28	0.14	0.11
Al₂O₃	13.72	14.33	15.15	15.06	14.88	14.29	15.08	13.61	13.98	14.50
Fe₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.23	1.22	1.74	0.74	1.82	1.22	3.25	1.77	1.42	1.07
MnO	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.05	0.05
MgO	0.36	0.23	0.44	0.31	0.39	0.37	0.89	0.66	0.42	0.34
CaO	0.70	0.41	0.60	0.57	0.91	0.73	0.85	0.77	0.54	0.67
Na₂O	3.35	3.02	3.07	2.58	3.21	2.98	2.63	3.11	2.79	3.22
K₂O	4.96	4.79	5.14	4.78	5.11	4.69	4.95	4.82	5.41	4.40
P₂O₅	0.21	0.22	0.25	0.31	0.12	0.05	0.26	0.01	0.15	0.11
H₂O	2.21	0.92	1.28	1.65	0.89	1.56	0.96	1.55	11.54	1.63
Total	100.88	99.97	99.53	100.07	100.26	99.27	100.10	99.43	100.00	99.36
Q	33.14	37.22	31.55	39.25	30.87	35.02	31.67	32.40	34.14	35.20
Or	29.31	28.31	30.38	28.25	30.20	27.72	29.25	28.49	31.97	26.00
Ab	28.35	25.26	25.98	21.83	27.16	25.22	22.26	26.32	23.61	27.25
An	2.10	0.60	1.34	0.80	3.73	3.30	2.52	3.75	1.70	2.61
Hy	2.89	2.65	3.96	1.96	3.84	2.92	7.52	4.47	3.52	2.72
Il	0.32	0.25	0.42	0.27	0.59	0.32	0.85	0.53	0.27	0.21
Ap	0.49	0.51	0.58	0.72	0.28	0.12	0.60	0.02	0.35	0.25
C	2.07	3.96	4.04	5.35	2.70	3.10	4.47	1.90	2.91	3.49
ID/TT	90.80	91.08	87.90	89.33	88.23	87.95	83.18	87.20	89.72	88.45
FMG	0.63	0.73	0.67	0.54	0.69	0.62	0.65	0.57	0.64	0.63
A	83.94	84.34	79.02	87.51	79.01	82.83	64.68	76.54	81.67	84.39
F	12.42	13.17	16.75	8.80	17.28	13.17	27.73	17.08	14.14	11.85
M	3.64	2.48	4.23	3.69	3.70	4.00	7.59	6.37	4.18	3.77

- Granitos de dos micas foliados concordantes S₂: 12 y 30
- Granito porfídico "traquitoide" La Merchana: 37, 40 y 52
- Granito de "Ala de Mosca": 7 y 48.
- Granito de La Redonda: 10, 33 y 34.

En esta Hoja no es posible observar la existencia de la discordancia Sárdica debido, por una parte, a la intensidad de la deformación en la zona de cizalla de Juzbado sumada a la 2ª fase hercínica, que han paralelizado los contactos y por otra, los importantes coluviones a que dan lugar las cuarcitas ordovícicas que impiden, en la mayoría de los casos, las observaciones.

No obstante, en la cartografía se ha representado el contacto inferior del Ordovícico como una discordancia por correlación con la continuación del sinclinal de Ahigal hacia el SE (MACAYA, 1980; DÍEZ BALDA, 1980 y 1986), donde la calidad de los afloramientos ha permitido establecer con claridad la presencia de la discordancia.

TABLA 2

Nº	2	3	8	39	44	47	45	49
SiO ₂	73.14	74.94	71.45	73.79	74.72	73.09	70.53	71.83
TiO ₂	0.14	0.07	0.35	0.19	0.12	0.09	0.42	0.08
Al ₂ O ₃	14.86	13.90	14.70	15.13	13.65	15.07	14.81	14.14
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.09	0.87	1.93	1.14	1.19	1.21	2.98	3.07
MnO	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.06	0.06
MgO	0.30	0.20	0.70	0.42	0.45	0.25	0.76	0.79
CaO	0.76	0.75	0.99	0.35	0.38	0.50	1.38	1.64
Na ₂ O	3.25	2.79	2.73	2.97	2.88	2.89	3.15	3.34
K ₂ O	4.85	5.39	5.32	4.76	4.63	5.25	4.76	4.09
P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.09	0.23	0.33	0.18	0.12	0.11
H ₂ O	1.23	1.03	1.36	1.08	1.69	1.61	0.47	0.63
Tot	99.71	99.99	99.64	100.09	100.08	100.16	99.44	99.78
Q	39.27	35.60	30.93	36.73	38.64	34.29	28.01	29.81
Or	28.66	31.85	31.44	28.13	27.36	31.03	28.13	24.17
Ab	27.50	23.61	23.10	25.13	24.37	24.46	26.66	28.26
An	3.31	3.46	4.32	0.24	0.00	1.31	6.06	7.42
Hy	2.55	2.00	4.75	2.88	3.18	2.73	6.78	7.58
Il	0.27	0.13	0.66	0.36	0.23	0.17	0.80	0.15
Ap	0.16	0.09	0.21	0.53	0.67	0.42	0.28	0.25
C	3.05	2.21	2.87	5.01	3.90	4.15	2.25	1.50
Id/T	89.13	91.07	85.47	89.99	90.37	89.77	82.80	82.24
FeMg	0.65	0.70	0.57	0.57	0.58	0.72	0.66	0.68
A	85.35	88.43	75.37	83.21	82.08	84.79	67.90	65.81
F	11.49	9.41	18.08	12.27	13.01	12.60	25.58	27.19
M	3.16	2.16	6.55	4.52	4.92	2.60	6.52	7.00

- Granito de Lumbrales: 2, 3, 8, 39, 44, 47.
- Granodiorita de Bañobárez: 45 y 49

4.2. ESTRUCTURA GENERAL

La estructura general de la Hoja está condicionada por la Cizalla de Juzbado, que la cruza de NE a OSO, con dirección N70°E y buzamiento de 50-60° al sur. Es muy espectacular el giro del Sinclinal de Ahigal marcado por las cuarcitas ordovícicas, al N de Olmedo, para adaptarse a la dirección de la cizalla.

Así mismo, la existencia de otro importante accidente, la cizalla de Moronta, en la parte NE de la Hoja, también condiciona la estructura general, pudiendo establecerse tres dominios distintos.

En todo el ámbito de esta Hoja, la cizalla rejuega las estructuras D_2 , haciendo difícil discriminar las estructuras que corresponden a S_2 de las producidas por la cizalla de Juzbado. No obstante, la suma de los dos accidentes, determinan la existencia de dos dominios con características estratigráficas, estructurales, metamórficas y magmáticas distintas.

Al sur del límite determinado por la cizalla de Juzbado, se encuentra un dominio caracterizado estructuralmente por la presencia generalizada de una foliación pizarrosa (S_1) suavemente crenulada, en áreas concretas, por deformaciones más tardías (D_3 y D_4). La foliación S_1 es plano axial de numerosos pliegues de pequeña escala que doblan únicamente a la estratificación. Los ejes de estos pliegues, así como la lineación de intersección S_1/S_2 , muestran una considerable dispersión, reflejo sin duda de la deformación antehercínica que afecta a los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico, probablemente la Sárdica.

Otras características de este dominio son la existencia de un metamorfismo sincinemático M_1 de bajo grado (biotita) y otro M_2 postcinemático con andalucita y un magmatismo con total ausencia de granitos de dos micas.

Al N de la cizalla, y en parte al S, en el área de Bogajo, encontramos otro dominio netamente diferente caracterizado porque la foliación regional es S_2 , también replegada por D_3 que forma una megaestructura (antiforme de Lumbrales) y varias estructuras menores. La fase D_4 replega suavemente toda la estructuración anterior.

Este dominio se diferencia del anterior en las características del metamorfismo M_2 , que aquí llega a alcanzar el alto grado con migmatización generalizada en las áreas más profundas. Desde el punto de vista magmático también se encuentran fuertes diferencias con el dominio sur, en esta zona los granitos son de dos micas y sincinemáticas en su mayoría.

4.3. OROGENÍA HERCÍNICA

En el marco de esta Hoja, la Orogenía Hercínica se desarrolla en cuatro fases de deformación principales, más o menos generalizadas, y que se corresponden con las identificadas en el resto de las zonas internas de la cadena.

Aparte de estas cuatro fases, la zona de Cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo, que se desarrolla previamente a la cuarta fase y tiene un importante desarrollo en esta Hoja, no se ha considerado aquí como una fase más, debido a su carácter localizado y a que no existen estructuras similares en el resto del macizo hespérico peninsular.

4.3.1. Primera fase de deformación (D_1)

La primera fase de deformación se reconoce únicamente en las áreas de bajo grado metamórfico donde no está obliterada por las estructuras posteriores. En la Hoja de Lumbrales, estas áreas se sitúan al sur del sinclinal de Ahigal, la zona más importante, y en la esquina NO de la Hoja, al NO de La Fregeneda.

La estructura más reconocible es una esquistosidad S_1 , que es plano axial de pliegues de pequeña y media escala. La esquistosidad S_1 tiene una dirección general N120°E y un buzamiento que oscila entre 30 y 70° al SSO evidenciando claramente la vergencia NO de esta fase.

Las características macro y microscópicas de S_1 varían en función de las litologías a las que afecta, si bien tiene como característica general el desarrollo en condiciones metamórficas de la parte baja de los esquistos verdes. Así por ejemplo, en los conglomerados pobres en matriz, típicos de la zona sur de la Hoja, se desarrolla una esquistosidad muy grosera o inexistente, mientras que en las rocas pelíticas la esquistosidad S_1 es un "slaty cleavage" (BAS-TIDA, 1981).

En el área de La Fregeneda, la esquistosidad S_1 es siempre un "slaty cleavage", siendo algo más grosera en las cuarcitas y areniscas.

Asociada a S_1 , aparece en numerosas ocasiones una lineación de intersección S_3/S_1 (L_1) que es paralela a los ejes de los pliegues de esta fase. La orientación de L_1 es variable, si bien oscila entre E-O y N-S, con inmersiones al O y S respectivamente. Esta dispersión de L_1 puede ser atribuida a la fase Sárdica que ocasionó pliegues o basculamientos, puesto que en las cuarcitas ordovícicas L_1 es E-O y subhorizontal.

Los pliegues observados son de pequeña escala, con ángulo entre flancos de 60° a 90°, y amplitud y longitud de onda métrica. Los ejes varían, al igual que la lineación L_1 , de E-O con buzamientos de 10-20° al O hasta N-S con buzamientos de hasta 70° al S. El plano axial de estos pliegues es, en general, ONO-ESE y buzando de 30 a 60° al SSO, si bien localmente hay variaciones debidas a plegamientos posteriores (D_3 y D_4).

4.3.2. Segunda fase de deformación (D_2)

En la mayor parte del área situada al N del sinclinal de Ahigal, se encuentra una foliación muy penetrativa, desarrollada en condiciones de bajo y medio grado metamórfico, que afecta a todos los metasedimentos y ortogneises y a una parte de los granitos de dos micas y láminas aplopegmatíticas.

En algunos casos se han reconocido pliegues de pequeña escala asociados a esta foliación que doblan una esquistosidad previa, por lo que se atribuye esta foliación a una segunda fase de deformación D_2 a la que va asociada una esquistosidad S_2 .

Por otra parte, esta foliación S_2 está plegada suavemente por D_3 y en algunas zonas muy afectadas por las zonas de cizalla, está totalmente obliterada y sólo se reconoce una esquistosidad filonítica o milonítica.

