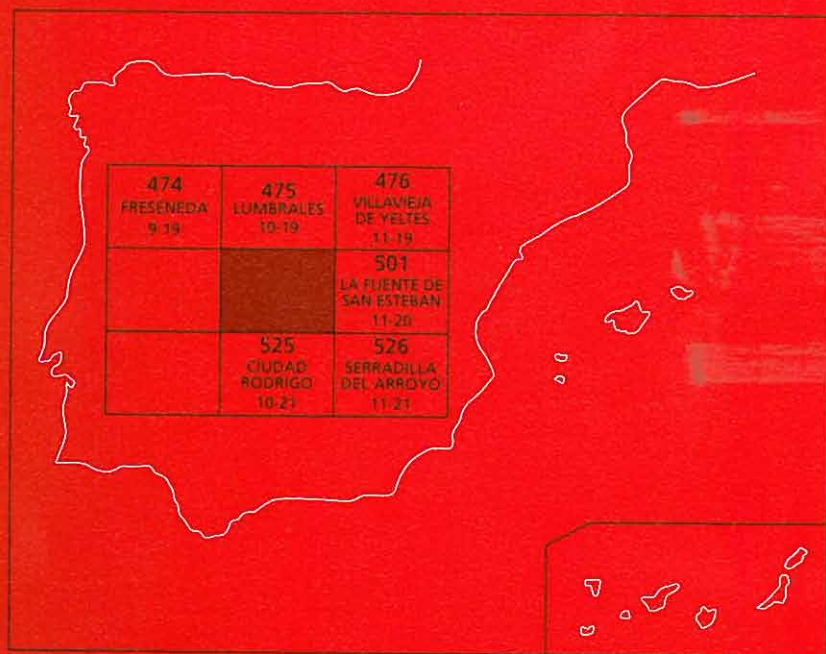




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VILLAR DE CIERVO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VILLAR DE CIERVO

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-33.562-2000

ISBN: 84-7840-409-0

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:

Rocas Metamórficas: V. Monteserín y L.R. Rodríguez Fernández
Rocas Igneas: J. Fernández y F. Bellido
Terciario: R. Mediavilla
Cuaternario: M.A. Sanz Santos

Mapa Geomorfológico:

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

Memoria explicativa: V. Monteserín, L.R. Rodríguez Fernández, J.I. Santisteban,
R. Mediavilla, J. Fernández, G. Gallastegui, J. Escuder, F. Bellido,
F.J. Rubio Pascual, C. Martín Romera, M.A. Sanz Santos
Hidrogeología: J. Grima Olmedo y J.C. Rubio Campos
Recursos Minerales: C. Ortega, P. Florido, M. Lombardero y D. García del Amo.

Dirección y coordinación: L.R. Rodríguez Fernández

Asesoramiento: A. Martín-Serrano

INDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA	10
1.3. ANTECEDENTES	11
2. ESTRATIGRAFÍA	14
2.1. COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVÁQUICO (CEG). «SERIE INFERIOR». RIFEENSE SUPERIOR-VENDIENSE	14
2.2. «SERIE SUPERIOR». VENDIENSE SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR	14
2.2.1. Pelitas microbandeadas. (9).....	16
2.2.2. Pelitas verdes y/o grises. (10).....	17
2.2.3. Conglomerados y areniscas (11).....	19
2.2.4. Carbonatos laminados. (12)	23
2.2.5. Carbonatos turbidíticos. (13).....	23
2.2.6. Perfiles estratigráficos e interpretación sedimentaria.....	24
2.2.7. Correlación entre los perfiles y conclusiones.....	27
2.2.8. Edad y correlaciones regionales.....	28
2.3. ORDOVÍCICO	29
2.3.1. Ortocuarцитas (Cuarцитas Armoricana). Ordovícico Inferior. (14).....	29
2.4. Terciario	30
2.4.1. UTS P3 (Arcósica Superior). (15 y 16)	31
2.4.2. UTS N1 (Detrítica Roja). (17).....	36
2.5. CUATERNARIO	38
2.5.1. Terrazas. (19, 20, 21).....	38
2.5.2. Aluviales. (22)	39
2.5.3. Conos de deyección. (23).....	39
2.5.4. Coluviones (18, 25).....	39

2.5.5. Depósitos de navas. (26)	40
2.5.6. Canchales (24)	41
3. PETROLOGÍA.....	41
3.1. ROCAS IGNEAS.....	41
3.1.1. Macizo de Fuentes de Oñoro.	41
3.1.1.1. Granito biotítico porfídico de grano grueso (2).....	41
3.1.1.2. Facies aplíticas y micrograníticas de borde (6).....	42
3.1.2. Batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez	42
3.1.2.1. Granodiorita de Bañobárez (GB). (1)	44
3.1.2.2. Facies tonalítica-granodiorítica. (1a)	47
3.1.2.3. Granito biotítico porfídico de grano grueso e intermedio (facies mayoritaria). (2).....	50
3.1.2.4. Granito biotítico porfídico de grano intermedio a fino (3) ...	57
3.1.2.5. Granito biotítico-cordierítico de grano fino (Camporredon- do) (4).....	58
3.1.2.6. Facies leucograníticas cupuliformes. (5)	61
3.1.2.7. Diques aplíticos y pegmatíticos. (6).....	64
3.1.2.8. Estructura del Batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez	66
3.1.2.9. Geocronología	67
3.2. ROCAS FILONIANAS.....	67
3.2.1. Diques porfídicos ácidos. (7).....	67
3.2.2. Diques de Cuarzo (Sierros). (8)	68
3.3. ROCAS METAMÓRFICAS.....	68
3.3.1. Metamorfismo regional.....	68
3.3.2. Metamorfismo de contacto.....	70
3.4. GEOQUÍMICA	70
3.4.1. Granodiorita de Bañobárez (Facies tonalítica-granodiorítica).....	70
3.4.2. Granito biotítico-cordierítico de grano fino (Camporredondo)	74
3.4.3. Granito biotítico porfídico de grano grueso.....	74
3.4.4. Granito biotítico de grano fino.....	74
4. TECTÓNICA	77
4.1. INTRODUCCIÓN.....	77
4.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS	78
4.3. OROGENÍA HERCÍNICA	79
4.3.1. Primera fase hercínica (D ₁)	79
4.3.2. Segunda fase hercínica (D ₂).....	82
4.3.3. Tercera fase hercínica (D ₃).....	83
4.3.4. Deformaciones tardías; cuarta fase de deformación	84
4.3.5. Fracturación y otras deformaciones	85
4.4. DEFORMACION ALPINA	85

	<u>Páginas</u>
5. GEOMORFOLOGÍA.....	86
5.1. ANTECEDENTES	86
5.2. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA.....	86
5.3. ANALISIS GEOMORFOLÓGICO	87
5.3.1. Estudio Morfoestructural.....	87
5.3.2. Estudio del modelado	88
5.3.2.1. Formas fluviales.....	88
5.3.2.2. Formas endorreicas	90
5.3.2.3. Formas poligénicas.....	90
5.3.2.4. Formas de Ladera.....	92
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	92
5.4.1. Alteraciones	92
5.4.2. Depósitos fluviales.....	93
5.4.3. Depósitos gravitacionales	94
5.4.4. Depósitos endorreicos: navas	94
5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA	94
5.6. PROCESOS ACTUALES	95
6. HISTORIA GEOLÓGICA	96
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	99
7.1. RECURSOS MINERALES	99
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	99
7.1.2. Minerales energéticos	100
7.1.3. Rocas industriales.....	101
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	102
7.2.1. Climatología	102
7.2.2. Hidrología Superficial	102
7.2.3. Características Hidrogeológicas	104
8. BIBLIOGRAFÍA	107

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Villar de Ciervo (500;10-20) está situada en el centro oeste de la provincia de Salamanca, limitando por el oeste con Portugal, entre las comarcas del Abadengo y el Campo de Yeltes al norte, el Campo de Argañán al sur y el Campo de Camaces al este.