Las características de D_2 sólo pueden reconocerse en las áreas no afectadas por cizallas o crenulaciones y que además no haya migmatización importante. En los ortogneises, S_2 tiene las características de un bandeo gnéisico formado por niveles milimétricos cuarzofeldespáticos

alternando con otros biotíticos o biotítico - sillimaníticos. Este bandeo rodea fenocristales de feldespato de hasta 8 cm. En los metasedimentos, se observa desde un auténtico bandeo tectónico submilimétrico en los materiales más arenosos hasta una esquistosidad tipo "schistosity" (BASTIDA, 1981) definida por micas de grano grueso en los materiales más pelíticos.

Capítulo aparte merece la descripción de la foliación S_2 en los granitos afectados por D_2 . En unos casos sólo se reconoce una fuerte orientación de las biotitas mientras que en otros se desarrolla una auténtica foliación en la que se observa una orientación dimensional de todos los componentes minerales de la roca. En muchos casos esta foliación aparece plegada por D_3 o afectada por las zonas de cizalla.

La importante variación en el estilo de la foliación S_2 en los granitos debe estar relacionada con las condiciones físicas en que se encontraban durante el desarrollo de D_2 . Así, los granitos que muestran fuerte orientación de micas con escasa deformación de los componentes de la roca deben representar intrusiones tardi- D_2 que se deformarían en estado semilíquido, mientras que los macizos que muestran una foliación auténtica deben haber sido deformados en estado sólido y por tanto tratarse de intrusiones de pre- a sin- D_2 precoces.

En algunos materiales, especialmente en los conglomerados y en las cuarcitas y, en menor medida, en los granitos, se reconoce una fuerte lineación de estiramiento que puede ser atribuida a esta fase (L_2) o bien a la suma de la primera más la segunda fase. Esta lineación tiene direcciones variables en respuesta a los plegamientos posteriores y debido a la escasez de datos no puede, por el momento, establecerse una dirección regional.

4.3.3. Tercera fase de deformación (D_3)

En todo el ámbito de la Hoja puede reconocerse un plegamiento suave de dirección aproximada E-O, que dobla las estructuras descritas anteriormente y que se adscribe a una tercera fase de deformación.

El estilo de esta fase varía en los diferentes dominios de esta Hoja. Así, en el dominio de bajo grado situado al sur del sinclinal de Ahigal, la fase D_3 se manifiesta como bandas de crenulación de S_1 , donde la dirección varía desde $N90^\circ E$ a $N120^\circ E$, asociadas a suaves ondulaciones asimétricas, con polaridad anticlinal al norte, de la estratificación. Los ejes de esta crenulación, de dirección aproximada E-O, son subhorizontales o con ligera inmersión al Oeste.

Al norte del sinclinal puede reconocerse un gran antiforame, el Antiforme de Lumbrales, dibujado por las trazas de la esquistosidad S_2 . El plano axial de este pliegue tiene dirección $N70^\circ E$ y es subvertical. Los ejes de la crenulación asociada y de los pliegues de menor escala que se observan en la charnela, tienen una inmersión de 15° a 30° hacia el oeste. El antiforame tiene un ángulo entre flancos de unos 120° y una semilongitud de onda de 13 Km.

Como ya se ha indicado, asociada al pliegue aparece una crenulación de S_2 y en la zona de charnela llega a desarrollarse una esquistosidad de crenulación S_3 . En las zonas migmatizadas, la S_3 está marcada por diferenciados de leucosoma paralelos al plano axial del pliegue.

Ambos flancos del antiformal están limitados por zonas de cizalla subverticales sinistras, paralelas al pliegue, siendo difícil establecer la relación entre éstas y la tercera fase.

En el dominio norte, pueden reconocerse algunos pliegues de escala hectométrica que doblan a S_1 , especialmente al norte de Hinojosa de Duero. En esta zona parece que los pliegues D_3 se hacen más apretados en las cercanías de la cizalla del Huebra, lo que sugiere una posible relación genética.

4.3.4. Cizallas subverticales sinistras. La cizalla de Juzbado

En esta Hoja se reconocen dos megacizallas subverticales sinistras denominadas de Juzbado-Penalva (GARCÍA DE FIGUEROLA Y PARGA, 1968) y del Huebra. Las dos tienen características similares y pueden corresponder a dos ramas del mismo accidente que se unirían hacia el este.

4.3.4.1. Cizalla de Juzbado

Este accidente fue reconocido por primera vez por GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1968), que observaron la presencia de ortogneises orientados al NE que se seguían, en su longitud mayor, desde Juzbado hasta Traguntía. Así mismo relacionan con este accidente el cambio de dirección que sufren las formaciones sedimentarias entre Bogajo y Ahigal de los Aceiteros.

REGENCIO y PORTUGAL (1981) describen la continuación del accidente en Portugal, en la región entre Maceira y Pinhel, citando la presencia de ortogneises y granitos cizallados y la continuación de las cuarcitas del sinclinal de Ahigal con orientación N70(E).

IGLESIAS y RIBEIRO (1981) estiman la potencia de la zona deformada entre 5 y 10 km. y calculan, en base al desplazamiento sufrido por el sinclinal de Marofa-Satao-Ahigal-Sequeros, un salto de 65 km. con sentido sinistro.

Posteriormente, JIMÉNEZ ONTIVEROS y HERNÁNDEZ ENRILE (1983) describen las texturas y microestructuras relacionadas con la deformación de la cizalla y establecen secuencias miloníticas como resultado del cizallamiento de los granitoides.

En esta Hoja, la cizalla de Juzbado sigue un trazado marcadamente rectilíneo desde la frontera portuguesa, siguiendo las cuarcitas ordovícicas, hasta Bogajo, donde sufre una pequeña inflexión hacia el sur como consecuencia de un pliegue D_4 .

En este sector, la cizalla de Juzbado sigue una dirección N70°E y tiene un buzamiento bastante constante de entre 45° y 60° al sur. El espesor de la zona deformada por la cizalla es difícil de evaluar debido a la escasez de afloramiento, sin embargo, al norte de Bogajo se ha determinado que no sobrepasa los 500 m.

La estructura macroscópica más evidente que produce la cizalla es una esquistosidad filonítica en los materiales pelíticos, mientras que en las cuarcitas es una esquistosidad muy penetrativa a la que va asociada una fuerte lineación de estiramiento subhorizontal.

En alguna ocasión, como por ejemplo en las cuarcitas ordovícicas expuestas en el corte del río Agueda, pueden observarse pliegues de estilo similar y con charnela muy curva (pliegues en vaina) que doblan a la lineación.

En otros casos, al norte de Olmedo de Camaces, las cuarcitas están muy adelgazadas y boudinadas llegando, en ocasiones, a desaparecer los niveles cuarcíticos.

La edad de la cizalla debe ser post- D_3 , puesto que el Antiforme de Lumbrales parece reorientado por ella y está claramente afectado por D_4 como puede observarse al norte de Bogajo.

4.3.4.2. *Cizalla del Huebra*

Se trata de un accidente subvertical, de carácter sinistro y de dirección de E-O a ENE-OSO, que cruza parte del borde norte de la Hoja a la altura de Cerralbo.

A esta cizalla la hemos denominado así por presentarse el mejor corte en el río Huebra, bajo el puente de la carretera de Vitigudino a Lumbrales.

En esta Hoja, esta banda de cizalla afecta a los metasedimentos preordovícicos y a parte de las láminas graníticas y pegmatíticas de esta zona, está cortada por el granito de Barruecopardo que es posterior.

En los esquistos preordovícicos se desarrolla una esquistosidad de crenulación y, en algunos casos filonítica. Cuando existen alternancias de cuarcitas y areniscas con esquistos, se producen numerosos pliegues asimétricos con el eje vertical.

En las láminas graníticas, que tienen una fábrica subhorizontal previa, se desarrollan estructuras S-C poco penetrativas en los cuerpos más potentes. Las láminas de pequeño espesor se comportan como marcadores pasivos y se pliegan y boudinan.

El espesor de la zona deformada oscila entre 1000 y 1500 m. No se ha reconocido ningún nivel que permita evaluar el salto de la zona de cizalla, en cualquier caso, no debe ser comparable al de la cizalla de Juzbado, puesto que la deformación interna de las rocas es mucho menor, no llega a desarrollarse una lineación de estiramiento y los niveles litológicos no se paralelizan a la dirección de la cizalla.

4.3.5. **Etapa extensional**

En la zona comprendida entre Ahigal de los Aceiteros y el río Agueda se observa una crenulación asimétrica de dirección $N70^\circ E$ a E-O y buzamiento de 10° - 20° al S que indica un

movimiento extensional. Estas crenulaciones afectan a la fábrica milonítica y filonítica producida por la cizalla de Juzbado y están replegadas por otras crenulaciones de dirección nor-teada atribuibles a D_4 .

Por otra parte, en las pizarras situadas por encima de la Cuarcita Armoricana, se observan numerosas estructuras S-C, con criterio de movimiento normal y con los planos C con dirección E-O y buzamientos de 40° a 70° al S.

Asimismo, el contacto entre el granito de la Redonda y los materiales Ordovícicos es una fractura, de dirección N80°E y buzamiento de unos 70° al sur, que está marcada por niveles de ultracataclasita de espesor métrico.

Todos estos datos suponen la existencia de una etapa extensional, localizada en una banda superpuesta a la cizalla de Juzbado y que probablemente se continúa hacia el este, siendo la principal responsable del salto metamórfico existente a ambos lados de la esta cizalla.

4.3.6. Cuarta fase de deformación (D_4)

En toda la Hoja, pero especialmente visible en los metasedimentos de la parte sur, se aprecia una crenulación de la esquistosidad principal de dirección N80°E unas veces y otras N140°E más o menos subvertical.

Esta crenulación está generalizada, pero irregularmente distribuida y normalmente es de estilo "chevron" o "kink band" si bien, en algunos casos, llega a desarrollar esquistosidad de crenulación (S_4) macroscópica e incluso un bandeo tectónico incipiente.

Esta crenulación es plano axial de pliegues de escala hectométrica reconocibles en los niveles conglomeráticos de la parte sur de la Hoja y en láminas graníticas al norte.

También pueden asignarse a esta fase, zonas de cizalla de anchura métrica o decamétrica que aparecen en los granitos tardíos. Estas cizallas son de direcciones variables y dan criterios de movimiento tanto dextros como sinistros.

4.3.7. Fracturación

En esta Hoja pueden reconocerse numerosas fracturas tardías, en general, de escaso desplazamiento.

Existen tres sistemas principales de fracturas. El más desarrollado es el sistema N20°E a N30°E y que normalmente está ocupado por potentes filones de cuarzo (Sierros). Otro sistema tiene direcciones de N160°E a N-S y por último otro tiene direcciones N120°E.

El más antiguo parece ser el de direcciones más nor-teadas que está afectado por el sistema de los sierros. El más moderno, alpino casi con total seguridad, es el N120°E.

Algunos sierras muestran evidencias de brechificaciones tardías y por otra parte son paralelos a los límites de la fosa de Ciudad Rodrigo, por lo que al menos han tenido rejeugos alpinos.

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, 1987; CENTENO, 1988; SANZ SANTOS, 1987) y por último a los trabajos de carácter general (HERNÁNDEZ PACHECO y DANTÍN CERECEDA, 1932; SOLÉ SABARÍS, 1952).

5.2. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de Lumbrales tiene como límites fisiográficos más destacados, el encajamiento del río Agueda al oeste, que constituye frontera con el vecino Portugal, al sur un extenso berrocal, cuyo mayor desarrollo se presenta en la Hoja de Villar del Ciervo; al norte los encajamientos de los ríos Huebra y Camaces que comienzan a ser de importancia, para en la Hoja de Vilvestre adquirir la entidad de incisión del Agueda y por último, al oeste, la morfología es similar a la general de la Hoja de Villavieja de Yeltes, presentado una continuidad tanto topográfica como fisiográfica.

Al igual que en el resto del Macizo Hespérico los grandes trazos morfológicos están dados por las planicies de arrasamiento, a los que se le superponen las morfologías generadas con posterioridad, y que modifican en mayor o menor grado la antigua fisonomía del paisaje.

Como rasgo fisiográfico más destacado dentro de la monotonía general de la Hoja, hay que destacar el importante encajamiento del río Agueda y la alineación de cuarcitas que, recorriendo de este a oeste el territorio, divide a la Hoja en dos mitades. Este último elemento no constituye solamente un resalte topográfico, sino también un umbral morfológico, ya que a partir de él y hacia el norte se distingue una disminución de las cotas de las unidades morfológicas más importantes.

La cota más alta dentro de la Hoja la presenta el pico de San Jorge con 826 metros de altura, y la más baja el río Agueda en su salida por el borde norte de la Hoja con menos de 120 metros. Esta diferencia de alturas se resuelve de forma brusca en las cercanías de la fronte-

ra con Portugal, manteniendo el resto de la Hoja un cota media de 680-720 metros; este hecho se ve remarcado en el esquema de pendientes, donde los mayores desniveles se localizan principalmente a lo largo del trayecto del río Agueda. Se observa también una ligera inclinación general de la topografía que disminuye de este a oeste.

El clima, continental con una cierta influencia atlántica, es de tipo mesotérmico subhúmedo a seco-subhúmedo en su esquina NO. Las precipitaciones anuales medias se sitúan alrededor de los 600 mm, aumentando hacia el NE. Las temperaturas medias anuales van desde algo inferiores a los 12°C en la esquina NE hasta superiores a los 13°C en su margen oriental.

5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.3.1. Estudio Morfoestructural

Geomorfológicamente, el área que cubre la Hoja de Lumbrales se encuadra en la Penillanura Salmantino-Zamorana, y el zócalo hercínico peneplanizado que se extiende al O de la Cuenca del Duero.

La estructura geológica del área está definida por un amplio antiforme de tercera fase de deformación, de dirección E-O, en cuyo núcleo afloran importantes masas de ortogneises glandulares y de rocas graníticas, los flancos se hayan ocupados por metasedimentos con localmente abundantes intercalaciones de rocas ígneas, distribuidos en dos franjas de materiales, de edad Precámbrica la situada al norte y cámbrica a silúrica la situada al sur. El suave plegamiento de tercera fase repliega estructuras anteriores, de geometrías más cerradas, que afectan tanto a los ortogneises como a los metasedimentos; una de estas estructuras, el sinclinal de Ahigal de los Aceiteros está definido por las barras cuarcíticas ordovícicas de la franja sur de metasedimentos. Otros cuerpos graníticos elongados E-O afloran en los bordes norte y sur de la Hoja.

Esta estructura tiene un indudable reflejo morfológico: las superficies más elevadas tienden a localizarse sobre los cuerpos graníticos y ortogneísicos de la franja central y el extremo meridional de la Hoja, mientras que los materiales metamórficos, más fácilmente erosionables, han dado lugar a superficies morfológicas más modernas y más bajas topográficamente, o a zonas degradadas del relieve. Las capas de cuarcitas del sinclinal de Ahigal de los Aceiteros dan lugar a una estrecha sierra de dirección E-O.

En detalle, los elementos estructurales morfogenéticos más significativos son las *crestas* (17 en la cartografía geomorfológica) constituidas principalmente por las capas de cuarcitas ordovícicas y con menor frecuencia por capas de conglomerados cuarcíticos y feldespáticos de edad Cámbrico inferior. Las crestas formadas por estos últimos materiales se caracterizan además por su menor continuidad longitudinal. Las *fracturas* (16 en la cartografía geomorfológica), sobre todo las tardihercínicas de dirección N-S a NNE-SSO, están mejor desarrolladas sobre rocas de comportamiento frágil, como los granitos, y controlan la morfología de la red de drenaje en estas áreas de afloramientos. Frecuentemente están rellenas por filones de cuarzo, "sierros", que dan lugar a resaltes por *diques* (18 en la cartografía geomorfológica), de direcciones también tardihercínicas. En algún caso, rocas ígneas concordantes con la estructura regional E-O, dan lugar igualmente a resaltes de este tipo.

En cuanto a su edad, las fracturas han podido rejugarse durante el ciclo alpino, como atestiguan las que afectan a depósitos oligocenos (Hoja de Vitigudino). Los relieves de crestas y diques se han formado al tiempo que los procesos de encajamiento.

5.3.2. Estudio del modelado

5.3.2.1. Formas endorreicas: Navas

Las *navas* (1 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 erosivas. Están muy escasamente representadas en esta Hoja; aparte de la localizada en el apeadero de Bogajo, pequeños encharcamientos no cartografiables se sitúan entre La Redonda y San Felices de los Gallegos. Su edad, como la del depósito es holocena.

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* (2 en la cartografía geomorfológica) corresponde al depósito de fondo de valle de los cursos de agua, siendo en la zona de limitado desarrollo. Pueden presentar una fuerte linearidad debida al aprovechamiento por los arroyos de las fracturas del zócalo. Su edad es del Holoceno y se encuentran situados preferentemente en cursos de orden menor, sin que el Agueda ni el Huebra conserven estas formas y depósitos, lo que indica que los últimos procesos fluviales activos son de tipo erosivo.

Terrazas (3 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 Lumbrales únicamente se localizan algunos ejemplos en ambos márgenes del Río Camaces y de algunos arroyos, como el Arroyo de Cantarranas y el Arroyo de la Marquesa. Se encuentran a escasa altura sobre el cauce y su edad, la del depósito, la consideramos como del Holoceno. Los *escarpes* representados (5 en la cartografía geomorfológica) corresponden a la intersección de la incisión fluvial con los replanos de estas terrazas cuaternarias.

Conos de deyección (4 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 poca entidad, limitándose a la salida de algún encajamiento de arroyos, el de mayor desarrollo es el localizado al norte de la población de Lumbrales. La edad es holocena.

Las formas de *incisión fluvial* (6 en la cartografía geomorfológica) se generan a partir de torrenteras, arroyos y ríos. Como corresponde a su definición, la anchura es siempre menor a la magnitud de la profundidad. 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 finieógena a cuaternaria.

Una posible forma de *meandro abandonado* (7 en la cartografía geomorfológica) se localiza al norte de la Hoja, en el paraje de La Reyerta, donde los depósitos fluviales de fondo de valle describen un arco cerrado que ha quedado desligado de la dinámica fluvial.

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 erosivas (S_1 a S_6), la mayoría de las cuales se distribuyen suavemente escalonadas hacia el oeste. Dentro de la Hoja nº 475 (Lumbrales) han sido reconocidas y cartografiadas tres superficies erosivas (S_4 , S_5 y S_6), 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_4* (8 en la cartografía geomorfológica), es la mejor representada en el ámbito de la Hoja. Está situada entre los 760 y los 700 metros de altitud, presentando las mayores cotas hacia el E y S de la Hoja, es decir, está suavemente inclinada hacia el Río Huebra por el norte y hacia el Agueda por el oeste, por lo que estos cursos debían estar ya definidos para el momento de formación de esta superficie. Se encuentra excavada sobre el zócalo hercínico, tanto sobre materiales graníticos como metamórficos, y localmente sobre los depósitos terciarios del Oligoceno superior. 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 Ogres, mientras que por otro lado, la superficie que afecta a los depósitos oligocenos presenta perfiles de alteración de probable edad miocena inferior (ver estratigrafía), por lo que optamos por atribuirla genéricamente al Mioceno.

Los retazos de la *superficie S_5* (9 en la cartografía geomorfológica) se encuentran encajados bajo la anterior superficie del orden de los 30-40 metros, situándose entre los 720 y los 640 metros. Cartográficamente envuelven por el oeste y el norte a las áreas ocupadas por la S_4 , de manera que forman un escalón descendente hacia los ríos Agueda y Huebra. Otros replanos se adentran hacia el sur en la zona por la que discurren el actual río Camaces y afluentes, por lo que en este momento debían empezar a formar su paleovalle. Su edad, por situarse inmediatamente por debajo de una superficie de edad probablemente miocena y por los depósitos de glaciés con facies ogres que lleva asociada en otras Hojas, debe corresponder al Neógeno final, pudiendo cubrir desde el Mioceno superior hasta inclusive el tránsito al Pleistoceno.

Más escasos son los restos del siguiente nivel, *superficie* S_6 (10 en la cartografía geomorfológica), que en esta Hoja aparecen únicamente ligados al encajamiento del río Agueda, en el margen occidental del área cartografiada. Su cota varía ampliamente entre los 620 y los 540 metros, descendiendo hacia el norte paralelamente al Río Agueda. Su edad, dada su posición aún por encima de las terrazas cuaternarias, probablemente holocenas, nos hace adscribir este nivel al Plioceno-Pleistoceno.

Relieves residuales

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

- a) Inselberg cónicos (11 en la cartografía geomorfológica), se suelen desarrollar allí donde un elemento estructural genera una resistencia puntual a la erosión. Los mejores ejemplos son los del cerro Cabalgada (662 m), Santa Bárbara (sobre 660 m), Vértice San Pedro (653 m), Cabeza del Gejo (624 m) y La Veracruz (584 m).
- b) Inselberg dómicos (12 en la cartografía geomorfológica), presentan una litología similar a las rocas de su entorno y quedan preservados de la erosión por su distancia de los cauces principales, presentan una fisonomía más redondeada y "nick" menos marcados que los inselberg lineales o cónicos; son más frecuentes los desarrollados en litologías graníticas. Son ejemplos los pequeños relieves del área de berrocales graníticos situados al norte de la población de Lumbrales.
- c) Inselberg lineales (13 en la cartografía geomorfológica); son relieves residuales lineales de resistencia. Pueden estar sustentados por diques de cuarzo (sierros) de dirección NNE-SSO, por las barras de cuarcitas ordovícicas del sinclinal de Ahigal de los Aceiteros, con direcciones aproximadamente E-O, y en menor medida por las capas de conglomerados cuarcíticos del Cámbrico inferior que afloran en el sur de la Hoja. Buenos ejemplos de los sustentados por diques son los de La Rapada (735 m), Guijo (721 m), El Corchero (713 m) y Alagema (697 m); y de los sustentados por crestas cuarcíticas, los de San Jorge (826 m), Picón Olmedo (801 m) y Picón Bogajo (793 m), entre otros.

Otras formas poligénicas

En primer lugar destacaremos las superficies de *glacis*, (14 en la cartografía geomorfológica). Estas formas erosivas presentan una pendiente suave (no superior a los 5 grados), que sirve de unión entre los cauces fluviales y los relieves residuales. Los ejemplos más destacados dentro de la Hoja son los existentes en torno a los cerros de Campilduera al oeste del pueblo de Bogajo, y el Guijo al oeste de la población de Redonda. La posición topográfica de su nivel de base es casi siempre cercana al nivel actual de la incisión fluvial, por lo que su edad debe ser cuaternaria.

Otro elemento que se presenta en la zona es el *berrocal*, (15 en la cartografía geomorfológica) descrito en otros lugares (MARTÍN RIDAURA, 1986 y PEDRAZA *et al.*, 1989) en cuanto

a su génesis, constituye una de las formas más maduras de la evolución de un paisaje granítico. Su formación hay que relacionarla con la concurrencia de dos o más tipos de diaclasado, en general el curvo y el subvertical, el primero da lugar a lanchares mientras el segundo genera bloques paralelepípedos, que por desagregación granular y escamación producen los bolos. El berrocal nos marca unos procesos de alteración que se están llevando a cabo sobre el granito y que actualmente son operativos.