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

El relieve es suave y alomado en la mayor parte de la Hoja, excepto en su cuadrante noroeste, en donde se hace más abrupto debido al encajamiento del Río Agueda y sus afluentes en relación con el encajamiento del Duero. Los acantilados así originados sobre los ríos se denominan "arribes", de los cuales son espectaculares los existentes sobre el río Agueda entre Puerto Seguro y el Teso Matacán, al noreste de Villar de la Yegua.

Las altitudes oscilan entre los 600 m y los 915 m de la Peña del Moro, en la Sierra de Camaces, al sureste de la Hoja, pero las más frecuentes varían entre los 700 m y los 800 m.

La red hidrográfica, correspondiente a la cuenca del Duero, es de tipo dendrítico y está fuertemente condicionada por las direcciones estructurales del diaclasado y de la fracturación tardía. El curso tributario más importante es aquí el río Agueda que, con su afluente principal en esta zona, el Arroyo de la Rivera de Dos Casas, drenan los materiales existentes de S a N.

Comprende territorios pertenecientes a dieciséis términos municipales y sobre ella se asientan doce núcleos de población, todos menores de 800 habitantes, ninguno de los cuales está situado en terreno granítico. En el sector más occidental de la Hoja es frecuente la existencia de topónimos portugueses.

Las vías de comunicación, ya sean carreteras o pistas, son abundantes y cómodas en casi

toda la Hoja. La excepción la constituye el cuadrante noroeste, donde predominan los caminos carreteros o de caballerías. El hecho de que sólo haya un puente que cruce el Río Agueda dificulta bastante el desplazamiento de un lado a otro de la Hoja.

La litología condiciona el uso del terreno. Los berrocales existentes en terreno granítico dificultan seriamente su uso como suelo cultivable, a pesar de lo cual se sembraba allí centeno hasta hace unos veinte años ("terreno centenero"), constituyendo hoy día un terreno prácticamente inculto y destinado al poco ganado que queda. Los suelos desarrollados sobre litología pizarrosa sí están cultivados y son denominados en la zona "terreno triguero". En el sector más oriental de la Hoja existen algunas fincas dedicadas a la cría de ganado bravo.

El desarrollo económico de la zona se centra en Ciudad Rodrigo y está fundamentalmente basado en la ganadería (bovino, porcino, ovino) y el comercio. La industria tiene escaso desarrollo y su actividad se fundamenta en talleres de reparación de automóviles y en productos derivados del porcino (chacinería).

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

La Hoja está situada en la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) o, usando la división de JULIVERT *et al.* (1972), en la parte N de la Zona Centroibérica y, más concretamente, en el borde N de la Fosa de Ciudad Rodrigo.

Afloran en ella, fundamentalmente, materiales metasedimentarios y graníticos, además de unos pequeños recubrimientos terciarios y cuaternarios.

Los primeros corresponden al Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG) y consisten, "a groso modo", en alternancias de grandes tramos pizarrosos con algunos bancos de grauvacas y, localmente, tramos conglomeráticos y calcáreos; están afectados por un metamorfismo regional hercínico de bajo grado, y por el metamorfismo de contacto producido por las intrusiones graníticas de Fuentes de Oñoro y de Villar de Ciervo - Bañobárez. Afloran en la mitad sur de la Hoja.

Estos dos macizos graníticos constituyen el borde oriental del Batolito de Guarda. El hecho de que a este lado de la frontera estén separados por una estrecha franja de metasedimentos ha servido como argumento para darle dos denominaciones distintas a lo que constituye un mismo grupo de rocas. De todas formas, para no complicar la nomenclatura existente en la bibliografía, se respetarán aquí dichas denominaciones, Macizo de Fuentes de Oñoro y Batolito de Villar de Ciervo - Bañobárez, eso sí, haciendo constar que no son del todo correctas.

Al Macizo de Fuentes de Oñoro, que se extiende de forma más amplia en la Hoja de Ciudad Rodrigo (situada al sur de ésta), corresponde el afloramiento granítico situado en la esquina SO de la Hoja, en donde están representados una facies granítica porfídica de grano grueso y un borde aplítico que tiene gran continuidad.

El Batolito de Villar de Ciervo - Bañobárez ocupa la práctica totalidad de la mitad N de la Hoja y pequeños sectores de las Hojas de Lumbrales y Villavieja de Yeltes (al N), y de La Fuente de San Esteban (al E). En él se distinguen dos grupos de rocas: el Macizo Granodiorítico de Bañobárez (MGB) y el Macizo de Villar de Ciervo (MVC); el primero de ellos está constituido por: (1) una granodiorita biotítica con grandes megacrystales de feldespato potásico, como roca mayoritaria, y (2) una tonalita subordinada que aflora como enclaves dentro de la anterior; las rocas del MVC pueden agruparse en las siguientes facies: (1) granito biotítico porfídico de grano grueso a intermedio que, con variaciones en la densidad de megacrystales y en su tamaño, y en el tamaño de grano de la matriz, constituye la facies mayoritaria; (2) granito biotítico porfídico de grano intermedio a fino, cuyos contactos con la facies anterior pueden ser netos o graduales; (3) granito biotítico cordierítico de grano fino a medio cuyos contactos con la facies de grano grueso son también netos o graduales; y (4) facies leucograníticas cupuliformes.

Los depósitos terciarios, representados a lo largo del borde E de la Hoja, se disponen discordantes tanto sobre los materiales metasedimentarios como sobre los granitoides y forman parte del conjunto de depósitos de facies continental que rellenan la Fosa de Ciudad Rodrigo. Litológicamente están constituidos por: (1) microconglomerados, arenas y lutitas de composición arcósica y tonos blanco-verdes, (2) conglomerados y arenas y (3) lutitas con intercalaciones de niveles conglomeráticos de color rojo. Su edad es desconocida, si bien atribuímos los dos primeros conjuntos al Paleógeno por su posición estratigráfica y porque poseen rasgos litológicos similares a los de los materiales datados como Oligoceno (POLO *et al.*, 1987) en el área de Ciudad Rodrigo. El tercer conjunto muestra rasgos similares a los de los depósitos atribuidos al Mioceno inferior por CANTANO y MOLINA (1987) y POLO *et al.* (1987).