Esta forma se localiza dentro de la Hoja en varias manchas, de las que destacan, por su extensión, la desarrollada a la salida del embalse de Almendra, que se ve acentuada por el encajamiento que allí presenta el río Tormes y la situada al NE de la población de La Peña.

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

5.3.2.4. *Formas de ladera*

Los *coluviones* (19 en la cartografía geomorfológica) corresponden a las superficies de estos depósitos gravitacionales, que se disponen estabilizando relieves inestables. De esta manera, las formas coluviales articulan zonas de elevada pendiente con otras más planas.

En la Hoja de Lumbrales estas morfologías se encuentran en dos tipos de situaciones morfológicas que se corresponden con dos tipos de depósitos coluviales de distintas características litológicas y posiciones estratigráficas. Su edad, que cubre la de ambos depósitos, abarca desde el Mioceno superior al Cuaternario.

Las formas ligadas a los coluviones más antiguos se encuentran en torno a relieves tipo *inselberg* lineal definidos por las barras de cuarcitas (San Jorge, 826 m; Siervo, 799 m; Las Cañadas) o por diques de cuarzo (Siervo Monte, 654 m; Alagema, 697 m; El Corchero, 713 m) y articulan estos relieves con las superficies erosivas que los sustentan.

Las formas coluviales ligadas a los depósitos más modernos aparecen ligadas al encajamiento de los cursos de agua, por debajo de la línea de cambio de pendiente (Río Agueda).

Los *cambios bruscos de pendiente* (20 en la cartografía geomorfológica) más importantes en el área cartografiada corresponden a los encajamientos del río Agueda. La edad de estas formas de encajamiento abarca el Neógeno y el Cuaternario, aunque al estar situadas por debajo incluso de las superficies erosivas más modernas, su estado actual debe ser bastante reciente (Holoceno).

5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

5.4.1. **Alteraciones**

En esta Hoja, al igual que en sus vecinas Villavieja de Yeltes y Villar de Ciervo, hemos diferenciado dos tipos de alteraciones. La de mayor extensión corresponde a una alteración

generalizada (B en la cartografía geomorfológica) que produce la argilización de los meta-sedimentos pelíticos y dando 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.

Por otro lado tenemos una alteración de tonos rojos (C en la cartografía geomorfológica) que afecta a los metasedimentos pelíticos, principalmente en torno a la alineación cuarcítica que cruza de este a oeste la Hoja, aunque también afecta superficialmente a los depósitos oligocenos. Dentro de la zona se sitúa entre los 730 y 800 metros de altitud.

Siguiendo las pautas establecidas en las Hojas de Villavieja de Yeltes y Villar del Ciervo, cabría asignarla al Mioceno inferior a medio, relacionándola de este modo con los depósitos rojos de la cuenca sedimentaria y con la superficie erosiva que hemos denominado S_4 en el borde de cuenca.

5.4.2. Depósitos fluviales

5.4.2.1. Conglomerados y arcosas oligocenas

Las características litoestratigráficas de la UTS P3 han sido ya tratados extensamente en el capítulo de estratigrafía. En cuanto a las particularidades morfogenéticas de esta formación superficial (A en la cartografía geomorfológica), su limitado afloramiento y la pérdida de su morfología deposicional substituida por una superficie de arrasamiento (S_4), no permite obtener muchas conclusiones. Sin embargo, la amplia distribución regional de afloramientos más o menos aislados de estos materiales, nos hace suponer que debían extenderse uniformemente sobre el zócalo de este borde de cuenca, alcanzando mayores espesores a lo largo de paleovalles NO-SE que coinciden con los principales colectores actuales y que estaban culminados por importantes aterrazamientos. Por lo tanto, suponemos que los afloramientos oligocenos de la Hoja están relacionados con una etapa de relleno del primitivo río Huebra. Su disposición, en ésta y en otras Hojas cercanas, es de una suave inclinación hacia el oeste en sentido amplio, lo que hace suponer un funcionamiento exorreico del drenaje en el borde occidental de la Cuenca del Duero para los últimos tiempos del Oligoceno.

5.4.2.2. Depósitos aluviales cuaternarios

Los depósitos de las terrazas cuaternarias (E en la cartografía geomorfológica), junto con los depósitos aluviales de fondo de valle y conos de deyección (G en la cartografía geomorfológica), cuyas características han sido ya tratadas en el capítulo de estratigrafía, marcan los pulsos más recientes del encajamiento de la red de drenaje, adscribibles al Holoceno. Su limitado desarrollo y su tendencia a conservarse preferentemente en tramos altos y arroyos secundarios refleja la preponderancia de los procesos erosivos recientes.

5.4.3. Depósitos de ladera

5.4.3.1. Coluviones

Los dos tipos de depósitos coluviales de la Hoja, cuyas características litoestratigráficas han sido ya tratadas en el capítulo de estratigrafía, se disponen según dos tipos de situaciones morfológicas bien definidas.

Los coluviones antiguos (D en la cartografía geomorfológica) situados en torno a relieves residuales tales como inselberg lineales, se disponen estabilizando las laderas y apoyándose sobre las superficies erosivas anteriores en edad (S_3, S_2) que les sirven de nivel de base. Las características litoestratigráficas de estos materiales nos llevan a suponerlos una edad aproximadamente del Mioceno superior.

Los relacionados con los encajamientos más recientes (coluviones cuaternarios, F en la cartografía geomorfológica) se sitúan por debajo de la línea de cambio de pendiente de las gargantas (río Agueda) y su nivel de mínima energía lo constituyen los cursos de los ríos y arroyos, por lo que están genéticamente ligados al progreso de la incisión fluvial. La edad que suponemos para estos depósitos es del Cuaternario.

5.4.4. Depósitos endorreicos: navas

Los depósitos de zonas endorreicas o navas (H 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 penepplanizada de edad mesozoica a paleógena. Esta superficie compleja, puede resultar de la superposición de varias superficies de distinta edad, es la Penillanura Fundamental de la Meseta (SOLÉ 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 penepplanizada del área es en cierto modo herencia de aquella, si bien profundamente excavada en tiempos más recientes.

La ausencia de depósitos mesozoicos y de buena parte del Paleógeno implica que el área de la Hoja en estudio estuvo sometida a un proceso continuado de erosión durante este lapso de tiempo y que constituía un área fuente de materiales que eran transportados hacia el este, hacia la Cuenca del Duero.

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 ins-

taurar los cursos fluviales importantes (los primitivos Agueda y Huebra). Al menos el paleo-
valle del último se rellena con los materiales arcósicos y conglomeráticos del oligoceno.

Posteriormente (Mioceno inferior a medio), y mientras continúa el encajamiento de la red de drenaje como consecuencia de la erosión remontante del Duero desde el Atlántico (MARTÍN-SERRANO, 1991), se comienza a labrar la superficie S_4 , que en otras Hojas (Vilvestre, Villavieja de Yeltes, Villar del Ciervo) se correlaciona con el depósito de materiales adscribibles a las Series Ocre y, por lo tanto, extendería su edad al menos hasta el Mioceno superior. También una edad similar pueden tener tanto la superficie S_5 , excavada bajo la anterior del orden de los 40 m, como los coluviones antiguos que llegan a apoyarse sobre ella. Por encima de la S_4 y posteriormente de la S_5 sólo destacan los relieves residuales de las venas de cuarzo y las pequeñas sierras de las alineaciones de cuarcita, cuyas pendientes van a quedar definitivamente estabilizadas mediante amplios corredores tapizados con depósitos coluviales.

Durante el Plioceno-Pleistoceno, debido al progresivo encajamiento de la red fluvial, se labra un nuevo nivel, S_6 , unos 20 m por debajo del anterior y muy relacionado espacialmente con la distribución de esta red. La profundización de la red fluvial continúa e incluso se acelera, de forma que inmediatamente después de labrarse S_6 se excavan profundas gargantas con desniveles del orden de los 400 m. A esta etapa corresponde la definición actual de la red fluvial secundaria, que aprovecha extensamente el sistema de fracturación para encauzarse. En ocasiones, el encajamiento se resuelve mediante glaciares erosivos.

Durante el Cuaternario más reciente, los procesos erosivos dominan sobre los sedimentarios, de forma que apenas se producen depósitos fluviales de edad holocena. La alta energía y efectividad del drenaje ocasiona que los depósitos gravitacionales de esta edad tampoco lleguen a alcanzar grandes acumulaciones, siendo evacuados rápidamente, sin embargo las superficies que quedan colgadas por encima de la incisión pueden mantener humedales de escaso desarrollo vertical y cierta extensión.

5.6. PROCESOS ACTUALES

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

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

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

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

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Tiempos Preordovícicos

El registro estratigráfico en el área de estudio se inicia con los depósitos de plataforma silici-clástica con pasadas carbonatadas de edad Precámbrico superior-Cámbrico inferior que representan los tramos inferiores del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estos materiales se disponen sobre un conjunto de ortogneises con los que seguramente mantienen unas relaciones de cobertera y zócalo. El depósito va acompañado de una importante actividad magmática, de tipo bimodal, relacionable con un proceso de "rifting" continental en el tránsito Precámbrico-Cámbrico. Durante el Cámbrico medio-superior la secuencia estratigráfica del Complejo Esquisto-Grauváquico evoluciona hacia una sedimentación de tipo flysch que se interpreta como depósitos sinorogénicos en una cuenca de antepaís, al final de la Orogenía Cadomiense.

Con posterioridad, la deformación extensional "sarda" produce, mediante fallas normales, el basculamiento de bloques y la formación de semigrabens que van a condicionar la distribución de facies y espesores del Ordovícico inferior. Sobre este paleorelieve de bloques basculados se desarrolla la superficie erosiva irregular de la discordancia Sárdica.

Tiempos Ordovícicos y Silúricos

La transgresión postcámbrica se inicia con el depósito discordante de la Formación Cuarcítica (Tremadoç/Arenig) en un ambiente marino litoral o mareal con frecuentes reabajamientos por tempestades. Sobre las alternancias de cuarcitas y pizarras se extienden, con una distribución más uniforme, los bancos masivos de la cuarcita Armoricana. El tránsito Ordovícico-Silúrico viene marcado por la profundización de la cuenca, con el depósito en condiciones reductoras de las pizarras con piritita, equivalentes a las "Pizarras de Luarca" del NO peninsular.

Tiempos Hercínicos

La Orogenía Hercínica afecta a los materiales a través de tres fases principales de deformación y algunas estructuras más tardías y menos importantes, y va acompañada de importantes manifestaciones plutónicas y metamórficas.

La primera fase, F₁, se caracteriza regionalmente por el desarrollo de trenes de pliegues D₁ asimétricos de gran escala, de dirección ONO-ESE y vergencia al NE, con flancos normales

largos e inversos cortos. La esquistosidad de plano axial asociada a estos pliegues, S_1 , corta con un cierto ángulo a la estratificación S_0 . Se trata de una fase compresiva de engrosamiento cortical.

La segunda fase de deformación, F_2 , es más intensa en los sectores más profundos de la pila sedimentaria. Genera pequeños pliegues D_2 y una importante foliación a escala regional, S_2 , de características extensionales con indicadores cinemáticos de movimiento del bloque de techo hacia el S y SE. La S_2 presenta variables grados de desarrollo en los granitos afectados por la segunda fase de deformación.

La tercera fase de deformación, F_3 , produce un suave plegamiento de las estructuras anteriores según direcciones E-O y planos subverticales. Los pliegues van desde la micro a la macroescala, destacando amplias macroestructuras como el Antiforme de Lumbrales.

Los procesos orogénicos de F_1 a F_3 van acompañados por un metamorfismo progrado de baja presión, en condiciones que van desde esquistos verdes de baja temperatura, en los niveles superiores de la columna de materiales, hasta anfibolitas e incluso condiciones migmatíticas en los niveles profundos y por la intrusión de importantes volúmenes de cuerpos graníticos sin a tardinemáticos. Estos últimos pueden llegar a desarrollar aureolas de metamorfismo de contacto en el encajante metasedimentario.

Posteriormente tiene lugar una etapa de generación de cizallas subverticales sinistras (Cizalla de Juzbado-Penalva y Cizalla del Huebra), de dirección ENE-OSO y largo recorrido. Llevan asociado un metamorfismo retrógrado en facies de esquistos verdes.

Una cuarta fase de deformación, F_4 , se refleja en la aparición de pliegues angulosos subverticales con una esquistosidad de crenulación asociada, de dirección E-O a NO-SE y localmente en la generación de cizallas.

La tectónica tardihercínica, generalmente frágil, se manifiesta en la aparición de varias familias de fallas: NNE-SSO, frecuentemente rellenas por filones de cuarzo, y las de dirección NNO-SSE.

Tiempos Alpinos

Es durante el Mesozoico, cuando comienza a generarse una superficie a lo largo del zócalo del borde N de la fosa, de Ciudad Rodrigo, que es fosilizada por los sedimentos terciarios (CANTANO y MOLINA, 1987). Esta superficie es atribuida a una morfogenésis poligénica en condiciones de sabana desarrollada a finales del Cretácico y cuya duración se prolongó hasta el Neógeno. Durante este periodo se sucedieron los procesos de alteración y degradación del zócalo preparando los materiales para el ciclo terciario (SOLÉ SABARÍS, 1958; MOLINA y JORDÁ, 1982; MARTÍN-SERRANO, 1988).

El zócalo hercínico que había permanecido estable durante el Mesozoico comienza, a finales del Cretácico, a notar los primeros pulsos de la Orogenia Alpina, dio lugar al desarrollo

de pequeños valles tectónicos de dirección N-S y otros más importantes de dirección NE-SO, como la Fosa de Ciudad Rodrigo. Esta comenzó a rellenarse durante el Eoceno, sin embargo, no es hasta el Oligoceno cuando se inicia la sedimentación en el ámbito de la Hoja. Durante este lapso de tiempo el clima debió 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 (UTS P3). Durante el Mioceno inferior los depósitos de esta unidad permanecieron expuestos por lo que sufrieron profundas modificaciones debido a las nuevas condiciones climáticas reinantes durante ese periodo.

Durante el Neógeno final y el Cuaternario dominan los procesos poligénicos de arrasamiento que llevan a la generación de varias superficies elevadas y suavemente escalonadas y, más recientemente, los procesos fluviales de incisión y encajamiento de la red de drenaje del río Duero.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. **Minerales metálicos y no metálicos**

En los indicios y depósitos minerales de esta Hoja, están presentes, principalmente, las siguientes sustancias: Sn, W, Pb, Sulfuros, Au, Mn y Fe.

La mayoría de las labores son de volumen pequeño y de explotación artesanal, no pasando en ocasiones de meros trabajos de exploración. Únicamente la Mina Mari Tere (Sn, W, Mo), en Lumbrales, puede destacar entre las demás por su importancia y volumen de labores, predominantemente subterráneas, habiendo sido explotadas desde 1928 hasta la década de los 80, siendo en la actualidad utilizadas sus escombreras para extracción de áridos. No existe pues ninguna explotación en activo en la Hoja.

Estaño-Wolframio

Es el grupo de indicios más numeroso. Son todos ellos filonianos, si bien con direcciones diferentes y encajando en distintos materiales. Como paragénesis común presentan Casiterita, Wolframita, Scheelita, Arsenopirita y Pirita. Y las alteraciones principales son moscovitización y turmalinización.

Dentro de este grupo se pueden considerar varios subgrupos con características y situación geológica propias.

Las labores 1, 2 y 3 son filones de cuarzo mineralizados, de direcciones N 10°-30°E y sub-verticales. Se sitúan todos ellos en el noroeste de la Hoja y arman en esquistos a veces mote-

ados. La principal alteración que presenta es la greissenización. Pertenecen al tipo de filones de cuarzo individualizados de la clasificación establecida para el noroeste peninsular por GONZALO CORRAL y GRACIA PLAZA (1984).

Otro subgrupo está formado por los indicios 5, 6, 7 y 8, que se concentran en el noreste de la Hoja, y son mineralizaciones en los cuerpos pegmoaplíticos de la zona, que encajan en los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico. El mineral se encuentra diseminado en estos diques, en general subverticales y de dirección N 110° E. Corresponde al tipo A₂ de GONZALO CORRAL y GRACIA PLAZA (1984) en el que la Casiterita aparece asociada a columbotantalita y dispersa dentro de la masa pegmoaplítica.

Los indicios números 4 y 9, también en el noreste de la Hoja, son sin embargo filones de cuarzo mineralizados, de direcciones diferentes y subverticales, con poca potencia (2 a 10 cm). Ocupan una posición peribatolítica del granito de Barruecopardo en su borde sur. Es de destacar la presencia de Oro en estas labores. Pertenecen al tipo de filones de cuarzo complejo de GONZALO CORRAL y GRACIA PLAZA (1984).

Los indicios 24 y 25, en el sureste de la Hoja, son filones de cuarzo mineralizados, intrabatolíticos del borde norte del granito de Villar de Ciervo, que presentan una dirección subparalela al borde del granito (N 110°E), buzando fuertemente al sur (70°). Son enjambres de filones de unos 25 cm de potencia y con corridas de varias decenas de metros. Presentan por tanto características comunes a otros indicios de la misma sustancia en los bordes norte y sur del granito de Villar de Ciervo, formando un distrito minero con estos indicios situados en la Hoja sur (Villar del Ciervo, 500). En la clasificación de GONZALO CORRAL y GRACIA PLAZA (1984) pertenecen a los enjambres de filones de cuarzo complejo.

En la parte central de la Hoja existen diferentes labores, formando un subgrupo muy heterogéneo, si bien todos ellos son filones de cuarzo, sus direcciones son diferentes y el encajante puede ser intrusivo, migmatítico o materiales del Complejo Esquisto Grauváquico. Entre ellos destaca la mina Mari Tere de Lumbrales (14), con labores subterráneas con una profundidad máxima de 200 m. La mineralización según GONZALO CORRAL y GRACIA PLAZA (1985) es de filones de cuarzo individualizados y bien definidos, con predominio de la Casiterita si bien presenta Q, Sn, As, Mo y Cu. Su encajante son migmatitas.

Plomo

Hay tres labores de esta sustancia en la Hoja (indicios números 19, 20 y 22). Consisten en explotaciones artesanales con pozos y galerías. Es de destacar que próximas al indicio 19, al sur del río Agueda y ya en Portugal, existen explotaciones de un cierto volumen (Minas de Vale de Torno).

La paragénesis es similar en las tres, con Cuarzo, Galena, Arsenopirita y secundarios. En cuanto a su morfología son filonianos y con diferentes direcciones, siendo el cuerpo mineralizado brechas de fallas en N 10°E/90 y N 140°E/55°S en los indicios 19 y 22 respectivamente, y filones de cuarzo en N 75°E/90 en el indicio 20. Esta última labor, que es la de mayor entidad, ocupa una posición en el contacto entre el granito de dos micas del macizo

de Lumbrales y los materiales ordovícicos del sinclinal de Ahigal de los Aceiteros, en el sector en que los materiales de éste están afectados por la zona de cizalla dúctil, subvertical y sinistral, de Juzbado-Penalva do Castelo.

Sulfuros

Cuatro indicios próximos a la localidad de Cerralbo (10, 11 y 12) han sido agrupados aquí, dado que solamente se ha constatado la presencia de Arsenopirita y Pirita, y que no existen en la actualidad datos sobre la posible presencia de otros elementos como el Oro.

Son zanjas de poca profundidad sobre filones de cuarzo con direcciones N-S y subverticales y potencias máximas de 40 cm con unos 50 m de corrida como máximo.

Oro

Existen dos indicios de este metal (4 y 9), ambos son filonianos y en ellos este elemento va asociado al Wolframio. Como sulfuros presentan Pirita y Arsenopirita. Las direcciones de los filones de cuarzo son diversas, siendo la situación geológica similar en ambos, es decir próxima al borde sur del granito de Barruecopardo y encajando en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico.

Según BURKHARDT y GARCÍA SÁNCHEZ (1985) son muy abundantes en los bordes del granito de Barruecopardo, siendo la paragénesis: Cuarzo, Arsenopirita, Pirita, Scheelita, Wolframita y Escorodita. Su dirección es N20°E y su potencia entre 10 y 105 cm.

Ocuparían la posición tensional que GONZALO CORRAL Y LÓPEZ PLAZA (1984) dan para la F_2 hercínica en la zona.

En cuanto a su génesis, según BURKHARDT y GRACIA SÁNCHEZ (1985), sería un sistema hidrotermal, ocasionado por el metamorfismo regional o por el plutonismo, el que concentraría el Au presente en algunos niveles del Complejo Esquisto-Grauváquico.

7.1.2. Minerales energéticos

Son dos los indicios de Uranio considerados en este trabajo, si bien existen en la Hoja más anomalías radiométricas, pero sin labores relacionadas con ellas.

Son las minas denominadas Valdemascaño, en el paraje de Valdegesa, término municipal de Hinojosa de Duero (indicio 13) y San Felices, en el paraje de El Berceal, al sur del casco urbano de San Felices de los Gallegos (indicio 23).

Ambas fueron explotadas mediante pozos y galerías, en la actualidad cerradas, por la JEN y posteriormente por ENUSA. Valdemascaño fue uno de los primeros descubrimientos en esta zona.

Ambos indicios son muy semejantes, si bien de mayor volumen el de Valdemascaño. Encajan los dos en materiales graníticos y son de morfología filoniana, con direcciones N20-25°E. Los filones son de cuarzo de exudación brechado, con restos arcillosos ferruginosos en el nivel de oxidación y bolsadas supergénicas de torbernita. Los minerales principales son Cuarzo y Pechblenda.

Los episodios de brechificación y génesis son complejos en Valdemascaño. Se han citado mecanismos epitermales para los sulfuros (BGPC) y mesotermales para la niquelina, mientras que la Pechblenda sería supergénica y posterior.

La brechificación en San Felices sería alpina tardía, con circulación de fluidos acuosos por las zonas permeables y precipitación del U por absorción por coloides silicolimoníticos.

7.1.3. Rocas y minerales industriales

Las explotaciones de rocas industriales de la Hoja son todas de dimensiones modestas y de importancia limitada. Hay canteras de granito para la obtención de bloques irregulares para espaldones y escollera, graveras pequeñas y en dos puntos se extrae, esporádicamente, cuarcita tableada para mampostería y solados. Merece destacarse, por ser un aprovechamiento de un subproducto minero, la explotación como áridos de machaqueo de las escombreras de la mina de Lumbrales. El mercado de todos estos productos es local o, a lo sumo, regional.

Respecto a los minerales industriales, existen numerosos indicios de feldespato en el haz de diques de pegmatita de La Fregeneda. Asociados a masas y venas pegmatoides del área de La Fregeneda-Hinojosa de Duero se encuentran indicios de andalucita, la cual se concentra en los suelos en forma de cantos sueltos. Por último, han sido objeto de explotación en el pasado algunos de los numerosos diques de cuarzo que surcan la Hoja.

La localización de las explotaciones e indicios más significativos (tratándose siempre de pequeñas canteras, como ya se ha dicho), está reflejada en la tabla 3.