1.3. ANTECEDENTES

Los antecedentes geológicos de esta Hoja eran escasos hasta hace pocos años. Desde que se publicase el trabajo de GIL Y MAESTRE (1880), en el que se aportan datos litológicos y de indicios mineros de la provincia de Salamanca, no se tiene constancia de que las rocas de esta Hoja despertasen el interés de los geólogos hasta SCHMIDT-THOME (1945) diese a conocer sus trabajos sobre el basamento y la cobertera, clasificando ya los distintos tipos de granitos de la zona, entre ellos el de Villar de Ciervo como "granito viejo", estableciendo un primer esquema sobre las fases de deformación, y aportando una primera cartografía y unos cortes geológicos. Avanzada la década de los 60 y a principios de los 70, aparecen ya más cartografías, algunas generales LOPEZ AZCONA *et al.* (1967) y otras ya de detalle MINGARRO *et al.* (1971); GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1971). RÖLZ (1972) realiza un importante estudio regional en la Sierra de Tamames, la Sierra de Francia, las Batuecas y los terrenos colindantes hasta Las Hurdes; considera dos discordancias una anterior al Cámbrico superior y otra entre el Cámbrico y el Ordovícico. GARCÍA DE FIGUEROLA (1970) describe los materiales aflorantes al sur de Ciudad Rodrigo. GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA (1972) establecen la existencia de un Cámbrico inferior con trilobites en el flanco N del Sinclinal de Tamames, observan discordante a la Cuarcita Armoricana, datan el Ordovícico medio y deducen una laguna que abarca el Cámbrico medio y el superior. PEREJÓN (1972) confirma la edad

de las Calizas de Tamames con Arqueociatos. MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973) establecen una columna estratigráfica al sur de Salamanca en la Antiforma de Martinamor.

A partir de entonces, gracias fundamentalmente a la acción investigadora de la Sección de Geología de la Universidad de Salamanca, comienzan a obtenerse resultados de forma sistemática sobre la Hoja que nos ocupa y sobre zonas vecinas, de gran interés para la comprensión de la problemática regional.

En este grupo de trabajos se incluyen tanto los de tipo petrológico, como los de tipo estructural y sedimentológico. CORRALES *et al.* (1974) y VALLADARES y CORRALES (1980) realizan estudios sedimentológicos sobre las series carbonatadas de Tamames-El Endrinal. CARBALLEIRA y CORRALES (1977) y CARBALLEIRA *et al.* (1980) realizan también estudios sedimentológicos, pero en este caso de la Cuarcita Armoricana. DíEZ BALDA (1975, 1979, 1980, 1981, 1982, 1986) y DíEZ BALDA *et al.* (1977) hacen una descripción completa de la estratigrafía y la estructura al Sur de Salamanca. CORRETGE y LÓPEZ PLAZA (1976, 1977) estudian el Complejo Esquisto-Grauváquico de la mitad sur de la Hoja y el Macizo de Fuentes de Oñoro; CARNICERO (1980) estudia el Batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez y otros granitoides de la zona; CORRETGE y MARTÍNEZ (1978) y LÓPEZ PLAZA (1982) centran sus trabajos en la problemática estructural y en la dinámica de los cuerpos graníticos; aparecen los primeros intentos de correlación y sistematización de estas rocas (DPTO. PETROLOGÍA UNIV. SALAMANCA, 1980; CARNICERO, 1981); las primeras dataciones absolutas GARCÍA GARZÓN y LOCUTURA, (1981); y, para cerrar este primer capítulo, el primer estudio global del Complejo Esquisto Grauváquico RODRÍGUEZ ALONSO, (1985). MACAYA (1980), casi en la misma región que RÖLZ (1972) precisa más la cartografía y pone de manifiesto la discordancia Sárdica en el flanco sur del sinclinal de La Peña de Francia.

En un segundo grupo de trabajos, realizados casi todos con posterioridad a los ya citados, se podrían englobar aquéllos que se centran en problemas estructurales o petrológico - geoquímicos de mayor detalle, como los de DURÁN (1984), SAAVEDRA *et al.* (1985); LÓPEZ PLAZA *et al.* (1984), y los derivados del estudio de las relaciones existentes entre las mineralizaciones (U, Sn, W) y las rocas en las que encajan: PARDILLO (1983); GONZALO y LÓPEZ PLAZA (1983); MARTÍN IZARD (1985, 1986a, 1986b, 1988) RODA QUEROL (1981), centrándose estos dos últimos autores en la estratigrafía y la estructura de los metasedimentos al norte de Ciudad Rodrigo.

Por último, es necesario citar los recientes trabajos de síntesis sobre rocas graníticas del Macizo Hespérico, en los que se pueden encontrar abundantes datos y revisiones de trabajos anteriores sobre las rocas de esta Hoja y de zonas próximas, así como algunos trabajos realizados al otro lado de la frontera: LÓPEZ PLAZA y MARTÍNEZ CATALÁN (1987); LÓPEZ PLAZA y CARNICERO (1988); SERRANO PINTO *et al.* (1987); MACEDO (1988a, 1988b), y SOUSA (1981).

La deformación afecta de manera diferente a los distintos materiales existentes en la Hoja. Los pertenecientes a la Serie Superior, como más antiguos, fueron afectados por la deformación Sárdica, según se deduce del plunge de las lineaciones de intersección L_1 - L_0 y tanto estos como los ordovícicos (S^a de Torralba-Camaces) por la deformación polifásica hercínica.

Se definen en ella, cuatro fases principales de deformación. La deformación D_1 originó pliegues de todas las escalas y lleva asociada una esquistosidad penetrativa S_1 ; esta deformación se detecta al E de la Hoja. La deformación D_2 se observa al O de la Hoja y se caracteriza por el desarrollo de una zona de cizalla subhorizontal (plegada posteriormente) de varios kilómetros de anchura, en la que la estructura más evidente (a veces la única) desarrollada por ella es una esquistosidad S_2 . La deformación D_3 es de muy desigual desarrollo, se observa al O de la Hoja y desarrolla una esquistosidad de crenulación S_3 . En áreas próximas, pero fuera de esta Hoja, como Lumbrales, Juzbado, Moronta, etc. existen varias zonas de cizalla dúctil desarrolladas con posterioridad a la deformación D_3 y antes de la deformación D_4 . Esta es norteada y genera una débil esquistosidad de crenulación S_4 . Las principales deformaciones tardías son el sistema de fracturas $N20^\circ-40^\circ$ E, tardihercínicas, que han seguido actuando durante el Mesozoico y Cenozoico, PARGA (1969).

Las rocas graníticas son posteriores a las fases principales de la deformación hercínica. Aunque en muchos lugares presentan una estructura totalmente isótropa, es frecuente que los megacristales de feldespato definan una foliación de dirección entre N-S y $N40^\circ$ E, en el caso del batolito de Villar de Ciervo - Bañobárez, que es oblicua a la forma de sus contactos externos; por esta razón se hace difícil pensar que tal foliación se deba al emplazamiento, y haya que creer que las rocas graníticas intruyeron mientras aún funcionaba un campo de esfuerzos. Están afectadas por un sistema de fracturas de dirección $N20^\circ$ E a $N30^\circ$ E, que en múltiples ocasiones han servido para la intrusión de diques de cuarzo, cuya edad es considerada como tardihercínica y que han seguido actuando durante el mesozoico y el cenozoico (PARGA, 1969).