Arena y grava

Los depósitos aluviales del río Huebra están compuestos principalmente por gravas con matriz arenosa. Los cantos son de cuarcita principalmente aunque es frecuente encontrar también de cuarzo, granito y esquisto. Se observa un aumento del porcentaje de cantos cuarcíticos desde aguas arriba hacia aguas abajo. Los indicios correspondientes a este tipo de material son los números 14 y 29. Las graveras que aprovechan estos aluviales trabajan intermitentemente, utilizándose como zavorra para rellenos o bien, una vez clasificados, como áridos para morteros y hormigones.

Las escombreras de la mina de Lumbrales, compuestas por cantos de machaqueo de diferentes tamaños y litologías diversas (cuarzo, granito, esquisto) se utilizan también, después de ser clasificados, para hormigones.

TABLA 3

Nº Indicio	Coordenadas UTM		Sustancia	Término Municipal	Tipo
	X	Y			
26	684.05	4540.85	Cuarzo	Hinojosa de Duero	EB
27	685.85	4535.70	Granito	Sobradillo	EI
28	696.25	4538.30	Granito	Lumbrales	IN
29	702.40	4541.40	Arena y Grava	Cerralbo	EI
14	694.45	4534.30	Arena y Grava	Lumbrales	EA
30	693.25	4528.70	Cuarcita	Ahigal de los Aceiteros	EB
31	699.25	4530.20	Cuarcita	Olmedo de Camaces	EI

EA: Explotación Activa.

Eb: Explotación abandonada.

EI: Explotación intermitente.

IN: Indicio.

Cuarcita

En la arquitectura rural de la comarca se usa, desde antiguo, la cuarcita como material para mampostería, solados etc. En la actualidad se extrae intermitentemente cuarcita Armoricana en varios puntos del flanco septentrional del Sinclinal de Ahigal (indicios 30 y 31). Se aprovechan ciertos tramos de cuarcita tableada teñida por la alteración superficial en tonos ocres y rojizos, extrayéndose planchones de 1-2 cm de espesor y varios dm² de superficie, que se utilizan para la restauración de edificios antiguos de la zona y para solados, revestimientos etc., en las construcciones más modernas.

Cuarzo

Los diques de cuarzo son muy numerosos en la Hoja, siendo los más importantes aquellos cuya dirección oscila de N20°E a N40°E. Los que han sido objeto de explotación en el pasado superan los 2 m de potencia, alcanzando 15 m en algunos puntos, (indicio 26).

Granito

Se utiliza el granito de dos micas, esporádicamente, en bloques irregulares para escollera y rellenos (indicios 27 y 28).

En algunos lugares la morfología cupuliforme y la baja densidad de fracturas permitiría la extracción de grandes bloques para ser aserrados y pulidos (piedra natural de construcción).

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

En general, las precipitaciones en la cuenca del Duero, se caracterizan por la irregularidad en cuanto a su distribución temporal y la desigualdad en cuanto a su distribución espacial. La precipitación media anual en la cuenca es de 615 mm, siendo 825 mm la correspondiente al año más húmedo y 350 mm la del año más seco. Los valores anuales de precipitación, cercanos a los 1.000 mm, sólo se alcanzan en las regiones montañosas, ya que la altura de la precipitación concuerda estrechamente con la orografía. La mayor parte de la Hoja se encuentra comprendida entre las isoyetas de 700 y 800 mm/año (Fig. 8) con isomáximas para un periodo de 24 horas que varían entre 50 y 100 mm.

La temperatura media anual oscila entre 12 y 15° C (Fig. 8), coincidente con la de la cuenca hidrográfica, y la evapotranspiración potencial media calculada según el procedimiento de Thornwaite está comprendida entre 700 y 750 mm anuales.

El clima es, según la clasificación de Papadakis, Mediterráneo Templado, con temperaturas rigurosas y precipitaciones escasas. En ciertos sectores de la Hoja, el clima puede considerarse Mediterráneo Templado fresco. Por el régimen de humedad predomina en la Hoja el tipo climático Mediterráneo seco y sólo en algunas áreas montañosas cambia a Mediterráneo húmedo.

7.2.2. Hidrología superficial

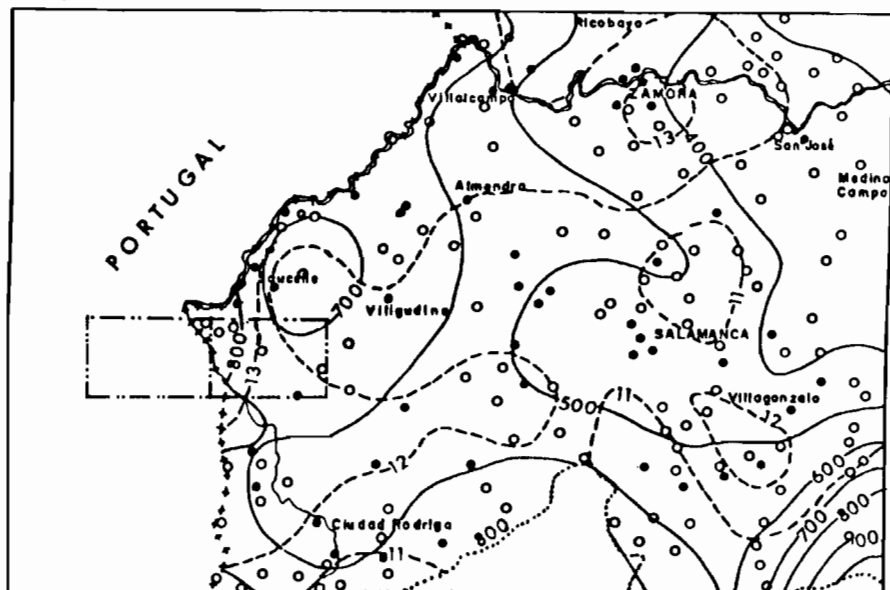
Desde el punto de vista hidrográfico hay que reseñar dos hechos en la Hoja. Por una parte el carácter generalmente dendrítico (rectangular allí donde la trayectoria de los ríos sigue las fracturas) de la red fluvial. Por otra, se observa un carácter estacional claramente marcado.

Los principales cursos que recogen la aportación hídrica, fundamentalmente la escorrentía superficial, son los ríos Agueda, Huebra y su afluente por la margen izquierda, el río Camaces. En la Hoja, existe únicamente una estación de aforo en el río Huebra denominada EA - 94 (Puente Resbala). En el río Duero, aguas abajo y próximo a la Hoja se encuentra el embalse de Saucelle, con un volumen de embalse de 169 hm³ y una capacidad eléctrica de 285 Mw. En el río Huebra está proyectada la presa de Bermellar (475 hm³ y 50 Mw) y en el río Yeltes se ha señalado otra del mismo nombre con 5 hm³.

No se controla la calidad de las aguas superficiales en ningún punto de la Hoja, pero según el Plan Hidrológico (1988) y los informes revisados, las aguas del Duero en la zona pueden clasificarse como de calidad intermedia, lo que implica valores del índice de calidad general del agua (ICG) entre 70 y 80.

Con respecto al riesgo potencial de inundación, el "Plan Hidrológico de Riesgos Potenciales" define una relación de zonas situadas aguas abajo de los embalses precisamente por esa localización. Por ello se considera como zona potencialmente inundable, pese a no haber tenido nunca este problema, al curso de los ríos Yeltes y Huebra.

ESQUEMA REGIONAL DE ISOYETAS E ISOTERMAS



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

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

Fig. 8. Esquema regional de isoyetas e isotermas (extraido del Plan Hidrológico la Cuenca del Duero).

La clasificación del curso de los ríos Yeltes y Huebra se considera como Rango de Prioridad Menor según el MOPTMA.

7.2.3. Características Hidrogeológicas

En la figura 9 puede observarse la situación de la Hoja con respecto a los grandes sistemas acuíferos que se definen en la cuenca del Duero. Los materiales dominantes en la misma (principalmente granitos y pizarras del paleozoico), no constituyen acuíferos de entidad regional, dadas sus características litológicas que les confieren un comportamiento básicamente impermeable o de baja permeabilidad. No obstante, cabría admitir en los granitos una permeabilidad asociada tanto al desarrollo de fracturas como a la existencia de zonas de alteración bien en granitos ("Lehm granítico") bien en metasedimentos, las cuales pueden considerarse también como acuíferos, debiendo su permeabilidad a porosidad intergranular.

Los afloramientos paleozoicos deben considerarse impermeables por su propia naturaleza, con excepción de la alineación de cuarcitas que recorre la Hoja de Este a Oeste, dividiéndola en dos mitades, destacando zonas de mayor fracturación que dan lugar a surgencias locales en la mayoría de los casos de carácter estacional. Su permeabilidad es debida a la fracturación y diaclasado que las afecta.

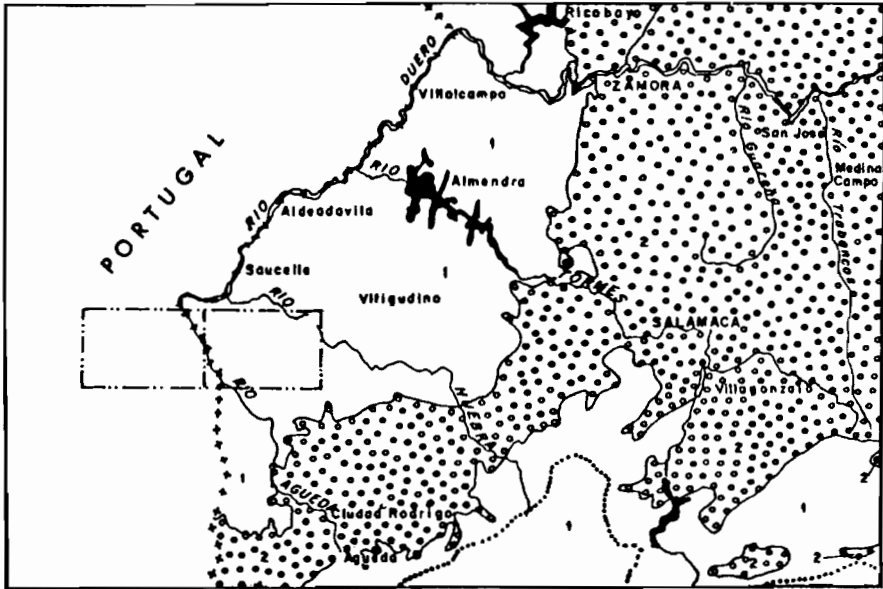
Las captaciones existentes en la Hoja se han realizado en materiales compactos (granitos, gneises y pizarras) y aportan caudales que no superan en general los 3 l/s, con profundidades comprendidas entre 100 y 160 m (en casos excepcionales alcanzan 200 m). El comportamiento hidráulico de los sondeos realizados en granitos y pizarras es similar, si bien los caudales de los realizados en pizarras son más homogéneos.

Debe hacerse notar que en el borde oeste de la Hoja afloran sedimentos terciarios, la unidad arcósica, que se distribuyen según pequeñas manchas aisladas con un espesor muy reducido (pocos metros de potencia máxima) por lo que presentan un escaso valor desde el punto de vista hidrogeológico. Los materiales arcósicos que integran esta unidad son fundamentalmente conglomerados, arenas y, en menor proporción, lutitas. Los conglomerados presentan un contenido medio del 70% en gravas, 0-10% en arenas y 20-30% en arcilla; las arenas son arcosas o subarcosas con tamaño de grano grueso a medio, volumétricamente menos importantes que los conglomerados; y las lutitas están constituidas por una mezcla de limo y arcilla, arena en proporciones muy variables y pequeños clastos de cuarzo.

También se encuentran depósitos cuaternarios que pueden constituir acuíferos con carácter local y de pequeña entidad. En general son de escaso espesor y están reducidos a los cauces y laderas. Pueden distinguirse:

- *Aluviales y Conos de deyección*: Constituyen depósitos de escasa potencia que quedan restringidos a los lugares en los cuales el cauce se encuentra poco encajado en el sustrato. Los conos de deyección se sitúan en la salida de encajamientos de poco recorrido y escasa incisión.

ESQUEMA REGIONAL DE ISOYETAS E ISOTERMAS



ESCALA 1:1.200.000 (Extraído 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. 9. Esquema hidrogeológico regional
(extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero).**

- *Coluviones*: Con una composición litológica variada y en ciertos casos difícilmente separables del depósito terciario. Los más antiguos se sitúan junto a las alineaciones de cuarcitas de Atalaya, Monte Olive, San Felices, San Jorge y Sierro, presentan alteraciones con una tonalidad rojiza muy marcada y se encuentran erosionados por otro coluvión más moderno con una característica diferenciadora visible, la presencia de elementos más finos en el más antiguo, predominando el tamaño arena en el moderno.
- *Terrazas*: Con una permeabilidad debida a porosidad intergranular variable en función del contenido de arenas, quedan limitadas a pequeños replanos de escasas dimensiones.

En clara relación con las zonas húmedas y el nacimiento de arroyos en áreas llanas, citar la existencia de depósitos constituidos por limos y arcillas negras con una importante cantidad de materia orgánica.

Se considera como zona húmeda una parte del paraje conocido como “Los Arribes del Duero y Agueda”, considerado como Espacio Natural Protegido aunque no esté clasificado legalmente. Situado al Oeste de la Hoja, donde el río Agueda define la frontera entre España y Portugal, presenta como característica principal la existencia de relieves escarpados debidos al encajamiento del río Agueda y sus afluentes.

En la Hoja existen numerosos puntos de agua, la mayoría de los cuales están constituidos por manantiales y sondeos de abastecimiento a núcleos urbanos. Dichos puntos, cuyo resumen se adjunta en el cuadro 1, se sitúan preferentemente en zonas de alteración de los materiales graníticos y en pequeños aluviales.

En cuanto a la calidad química de las aguas subterráneas las facies procedentes tanto de los granitos como del paleozoico son básicamente bicarbonatadas sódicas. En general las aguas están muy poco mineralizadas, con un pH, ligeramente básico, entre 6,7 y 7,8 y conductividad eléctrica comprendida entre 80 y 420 $\mu\text{S}/\text{cm}$, apareciendo las conductividades menores en los manantiales y las mayores en los sondeos por captar éstos aguas con un mayor tiempo de residencia en la roca. La dureza varía entre 15 y 128 ppm de calcio, por lo que en general son aguas blandas.

8. BIBLIOGRAFIA

- ALONSO GAVILÁN, G. y CANTANO, M. (1987). "La Formación Areniscas de Ciudad Rodrigo: Ejemplo de sedimentación controlada por paleorrelieves (Eoceno, Fosa de Ciudad Rodrigo)". *Stvd. Geol. Salmantica*, 24, págs. 247-258.
- ALONSO GAVILÁN, G. y POLO, M.A. (1986-87). "Evolución tectosedimentaria oligomiocénica del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Acta Geol. Hispánica*, 21-22, págs 419-426.
- ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M.F. (1987). "Paleogeografía del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). En: J. Cívís y M.F Valle, *Actas de Palinología (Actas del VI Simposio de Palinología, A.P.L.E)*. Univ. Salamanca, págs. 269-275. ARNAIZ, J.; RUIZ, B. y RUIZ, J. (1989). "Update of uranium resources en Spain; U deposits in the Salamanca province". *Technical committee meeting on Uranium resources an Geology en Europe. Sept. 1989. Czechoslovakia*. (En prensa).
- ARRIBAS, A. (1962). "Mineralogía y metalogenía de los yacimientos españoles de Uranio: las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca". *Est. Geol*, 18, págs. 155-172.
- ARRIBAS, A. (1975). "Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de Uranio". *Est. Geol*, 9, págs. 7-63.
- ARRIBAS, A. (1985). "Sobre el origen de los yacimientos filonianos de Uranio en rocas meta-sedimentarias: el caso de Mina Fe, Salamanca (España)". *Vein Type Uranium deposits, IAEA*, págs. 211-234.
- ARRIBAS, A. (1987). "Sobre el origen de las mineralizaciones españolas de Uranio en rocas metasedimentarias". *Bol. Geol. Min. de España*, XCVIII-V, págs. 705-711.
- ARRIBAS, A.; MARTÍN IZARD, A. y MONTES, J. (1983). "Las mineralizaciones de Uranio de la zona de Alameda de Garzón, y su posición en el contexto geotectónico de las pizarras del Oeste de la provincia de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmantica*, XVIII, págs. 201-224.
- BASTIDA, F. (1981). "La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo". *Trab. Geol*, 11, págs. 35-54. Facultad de Ciencias Universidad de Oviedo.
- BELLIDO, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y DE PABLO MACÍA, J.G. (1987). "Las rocas graníticas hercínicas del norte de Galicia y occidente de Asturias". Memoria 101. *IGME*, págs. 1-157.
- BERNARDO DE SOUSA, M.B. de (1983). "Litostratigrafía do CXG-Grupo do Douro (NE Portugal)". *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 96, 61 págs.
- BIROT, P. (1937). "Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidental". *Ann. de Geol. Paris*, XLVI, págs. 25-42.

- BLANCO J.A.; ALONSO GAVILÁN, G.; FERNÁNDEZ, B. y SÁNCHEZ, S. (1989). "La alteración roja miocena sobre las Areniscas de Villamayor". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 209-222.
- BRUM FERREIRA, A. (1978). "Planaltos e Montanhas do norte da Beira. Estudo de Geomorfologia". *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, 4, 374 págs. Lisboa.
- BRUM FERREIRA, A. (1980). "Surfaces d'aplanissement et tectonique récente dans le nord de la Beira (protugal)" *Rev. Geol. Dynam. Geogr. Physi*, 22-1, págs. 51-63.
- BURKHARDT, R. y GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1985). "Distribución de Au y Ag en filones de cuarzo mineralizados (W, Sn, Sulfuros) del oeste de España". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 10, págs. 285-310.
- 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". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 82 (1-4), págs. 87-101.
- CARNICERO, 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. Inédita.
- CARNICERO, A. (1981). "Granitoides del centro oeste de la provincia de Salamanca. Clasificación y correlación". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, págs. 45-49.
- CARNICERO, A. (1982). "Estudio del metamorfismo existente en torno al granito de Lumbrales (Salamanca). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVII, págs. 7-20.
- CARNICERO, A.; LÓPEZ PLAZA, M. y DELGADO, J.C. (1987). "Estudio petrológico del granito de Villavieja de Yeltes (Salamanca)". *Actas e Comunicações, IX, Reuniao sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985). Memórias N° 1*. Univ. do Porto, págs. 21-37.
- CASTRO, A. (1990). "Microgranular enclaves of the Quintana granodiorite (Los Pedroches batholiths). Petrogenetic significance". *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2), págs. 7-21.
- CASTRO, A.; MORENO-VENTAS, I. y DE LA ROSA, J.D. (1990). "Microgranular enclaves as indicators of hybridizations processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. *Geol. Journal*, 25, págs. 391-404.
- CENTENO, J.D. (1988). "*La morfología granítica de un sector del Guadarrama occidental (Sistema Central Español)*". Tesis Doctoral, U.C.M. Madrid, 321 págs.
- CLEMENS, J.D. y WALL V.J. (1981). "Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas". *Canadian Mineralogist*, 19, págs. 111-131.

- COMA, F. (1985). "Litología, tectónica y mineralización de Fe, Saelices el Chico, Salamanca". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XX, págs. 7-18.
- CORRETGE, L. G. y LÓPEZ PLAZA M. (1976). "Geología del área granítica y metamórfica al oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): I. El Complejo Esquisto- Grauváquico: estratigrafía, metamorfismo y deformación". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XI, págs. 121-149.
- CORRETGE, L.G. y MARTÍNEZ, F.J. (1975). "Albitización y sodificación en granitos hercínicos españoles". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, IX, págs. 115-141.
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA (1980). "Plutonism of Central wester Spain. A. preliminary note". *Est. Geol*, 36, págs. 339-348.
- DIDIER J. (1973). "Granites and Their Enclaves". *New York, Elsevier*, 393 págs. DÍEZ BALDA, M.A. (1980). "La sucesión estratigráfica del Complejo Esquisto-Grauváquico al sur de Salamanca". *Est. Geol*, 36, págs. 131-138.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1981). "La estructura hercínica entre Salamanca y Sequeros (Zona Centroibérica). La superposición de fases y su influencia en la fábrica de las rocas". *Cuad. Geol. Iber*, 7, págs. 519-534.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1982). "El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca". Tesis doctoral, Univ. Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986). "El Complejo Esquisto- Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura Hercínica al sur de Salamanca". *Ed. Universidad de Salamanca*, 162 págs.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). "Autochthonous Sequences". En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Eds.: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, págs. 172-188.
- DORAIS, M.J.; WHITNEY, J.A. y RODÉN, M.F. (1990). "Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek pluton, central Sierra Nevada batholith, California". *J. Petrol*, 31, págs. 853-881.
- FRANCO GONZÁLEZ, M.P. (1980). "Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al norte de la depresión del Corneja-Ambles (Sierra de Ávila y Salamanca)". Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.
- FRANCO HERRERO, A. (1987). "Estudio geológico y metalogénico de los yacimientos stannowolframíferos de Saucelle (Salamanca)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 333-338.
- FROST, T.P. y MAHOOD, G.A. (1987). "Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California". *Geol. Soc. Am. Bull*, 99, págs. 272-291.
- FURMAN, T. y SPERA, F.J. (1987). "Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike

- complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, U.S.A. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 24, págs. 151-178.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1970). "La existencia de pliegues en el Complejo Esquisto-Grauváquico de la provincia de Salamanca". *Acta. Geol. Hisp*, 5, págs. 105-108.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1971). "Una estructura interesante: el Sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros - Ahigal de los Aceiteros". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, II, págs. 45-56.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y FRANCO GONZÁLEZ, M.P. (1975). "Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al E de Guijuelo (Salamanca). *Est. Geol.*, 31, págs. 487-500.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C.; FRANCO, M.P. y CASTRO, A. (1983). "Características petrológicas del Complejo Laminar Pegmatóide ("Serie del Alamo") de las provincias de Salamanca y Avila". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XIX, págs. 33-77.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972). "El Cámbrico Inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, III, págs. 33-41. Salamanca.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, R. (1968). "Sobre los ortogneises de Traguntía - Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica". *Act. Geol. Hisp*, III, nº 3, págs. 69-72.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, J.R. (1971). "Características fundamentales de los "sierros" de la provincia de Salamanca". *Bol. Geol. Min. Esp.* LXXXII-III-IV, págs. 287-290.
- GARCÍA SÁNCHEZ, A.; SAAVEDRA, J. y PELLITERO, P. (1985). "Distribución de As en granitoides del centro-oeste de España y sus relaciones metalogenéticas (Sn, W)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 191-201.
- GARZÓN HEYDT, M. G. (1980). "*Estudio Geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica*". Tesis UCM. Madrid, 425 págs.
- 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.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880). "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca. *Memorias de la Comisión para el Mapa Geológico de España*. IGME. Madrid, 448 págs.
- GONZALO, J.C. (1981). "*Estudio geológico del campo filoniano de La Fregeneda (Salamanca)*". Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca, 77 págs.
- GONZALO, F.J. y GRACIA, A.S. (1985). "Yacimientos de Estaño del Oeste de España: ensayo de caracterización y clasificación económicas". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 265-294.
- GONZALO, F.J. y GRACIA, A.S. (1987). "Yacimientos de Wolframio del Oeste de España: ensayo de caracterización y clasificación económica". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 315-331.