El metamorfismo regional que afecta a las rocas del CEG es de bajo grado, alcanzando la zona del almandino (granate). El metamorfismo de contacto originado por las intrusiones graníticas tiene una extensión máxima que no llega a los dos kilómetros, y alcanza el grado de la corneanas hornbléndicas (andalucita-cordierita-moscovita) sin que nunca se llegue a formar feldespato potásico.

En lo que respecta a la cobertera cenozoica, los estudios existentes se han centrado en dos aspectos principales: la estratigrafía y la morfología. Dentro de los primeros hay que señalar la síntesis bibliográfica de CORROCHANO y CARBALLEIRA (1983), quienes analizan y sintetizan la literatura existente hasta ese momento. Otros trabajos se encuentran enfocados a la definición de las diferentes unidades estratigráficas identificables en la zona MINGARRO y LÓPEZ DE AZCONA (1970); MINGARRO *et al.* (1971); ALONSO GAVILÁN y POLO (1986); ALONSO GAVILÁN y CANTANO (1987); MEDIAVILLA y MARTÍN-SERRANO (1989) y su datación ALONSO GAVILÁN y VALLE (1987); JIMÉNEZ y MARTÍN IZARD (1987).

En lo que concierne a los trabajos sobre la morfología de la Fosa de Ciudad Rodrigo hay que señalar los trabajos de MOLINA Y JORDÁ (1982); JORDÁ (1983) y CANTANO y MOLINA (1987) destacando a estos últimos por sintetizar la estratigrafía de las diversas partes de la Fosa.

El interés minero de esta Hoja es alto desde el punto de vista de las mineralizaciones de uranio, que han sido investigadas por la JEN desde los años 50. No lo es tanto para los minerales metálicos pues, aunque el número de indicios sea relativamente alto, se reducen a filon-

cillos de cuarzo de entre 2 cm y 25 cm situados en los contactos entre las rocas graníticas y el encajante metamórfico, con mineralizaciones de W y Sn que sólo han sido explotados en labores artesanales durante los años 40.

2. ESTRATIGRAFÍA

Dentro de la Hoja de Villar de Ciervo pueden diferenciarse dos ámbitos sedimentarios: uno correspondiente a los metasedimentos paleozoicos como terrenos más antiguos y otro correspondiente a los sedimentos terciarios pertenecientes a la Fosa de Ciudad Rodrigo.

2.1. COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVÁQUICO (CEG). "Serie Inferior". Rifeense Superior-Vendiense

Las series "azoicas" no diferenciadas estratigráficamente y situadas siempre por debajo de la Cuarcita Armoricana, fueron denominadas en Portugal para la Zona Centroibérica como "Complejo Esquisto-Grauváquico" (CEG) por CARRINGTON DA COSTA (1950) y TEXEIRA (1955). Este término permanece vigente aunque con utilización más restringida en función de los avances del conocimiento regional.

Para el SO de Salamanca el CEG se corresponde con al Unidad litoestratigráfica denominada Serie Inferior (Domo de las Hurdes) ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988); ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA (1988), o también Serie Inferior de RODRÍGUEZ ALONSO (1982) aproximadamente equivalente a la anterior ya que los criterios de diferenciación utilizados por los citados autores para la separación de las series suprayacentes han sido distintos. La Serie Inferior está constituida por capas turbidíticas agrupadas en secuencias de lóbulo, interlóbulo y canal, alternando con niveles desorganizados ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988). Esta serie no es aflorante en la Hoja (fig. 1).

El contenido paleontológico como Acritarcos, icnofauna indeterminada, es escaso y de valor cuestionable. Se le atribuye una edad Rifeense superior-Vendiense.

Sobre esta serie ROBLES CASAS *et al.*, (1988), en el área de Fuenteguinaldo-Pastores indican la existencia de una Serie Intermedia, tampoco aflorante en la Hoja, de reducida extensión, discordante sobre al anterior y representada por un tramo pelítico basal ligeramente laminado y materiales detrítico-carbonatados con brechas calcáreas intercaladas que se correlacionan con el grupo Ibor al que ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988) atribuyen una edad Vendiense superior. La existencia de esta serie puede ser discutida.

2.2. "SERIE SUPERIOR". Vendiense Superior-Cámbrico o Inferior

Suprayacente a la Serie Inferior, someramente descrita en el apartado anterior, se diferencia en el O de Salamanca un conjunto sedimentario denominado Series Superior (fig. 1), RODRÍGUEZ ALONSO (1982), ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA (1988). Esta serie está en

posición claramente discordante sobre los materiales infrayacentes, MARTÍN HERRERO *et al.* (1989); BASCONES ALVIRA *et al.* (1988); ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA (1988). En la base de dicha serie se presenta un nivel megabréchico de matriz arenoso-calcárea, discontinuo, pero que en ocasiones puede alcanzar los 50 m de potencia y que está constituido por cantos heterométricos (dm a mm) de calizas, cuarzo y arenisca. Este nivel es aflorante al sur de la Fosa de Ciudad Rodrigo en la Zona de Fuenteguinaldo-Pastores-El Bodón y se asimila al Nivel de Fuentes de los Montes de Toledo, MORENO SERRANO (1974), OLIVE DAVO *et al.* (1986), PARDO ALONSO *et al.* (1988), ALVAREZ-NAVA *et al.* (op. cit.).

Al N de la Fosa de Ciudad Rodrigo y en el área que nos ocupa no aflora dicho nivel y los materiales véndico-cámbricos correspondientes a la Serie Superior representan una potente sucesión de más de 4000 m de potencia compuesta predominantemente por rocas pelíticas verdosas o grisáceas con abundantes intercalaciones de pelitas microbandeadas, areniscas, microconglomerados, rocas carbonatadas y algún nivel de rocas calcosilicatadas.

Seguidamente se describen las unidades litoestratigráficas diferenciadas en el mapa geológico.

2.2.1. Pelitas microbandeadas. (9)

La componente pelítica de la sucesión Cámbrica, tanto en lo que se refiere a las pelitas microbandeadas como a las pelitas verdes es predominante sobre el resto de las litologías que conforman los metasedimentos del área y se relacionan entre ellas en la vertical y posiblemente en la horizontal. El paso de unas a otras es pues transicional y los límites son por tanto difíciles de determinar. Las pelitas microbandeadas se pueden presentar bien como tales en forma de apilamiento sencillo o en alternancia con bancos arenosos. Estos últimos presentan características peculiares y se describirán en el apartado correspondiente.

Las pelitas microbandeadas tienen un gran desarrollo en la zona occidental de la Hoja (parte basal de la sucesión) aunque no se han diferenciado cartográficamente en ella debido por una parte a que la morfología en esta zona es prácticamente llana y por otra, a que la calidad de los escasos afloramientos es mala. Sin embargo, se han diferenciado varios tramos de desigual potencia en la zona oriental (parte media-alta de la sucesión) donde el Río Agueda y algunos de sus pequeños afluentes producen incisiones que permiten realizar buenos estudios estratigráficos y sedimentológicos.

La característica fundamental de las pelitas microbandeadas es la presencia de un bandeo claro-oscuro muy regular, con frecuencia milimétrica o centimétrica, formado por la alternancia de fangos negros ricos en materia orgánica y piritas diseminadas con láminas limosas claras que dan un aspecto muy característico en el campo. Normalmente, esta litología aparece alterada y son muy evidentes los tonos de alteración rojos y amarillos que destacan sobre el fondo negro de la roca o también la alternancia de colores blanco y gris-ceniza con muchos poros y moteado de óxidos de hierro por la alteración de la piritas.

A escala microscópica lo más frecuente es observar una laminación paralela milimétrica con niveles alternantes ricos en material tipo limo con cierto contenido en materia orgánica y

niveles de granulometría más gruesa (tamaño arena) en los que los clastos son subangulosos y están mal clasificados con bajo contenido en matriz arcillosa. La textura es granolepidoblástica y la composición es de cuarzo, arcillas (illita) y feldespatos como minerales esenciales, si bien por efecto del metamorfismo y la deformación que aumentan de E a O aparecen clorita, moscovita, biotita y granate. Como minerales accesorios se observan turmalina, circón, apatito, materia orgánica y opacos (rutilo, leucoxeno o ilmenita).

Las pelitas microbandeadas consideradas aquí como sedimentación normal de la cuenca, se interpretan como sedimentos acumulados en fondos deficitarios de oxígeno.

El esquema de funcionamiento de la cuenca parece invocar una sedimentación de plataforma con una circulación escasa de las masas de agua (fondos anóxicos) lo que provoca la sedimentación de las pelitas microbandeadas. Condiciones semejantes se registran en mares de tipo epicontinental. Esta sedimentación tranquila se ve interrumpida por episodios de tormenta en los que se removiliza material de granulometrías mayores, el cual es transportado a zonas más profundas mediante corrientes densas. En el momento y/o en el punto en que estas corrientes perdieran poder y estuvieran bajo la influencia de oleaje de tormenta los sedimentos son retocados por ésta dando "hummockys" y "ripples" de oscilación. Fenómenos semejantes han sido descritos por FENTON y WILSON (1985); SANTISTEBAN NAVARRO (1987).

2.2.2. Pelitas verdes y/o grises. (10)

Afloran prácticamente a lo largo de todo el área metasedimentaria. Se pueden presentar de forma masiva en la que es difícil reconocer alguna superficie de estratificación o bien alternando con niveles arenosos y conglomeráticos con diversas estructuras asociadas que se describen en el apartado correspondiente. En el apartado anterior, ya se describió su relación con las pelitas microbandeadas y en ocasiones de forma semejante a estas pueden presentar un bandeo milimétrico a centimétrico, que en este caso está reflejado exclusivamente por un cambio granulométrico.

La característica más importante para el reconocimiento de esta facies es una granulometría muy fina y un color verde o gris plateado.

Las pelitas verdes registran una sedimentación de fondo tranquila, en condiciones de buena circulación de las masas de agua. La aparición de estas mismas pelitas en relación a las secuencias claramente turbidíticas (reflejadas en las facies asociadas de areniscas y conglomerados) hace considerar que parte de ellas puedan corresponder a colas de las corrientes turbidíticas diluidas.

En lo que respecta al estudio microscópico se observa lo siguiente: en el área E del trabajo (zona aproximada de aparición de clorita y biotita metamórficas) las pelitas verdes y/o grises se caracterizan por presentar una superficie penetrativa S_1 (hacia el O y SO va apareciendo una S_2) que es subparalela al plano axial de pliegues D_1 (ver tectónica). Esta esquistosidad está definida por la orientación preferente de filosilicatos de grano fino-muy fino de natura-

leza a menudo difícil de diferenciar; también participan agregados policristalinos granoblásticos elongados principalmente de cuarzo y plagioclasa.

Las texturas observables varían desde lepidoblásticas de grano fino y muy fino a granoblásticas elongadas y granolepidoblásticas. A veces la presencia de blastos de mayor tamaño que se destacan de la matriz da lugar a la formación de texturas porfidoblásticas.

La asociación mineral es la misma que la descrita para las pelitas microbandeadas (a excepción de la materia orgánica). La clorita aparece como lepidoblastos de grano muy fino orientados, definiendo bien por sí misma o junto con moscovitas y en su caso biotitas, la esquistosidad S_1 , y como lepidoblastos de mayor tamaño rodeados por la esquistosidad S_2 , así como formando parte de agregados de retrogradación (de biotita).

La mica blanca en rocas de la zona de la clorita es una mica incolora o débilmente amarillenta o verdosa, de pequeño tamaño y composición probablemente fengítica. En la zona de la biotita, esta mica incolora aumenta de tamaño y se trata de una moscovita fengítica. Aparece junto a otros filosilicatos de grano muy fino definiendo la S_1 de la roca en la zona de la clorita y junto a la biotita como lepidoblastos de mayor tamaño definiendo la S_2 en la zona de la biotita.

La biotita caracteriza el inicio de la zona de dicho mineral índice y viene acompañada por una desaparición del feldespato potásico en las composiciones semipelíticas, así como un descenso modal del contenido en clorita. Es una biotita verde, verde oscura y amarillo verdosa que en el incremento del grado cambia a coloraciones rojas y pardo-rojizas aumentando notoriamente su cristalinidad. Define junto a la moscovita y la clorita la esquistosidad de la roca. Puede aparecer como porfiroblastos sin inclusiones (precinemática), como porfiroblastos sin- S_1 , como lepidoblastos sintectónicos en relación al desarrollo de S_2 y como porfiroblastos post- S_2 (met. de contacto).

Las rocas incluidas en la zona del granate se sitúan al O de la zona de estudio y están en continuidad metamórfica con las anteriormente descritas en un área con deformación predominante D_2 (Ver tectónica). En síntesis, se trata de un conjunto de rocas (micaesquistos y cuarzo-esquistos) provenientes de materiales pelíticos y semipelíticos de la Serie Superior descrita anteriormente. La estructura predominante es una esquistosidad S_2 cuyo desarrollo es variable a lo largo de la secuencia estructural. En la parte alta es una esquistosidad de crenulación que va evolucionando en profundidad, pudiendo en algún caso constituir una "schistosity".

La esquistosidad de crenulación (S_2) se desarrolla a partir de una esquistosidad previa (S_1) con un crecimiento de micas subparalelo a los planos axiales de los pliegues D_1 , si bien se conservan restos de S_1 microplegados dentro de microlitones sigmoidales rodeados por S_2 . Es frecuente observar a medida que se desciende en la secuencia estructural la existencia de clastos de cuarzo muy alargados, lentejones microplegados con charnelas muy apretadas ("ribbons"), así como clastos de plagioclasa y opacos más o menos alargados en la dirección de la esquistosidad con sombras de presión asimétricas, así como contactos con bordes rectos respecto a biotitas fusiformes ("mica fish") que son criterios del carácter no coaxial de la deformación D_2 , además de ser indicadores de un movimiento del bloque superior hacia el E-SE.