- GONZALO, F. y LÓPEZ PLAZA, M. (1984). "Tipificación estructural de los filones estanno-wolframíferos más representativos de la penillanura salmantino-zamorana". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVIII, págs. 159-170.
- GUMIEL, P. (1984). "Tipología de los yacimientos de Estaño y Wolframio del Macizo Ibérico". *I Congreso Español de Geol*, V, págs. 183-216.
- 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 DANTÍN CERECEDA, S. (1932). "Síntesis fisiográfica y geológica de España. Junta de Ampliación". *Est. Trab. M. Ciencias Naturales*. Ser. Geológico, 38, 584 págs.
- IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981). "La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca)-Penalva do Castelo (Viseu): un lineament ancien reactive pendant l'orogenese Herciniene". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 67, 1, págs. 89-94.
- ITGE. (1975). "Mapa Metalogenético de España, E. 1:200.000, Hoja nº 36 - Vitigudino. 1ª Edición".
- ITGE. (1985). "Potencial básico de granitos y gneises ornamentales en Castilla y León". Informe inédito. Fondo documental del ITGE.
- JIMÉNEZ, E. (1970). "*Estratigrafía y Paleontología del borde suroccidental de la Cuenca del Duero*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 323 págs.
- JIMÉNEZ, E. (1975). "Presencia de una fase de fracturación y una discordancia Preluteciense en el Paleógeno de Salamanca". *Est. Geol*, 31, págs. 615-624.
- JIMÉNEZ, E. y MARTÍN IZARD, A. (1987). "Consideraciones sobre la edad del Paleógeno y la tectónica alpina del sector occidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24, págs. 215-228.
- JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1983). "Rocas miloníticas indicadoras de la deformación progresiva en la zona de cizalla hercínica de Juzbado-Penalva do Castelo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVIII, págs. 139-158.
- JORDÁ, J. (1983). "Evolución morfogenética de la vertiente NW de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo". *Rev. Prov. Estud. Salamanca*, 8, págs. 129-168.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000. IGME
- JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN. (1985). "Estimación de reservas minerales de Estaño en las provincias de Salamanca, Segovia y Avila". Informe inédito. Fondo documental de la Junta de Castilla y León.

- JUNTA DE CASTILLA Y LEON (1985). "Estudio de las posibilidades de minería de Castilla y León". Informe inédito. Fondo documental de la Junta de Castilla y León.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEON (1986). "Inventario y mapa de indicios mineros de la Comunidad Autónoma de Castilla y León. Fase I: provincias de Avila, Salamanca y Zamora". Informe inédito. Fondo documental de la Junta de Castilla y León.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEON (1986). "Estudio de las mineralizaciones de rocas pegmatíticas en Castilla y León". Informe inédito. Fondo documental de la Junta de Castilla y León.
- LINDBERG, B. y EKLUND, O. (1988). "Interactions between basaltics and granitic magmas in a Svecofennian postorogenic granitoid intrusion, Aland, southwest Finland. *Lithos*, 22, págs. 13-23.
- LÓPEZ PLAZA, M. (1982). "*Contribución al conocimiento de los cuerpos graníticos en la península salmantino-zamorana*". Tesis doctoral. Univ. de Salamanca.
- LÓPEZ PLAZA, M.; CARNICERO, A. y GONZALO, J.C. (1982). "Estudio geológico del campo filoniano de la Fregeneda (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, XVII, págs. 89-98.
- LÓPEZ PLAZA, M.; CARNICERO, A. y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (1984). "Estructura del granito de Villar de Ciervo (Salamanca)". *I Congr. Esp. de Geol*, II, págs. 177-192.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, págs. 78-92 (traducido por J. M. Rios: Observaciones respecto a la división de las variscidas de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp*, V, págs. 149-166, 1950).
- MACAYA, J. (1980). "*Estudio geológico-estructural de los materiales infraordovícicos y ordovícicos de la región de las Batuecas y la Peña de Francia (Prov. de Salamanca y Cáceres)*". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca.
- MARCOS, A. (1973). "Las series del paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)". *Trab. Univ. Oviedo*, 6, págs. 1-113.
- MARTÍN IZARD, A. (1985). "El origen de los yacimientos de Uranio en las pizarras del Complejo Esquistoso-Grauváquico". Tesis doctoral Univ. de Salamanca, 365 págs.
- MARTÍN IZARD, A. (1989). "El origen de los yacimientos de Uranio en las pizarras del Complejo Esquistoso Grauváquico". *Ediciones de la Diputación de Salamanca. Serie Ciencias*, 4.
- MARTÍN RIDAURA, A. (1986). "*Clasificación y análisis geomorfológico del stock granítico de la Pedriza de Manzanares El Real (Madrid)*". Tesis de Licenciatura. UCM. Madrid, 129 págs.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1979). "El relieve zamorano. Planteamientos generales y problemática geomorfológica". *Tecniterrae*, págs. 11-19.

- MARTÍN-SERRANO, A. (1985). "El relieve de la región occidental Zamorana, un modelo de evolución geomorfológica del borde hespérico". Tesis Doctoral. UCM. Madrid, 2 Tomos.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988). "El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico. *Inst. Est. Zamoranos Florián de Ocampo*. Dip. Zamora, 306 págs.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (3-4). págs. 337-351.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1981). "Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (sector Oeste de la zona Asturoccidental-Leonesa)". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 317 págs.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. (1974). "Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Prov. de Salamanca y Zamora)". Tesis doctoral. Univ. Salamanca.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973). "Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca)". *Bol. Geol. Min*, 84 (6), págs. 407-418.
- MATA, F. (1986). "Geología del área granítico-migmatítica de Lumbrales (Salamanca)". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca. 72 págs. (Inédita)
- MEDIAVILLA, R.M. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989). "Sedimentación y tectónica en el sector oriental de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Terciario". XII Congreso Español de Sedimentología, Comunicaciones: 215-218.
- MEGIÁS, A.G. (1982). "Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *Actas V Congr. Latinoamer. Geol*, 1, págs. 385-402.
- MINGARRO, F., MINGARRO, E. y LÓPEZ AZCONA, M.C. (1971). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja 500, Villar de Ciervo". *IGME Madrid*.
- MINGARRO MARTÍN, F., y LÓPEZ AZCONA, M.C. (1970). " Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hsoja 501, La Fuente de San Esteban". *IGME. Madrid*
- MOLINA, E. (1980). "Alteración relativa y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 16, págs. 15-25. Salamanca.
- MOLINA, E. y JORDÁ, J. (1982). "Le piémont nord du Sistema Central espagnol dans le province de Salamanca". *Resumenes del Congreso "Montagnes et Piémont"*, Toulouse, 11 págs.
- NICOLÁS, A. (1987). "Principios de Tectónica". Ed. Masson. París. 185 págs.

- OEN ING SOEN (1970). "Granite intrusion folding and metamorphism in central northern Portugal". *Bol. Geol. Min*, 81, (2/3), págs. 271-298.
- PARGA, J.R. (1969). "Sistemas de fracturación Tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. Laxe*, 37, págs. 3-15.
- PEDRAZA GIL SANZ, 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.
- PELLITERO, E. (1981). "Factores geológicos y genéticos en los yacimientos de wolframio del Norte de la provincia de Salamanca". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, II, págs. 245-255.
- PHILLIPS, G.N.; WALL, V.J. y CLEMENS, J.D. (1981). "Petrology of the Strathbogie batholit: a corianderite-bearing granite". *Canadian Mineralogist*, 19, págs. 109-133.
- POLO, M.A, ALONSO, G. y VALLE, M.F. (1987). "Bioestratigrafía y Paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 24, págs. 229-245.
- REGENCIO MACEDO, C.A. y PORTUGAL FERREIRA, M.R. (1981). "O Sinclinal Paleozoico de Esposende (Porto)-Sequeros (Salamanca): O Troço entre Marofa e o Sátão (Portugal Central)". VIII Reunión del Oeste Peninsular. Madrid. *Cuad. Geología Ibérica*, vol. 7, págs. 633-644.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (1982). "*Contribución al conocimiento del Complejo Esquisto-Grauváquico en el sector occidental del Sistema Central español (Las Hurdes y Sierra de Gata)*". Tesis doctoral. Univ. de Salamanca.
- ROLZ, P. (1972). "Beiträge zum Aufbau des junprä-Kambrischen und altpaläozoischen Grundgebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata), Spanien (Auszug)". Technische Universität München.
- ROLZ, P. (1975). "Beiträge zum Aufbau des frunpräkambrischen und altpaläozoischen Grundgebirges in den Prov. Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata), Spanien)". *Geol. Paläont., Heft*, 36, págs. 1-68.
- SAAVEDRA, J. (1982). "Procesos geológicos y geoquímicos en la génesis de yacimientos estano-wolframíferos Centro-Ibéricos". *Bol. Geol. Min*, XCIII-IV, págs. 297-313.
- SANZ DONAIRE, J.J. (1979). "El corredor de Béjar". *Instituto de Geología Aplicada, CSIC*, 126 págs.

- SANZ SANTOS, M.A. (1987). "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)". *Com. dos Serv. Geol. de Port.*, XXX-VII, págs 1-617.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945). "Basamento paleozoico y cobertera moderna en la parte occidental de España central (Provincias de Salamanca y Cáceres)". *Geotektonische Forschungen*, 6. Berlín 1945. Trad. Ríos, J.M. en *Publi. Extr. sobre Geol. de Esp. V. Inst. Lucas Mallada (CSIC)*.
- SCHWENZNER, J.E. (1936). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes" (Ref. a la Traducción de Vidal Box 1943, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat 41, 121147, Madrid) *Geogr. Abhandlungen*, 3, 10,
- SEVIGNY, J.H.; PARRISH, R.R. y GHENT, E.D. (1989). "Petrogenesis of peraluminous granites, Monashee Mountains, southeastern Canadian Cordillera". *J. Petrol.*, 30, págs. 557-581.
- SOLÉ-SABARÍS, L. (1952). "El relieve de la Península Ibérica y sus elementos estructurales". *Geografía de España y Portugal*, 1, págs. 17-269, Ed. Montaner y Simón S.A.
- SOLÉ-SABARÍS, L. (1958). "Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta Española en el sector de Zamora". *Brev. Geol. Astúrica*, 2, 1, págs. 3-8.
- SPRY, A. (1969). "Metamorphic textures". *Ed. Pergamon Press*, 350 págs.
- TUTTLE, O.F. y BOWEN, N.L. (1958). "Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O ". *Geological Society of America Memoir*, 74, 153 págs.
- UBANELL, G. (1977). "Modelo de fracturación de la región central española. Basado en las imágenes obtenidas por satélite". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 12, págs. 195-206.
- VANCE, J.A. (1965). "Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning". *J. Geol.*, 73, págs. 636-651.
- VEGAS, R. (1974). "Las fallas de desgarre del suroeste de la Península Ibérica". *Bol. Geol. Min* 85, págs. 153-156.
- VERNON, R.H. (1983). "Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites". *J. Proc. R. Soc. N.S.W.*, 116, págs. 77-103.
- VERNON, R.H., ETHERIDGE, M.A. y WALL, V.J. (1988). "Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow". *Lithos*, 22, págs 1-12.

- VILLAR ALONSO, P.; ESCUDER VIRUETE, J. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R (1992). "La zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Catelo en el sector español". *III Congr. Geol. Esp. Simp. T. 2*; págs. 446-456.
- WALL, V.J.; CLEMENS, J.D. y CLARKE, D.B. (1987). "Models for granitoid evolution and source compositions". *J. Geol.*
- WIDENFALK, L. (1969). "Electron micro-probe analysis of myrmekite plagioclases and coexisting feldspars". *Lithos*, 2 (3), págs. 295-311.