Las texturas observadas son de aspecto microbandedo de grano fino aunque con variable grado de desarrollo y definición. A veces, son porfidoblásticas por la presencia de blastos de mayor tamaño cuya generación ha tenido lugar en diferentes momentos en relación con la esquistosidad principal.

La mica blanca debe presentar una composición moscovítica bastante pura y aparece definiendo tanto la esquistosidad principal (S_2) junto a la biotita como formando lepidoblastos orientados paralelamente a S_1 .

La biotita es un mineral cuya proporción y tamaño aumenta estadísticamente con el grado metamórfico. Presenta coloraciones rojas (a diferencia de las verdes que presentaba con menor grado) posiblemente debido a un incremento del contenido en titanio con el grado. Aparece tanto como porfiroblastos ("única fish") como formando parte integrante de la matriz foliada. La blastesis es sin- S_1 , sin- S_2 y post- S_2 (relacionada con la cristalización estática de la roca).

El granate (almandino) es abundante. Forma xenoblastos de bordes corroídos y a veces retrogradados. El tamaño es submilimétrico. Desarrolla sombras de presión y en algún caso contiene inclusiones orientadas que definen una esquistosidad previa.

2.2.3. Conglomerados y areniscas (11)

Tienen escasa representación en el tramo basal de la sucesión y son muy frecuentes en el tramo medio-superior de la misma. Sólo se han cartografiado los niveles más importantes (aunque en ocasiones la potencia está exagerada).

Se describirán por una parte las intercalaciones arenosas de las pelitas microbandedas y por otra las intercalaciones conglomerático-areniscosas de las pelitas verdes.

Las intercalaciones arenosas de las pelitas microbandedas pueden ser por una parte masivas con granoselección positiva o bien presentar dos tipos fundamentales de secuencias:

- 1) Base erosiva más o menos planar (o ligeramente ondulada), estratificación cruzada seguida por laminación horizontal de alto régimen de flujo, laminación cruzada debida a ripples de corriente y pelitas. Son frecuentes las estructuras de carga y escape de fluidos.
- 2) Base erosiva fuertemente ondulada y de escala variable (desde cm a dm), laminación paralela concordante con dicha superficie ("*hummockies*"), laminación cruzada debida a ripples de oscilación y pelitas.

La secuencia de tipo 1) registra la acumulación a partir de corrientes tractivas con una elevada tasa de sedimentación. Estas corrientes serían asimilables a corrientes de turbidez diluidas (precisando que éstas son un mecanismo de transporte que no tiene connotaciones ambientales).

La secuencia de tipo 2) corresponde al retoque de materiales arenosos (probablemente secuencias de tipo 1) por el oleaje. La presencia de estructuras de tipo *hummocky* señalarían

una profundidad relativa probablemente por debajo del nivel de base del oleaje normal, por lo que se adscribiría su formación a momentos de tormentas.

Las capas masivas con granoselección positiva pueden corresponder tanto a un tipo de secuencia como al otro.

El esquema de funcionamiento de la cuenca para las pelitas microbandeadas y sus depósitos asociados ya se explicó en el apartado correspondiente (2.2.1.).

Por lo que respecta a las intercalaciones arenosas de las pelitas verdes, éstas pueden mostrar secuencias similares a las descritas para las pelitas microbandeadas, si bien en este caso nos encontramos con un mayor conjunto de secuencias. Dentro de éstas se encuentran representados todos los tamaños de grano, desde conglomerados hasta limo. Con el fin de precisar la interpretación se consideran dos conjuntos de secuencias, unas conglomeráticas y otras arenosas.

Las secuencias conglomeráticas están representadas por dos tipos fundamentales:

- a) Base erosiva irregular, conglomerados desorganizados con soporte por la matriz, areniscas con laminación horizontal de alto régimen de flujo y cruzada por ripples de corriente y pelitas. En esta secuencia son muy abundantes los clastos de pizarras correspondientes a los niveles areniscosos las estructuras de carga y escape de fluidos.
- b) Base erosiva con morfología de canal, conglomerados con soporte por los cantos con granoselección positiva (masivos o, en ocasiones, con estratificación cruzada en surco), areniscas con granoselección positiva, laminación horizontal de alto régimen de flujo y cruzada por ripples de corriente y pelitas. Como en el caso anterior son abundantes los clastos de las pizarras infrayacentes y las estructuras de deformación por carga y escape de fluidos en los niveles areniscosos.

La secuencia de tipo a) es atribuida, en base a sus características texturales, a sedimentos acumulados a partir de flujos de tipo *debris-flow*.

La secuencia de tipo b) se interpreta, en base a su morfología y secuencia de estructuras, como canales subacuáticos rellenos por sedimentos acumulados a partir de corrientes densas. Estos rellenos de canales son similares a los que han sido descritos en la literatura como canales correspondientes a abanicos turbidíticos, si bien su elevada relación anchura/profundidad hace que se interpreten como desarrollados en zonas de relativamente baja pendiente.

Dentro de las capas areniscosas podemos encontrar las siguientes secuencias fundamentales, además de las citadas para las pelitas microbandeadas. En este caso, realizaremos la interpretación de las secuencias con la descripción debido al número de éstas:

- 1) Areniscas microconglomeráticas a medias con granoselección positiva, laminación horizontal de alto régimen de flujo, laminación cruzada por ripples de corriente y pelitas. Además, se pueden observar estructuras de deformación por carga y escape de fluidos y *slumps* de escala centimétrica. Se interpretan como sedimentos acumulados a partir de corrientes de alta densidad (turbiditas relativamente diluidas).

- 2) Areniscas de grano medio a fino con ripples trepadores. En este caso, se pueden encontrar dos tipos en cuanto al patrón de paleocorrientes que muestren. Por una parte, están aquellas cuyas paleocorrientes coinciden con el patrón general y se interpretan como acumuladas a partir de corrientes tractivas en condiciones de alta velocidad de sedimentación. Por otra, tenemos aquellas cuyas paleocorrientes forman un ángulo considerable con las de los sedimentos adyacentes, generalmente canales turbidíticos, y que se interpretan como depósitos de *leveé* y/o desbordamientos de dichos canales.
- 3) Areniscas de grano medio a fino con laminación cruzada de bajo ángulo y numerosas superficies de erosión internas (netas y planas). Por su posición, ligadas a depósitos canalizados y de *leveé*, y la abundancia de superficies erosivas, creemos que corresponden a depósitos de desbordamiento a partir de zonas canalizadas.
- 4) Areniscas de grano medio a fino con laminación cruzada debida a ripples de oscilación y estructuras de tipo *hummocky* de escala centimétrica a decimétrica). Se interpretan como resultado de la removilización de capas arenosas anteriores por el oleaje de tormenta.
- 5) Areniscas de grano medio a fino con estratificación cruzada en cuerpos plano-convexos. La morfología y estructura interna de estos cuerpos hacen que estos sedimentos se interpreten como barras.
- 6) Areniscas afectadas por *slumps* de escala centimétrica. Se interpretan como resultado del deslizamiento y deformación gravitacional de las capas debidos a inestabilidad de las pendientes en las que se encontraba el sedimento.

Queda por último reseñar la presencia en la mayor parte de la sucesión Cámbrica de niveles de cuarcitas o areniscas anfibólicas. Estos niveles son predominantes en los tramos básales de la serie, y su potencia no suele sobrepasar el orden centimétrico.

En estos materiales se agrupan rocas clasificadas como cuarcitas con silicatos cálcicos, cuarcitas epidóticas y anfibolitas en sentido amplio. Las cuarcitas con silicatos cálcicos están compuestas esencialmente por cuarzo, clinozoisita, anfíbol tremolítico acicular y una fracción variable de plagioclasas; como minerales accesorios deben citarse apatito, circón, xenotima, minerales opacos y leucoxeno; estos dos últimos, al igual que la clinozoisita, mantienen una fuerte tendencia a aparecer marcando netamente niveles composicionales de la roca. Dentro de las anfibolitas tenemos por una parte cuarzoanfibolitas con una separación mineralógica clara en niveles ricos en cuarzo y niveles ricos en anfíbol y epidota y por otra rocas con gran abundancia de anfíbol tremolítico de afinidades texturales “skarniformes”. Son rocas con textura nematoblástica a granoblástica en las que está prácticamente ausente cualquier anisotropía planar clara. Están compuestas por anfíbol tremolítico-actinolítico de textura acicular radial y clinozoisita como componentes esenciales acompañados en cantidades menores de anfíbol prismático de pleocroismo verde, clinopiroxeno, cuarzo y ocasionalmente granate y clorita; como accesorios aparecen los descritos anteriormente. Por sus características mineralógicas y sobre todo texturales las anfibolitas en sentido amplio, deben considerarse diferentes de las cuarcitas epidóticas y de las que tienen silicatos cálcicos.

Como conclusión, las pelitas verdes y demás depósitos asociados representan una sedimentación de plataforma de tipo oceánico (con buena circulación de las masas de agua) con episodios de agitación por tormentas (secuencias con ripples de oscilación y *hummockies*) y aportes de materiales mediante barras. Por otra parte, también registra una sedimentación

en forma de aparatos de tipo abanico turbidítico (secuencias conglomeráticas y arenosas 1), 2), 3) y 6) aunque por la extensión de las secuencias y representatividad de las distintas granulometrias no parece tratarse de aparatos de una escala considerable y debieron transportar, fundamentalmente, sedimentos finos. Estos aparatos turbidíticos pueden situarse tanto en zonas de talud como en zonas de plataforma con pendientes moderadas a altas (zonas de ruptura de pendiente que podrían considerarse como un pseudotalud somero), en nuestro caso consideramos como posible este último asentamiento, o un talud de baja pendiente debido al escaso desarrollo de las secuencias "slumpizadas" (generalmente de escala centimétrica) y a las morfologías muy tabulares (elevada relación anchura/profundidad) de los canales.

Se describirán a continuación los aspectos microscópicos de las areniscas y de los microconglomerados. En este sentido agrupamos litologías cuya característica principal es la frecuente presencia de cristales de cuarzo y feldespato de tamaño milimétrico que destacan sobre la matriz. En algunos casos se les denominó "porfiroides", MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973) como procedentes de materiales ígneos de composición ácida. El tipo de roca inicial varía desde areniscas muy ricas en cuarzo (ortocuarzitas), términos arcósicos-subarcósicos y términos grauváquicos en función tanto del contenido en feldespatos como el porcentaje en matriz. Las granulometrias son variables en función del tamaño de grano original, del grado de transformación metamórfica alcanzado y de la intensidad de la deformación.

En las zonas de la clorita-biotita se observan grano de plagioclasa o feldespáticos milimétricos cuyo carácter heredado es reconocible; aparecen inmersos en una matriz blástica foliada que les rodea constituida por un agregado de micas de pequeño tamaño y cuarzo. Aquí se desarrolla una S_1 grosera ("rough cleavage") definida por la elongación del agregado cuarzofeldespático, aplastamiento de los clastos de cuarzo y orientación de las micas.

En las zonas de la biotita y granate se desarrolla una foliación plano-linear que se caracteriza por la formación de un agregado granoblástico elongado de mayor tamaño de grano y una mejor definición de los planos ricos en biotita en forma de niveles finos. En unos casos la foliación es una crenulación y en otros una "schistosity" y aunque se observa estratificación y gradación sedimentarias, son aparentes y no hay evidencias o restos de clastos de naturaleza detrítica. La foliación es aquí una alternancia de dominios ricos en cuarzo y plagioclasa, lenticulares, que quedan envueltos por dominios ricos en micas. En los microlitones se observa una orientación, de subgranos de cuarzo u opacos, oblicua o perpendicular al plano de foliación.

La asociación mineral es cuarzo, que representa a la fracción predominante tanto en lo que respecta a los clastos como a la matriz; plagioclasa y feldespato potásico menos abundantes que el cuarzo; tanto el cuarzo como la plagioclasa se presentan como predeformativos ya que algunos contienen inclusiones relictas de pequeños cristales de biotita y opacos relacionadas con su etapa ígnea; el feldespato potásico se observa también heredado en rocas de bajo grado y asociado a la clorita; la fracción de roca pelítica (cantos blandos) tiene la misma composición que las pelitas verdes y el material intersticial tiene además de cuarzo y feldespatos fracción fina (sedimentaria + metamórfica) de filosilicatos en el que las micas blancas están débilmente coloreadas en tonos verdes y amarillos más o menos pálidos y la

biotita aparece junto a la moscovita en forma de lepidoblastos orientados paralelamente a la esquistosidad principal; presenta tonos verde-oscuros y amarillentos que pasan a rojizos y pardos.

2.2.4. Carbonatos laminados. (12)

Aparecen en la zona occidental de la Hoja, a muro de la sucesión Cámbrica. En ocasiones, afloran de forma discontinua y suelen dar un cierto resalte sobre la penillanura pelítica.

Están formados por una alternancia de escala centi- a decimétrica de bancos de carbonatos laminados y pelitas microbandedas, con las que se relacionan tanto lateral como verticalmente.

Los carbonatos laminados pueden presentarse de dos maneras, bien como alternancias de láminas claras y oscuras de aspecto irregular y discontinuo o como tramos con laminación horizontal tractiva y laminación cruzada por ripples de corriente. En el primer caso consideramos que estas alternancias de láminas corresponden a una sedimentación carbonatada de plataforma en condiciones normales (aguas relativamente cálidas, saturadas en carbonato y poco agitadas) con alternancia de épocas de mayor o menor acumulación de materia orgánica (etapas de mayor o menor productividad). En el segundo caso, la naturaleza detrítica del carbonato hace considerarlo como una removilización de los niveles antes descritos (por su proximidad dentro del registro sedimentario).

Por su parte, las pelitas microbandedas (en este caso consideramos sólo el fango) tienen un significado similar al anteriormente expuesto, sedimentación fina siliciclástica en una plataforma con escasa circulación de las aguas de fondo, y corresponderían a momentos de menor salinidad de las masas de agua (subsaturación en cuanto al carbonato) o condiciones ácidas y reductoras de la masa de agua (fenómeno normal en masas de agua fuertemente estratificadas, debido a la acumulación de materia orgánica en el fondo que produce la inhibición en la precipitación del carbonato).

En base a estas consideraciones el esquema lógico para estos materiales parece ser el de una plataforma somera con precipitación de carbonatos (bancos laminados) y momentos de agitación (niveles carbonatados detríticos) en la que se pueden producir fenómenos de restricción de la circulación profunda (fuerte estratificación de las aguas) con la consiguiente sedimentación siliciclástica fina asociada (las condiciones reductoras y ácidas del fondo inhibirían la precipitación del carbonato y en su lugar se sedimentarían los fangos microbandedos).

2.2.5. Carbonatos turbidíticos. (13)

Es un nivel de potencia variable (0-200 m) que aflora en las proximidades de Villar de la Yegua y se prolonga hacia el SE por la Hoja de Ciudad Rodrigo (MARTÍN IZARD, 1989) donde termina bajo el recubrimiento de los materiales terciarios de la Fosa de Ciudad Rodrigo.

La característica principal de este perfil es la organización en secuencias negativas de las alternancias de los bancos de carbonatos laminados y pelitas microbandeadas dando una megasecuencia negativa total.

El conjunto se interpreta como un sistema de plataforma con alternancia de condiciones de oxigenación y anoxia del fondo. La tendencia general representa un paso de plataforma "restringida" (con escasa circulación de las masas de agua) a una plataforma con una cierta circulación profunda.

2) *Aldea del Obispo*

Representa tramos equivalentes a los del perfil del Fuerte de la Concepción, si bien en este caso se pueden apreciar secuencias de tipo de tormenta y formas de tipo barra, lo que apoyaría una interpretación de plataforma relativamente somera.

3) *Río Agueda*

El perfil levantado en este recorrido está caracterizado por abarcar la parte media-alta de la columna estratigráfica propuesta como tipo para esta zona.

La secuencia comienza por pelitas microbandeadas que pasan gradualmente a carbonatos turbidíticos con un gran desarrollo de *slumps* y vuelven a pasar gradualmente a pelitas microbandeadas. Esta secuencia de pelitas y carbonatos muestra una tendencia positiva que se registra en el aumento de importancia de los depósitos finos hacia techo (aunque muy sutilmente). Sobre éstas, y en tránsito gradual, se dispone un potente paquete de pelitas verdes en las que el desarrollo de secuencias arenosas es muy importante. Estas pelitas verdes forman una megasecuencia negativa compuesta por secuencias positivas de orden menor. Comienza con pizarras con pasadas arenosas que van haciéndose más importantes a techo, hasta que llegamos a encontrarnos depósitos conglomeráticos canalizados y de tipo *debris-flow*. Culmina la secuencia con un paquete de pelitas verdes que vuelven a pasar a pelitas microbandeadas.

Como rasgos principales a destacar hay que mencionar que en ella se puede observar la transición entre las facies de pelitas microbandeadas y calizas turbidíticas mediante tramos de microbandeadas con intercalaciones de calizas, carbonatación progresiva de las microbandeadas y, finalmente, sustitución de éstas por niveles margosos o de carbonatos micríticos. Esta transición se puede observar tanto a muro como a techo de las calizas. Así mismo, hay que señalar que es en esta columna donde mayor desarrollo tienen los fenómenos de *slump* y que es la única donde se ha podido observar verdaderas secuencias canalizadas y depósitos de tipo *debris-flow*.

En cuanto a la evolución de ambientes registrada en este perfil se observa una evolución desde ambientes de plataforma siliciclástica con circulación profunda restringida (pelitas microbandeadas) a plataforma mixta (terrígeno-carbonatada) y a talud carbonatado (carbo-

atos turbidíticos). Posteriormente, registra la sustitución de la sedimentación carbonatada por siliclástica (pelitas microbandeadas) en la base de una secuencia final de somerización con el paso desde ambientes de talud a plataforma-talud (pelitas verdes).

4) *Fuente de la Pizarra*

Este perfil abarca el tramo superior de la columna estratigráfica regional y en él se encuentran representadas las facies de pelitas verdes.

Es característico en este perfil la aparición de intercalaciones de pelitas microbandeadas entre las pelitas verdes, evidenciando la estrecha relación existente entre ambos tipos de facies.

Este perfil muestra una organización en secuencias positivas que se organizan dando una megasecuencia negativa. Estas tendencias se interpretan como resultado de la actuación individual de los mecanismos turbidíticos (secuencias positivas) y una tendencia a la progradación de éstos hacia zonas más distales (megasecuencia negativa). A techo se instala un potente banco de pelitas que registraría la vuelta a las condiciones de sedimentación normales de la cuenca.

5) *Saélices el Chico*

Este perfil, aunque fuera de la Hoja, registra el tránsito entre materiales de una parte del tramo medio de la columna regional (pelitas microbandeadas-carbonatos turbidíticos-carbonatos laminados-pelitas microbandeadas-pelitas verdes).

La organización de este perfil en secuencias positivas refleja la tendencia somerizante de los sistemas, lo cual, a su vez, queda plasmado en la tendencia positiva general que registra un paso (descontando las pelitas microbandeadas básales) de ambientes de talud a plataforma, así mismo queda registrado un paso de condiciones de anoxia a circulación de las masas de agua.

Es de destacar en este perfil que pudiera existir una conexión entre las facies de carbonatos turbidíticos y las facies de carbonatos laminados, la cual parece invocar una relación genética entre ambas representada por los niveles turbidíticos de removilización de los niveles laminados.

2.2.7. **Correlación entre los perfiles y conclusiones**

Los perfiles estudiados representan distintos tramos dentro de la columna estratigráfica regional. En el presente apartado se intentarán situar cada uno ellos dentro de ésta y se dará una interpretación tentativa de dicha columna (Fig. 2).

Los perfiles de Aldea del Obispo y Fuerte de la Concepción se sitúan en la base de la columna regional y representan un ambiente de plataforma somera con circulación restringida

evolucionando hacia condiciones de mejor circulación de las masas de agua (plataforma externa).

Los perfiles del Río Agueda y Saélices el Chico representan un tramo más alto dentro de la columna y en ellos se registra un paso a condiciones más profundas con respecto a la base y el relleno de la cuenca (dando una secuencia somerizante) registrándose un cambio gradual en el tipo de sedimentación (de carbonatada a siliciclástica).

Finalmente, el perfil de la Fuente de la Pizarra representa la parte más alta de la columna y en él queda registrada una sedimentación de plataforma externa con desarrollo de aparatos turbidíticos que evolucionan hacia sistemas más someros.

En conjunto, la columna general muestra un ciclo complejo, que en general es de profundización-somerización cuyo máximo de profundización (punto de inflexión del ciclo) viene marcado por los tramos de carbonatos turbidíticos.

Como resumen se puede concluir que a nivel litológico los metasedimentos de la Hoja constituyen una sucesión compleja en la que se pueden encontrar representados carbonatos, pelitas de diversos tipos y terrígenos (desde conglomerados hasta limos).

Sedimentológicamente registran ambientes de plataforma anóxica, plataforma oxigenada y talud con registro de episodios de tormentas y actuación de corrientes turbidíticas.

La columna general registra un ciclo compuesto cuya tendencia mayor es profundización-somerización y un cambio de condiciones de escasa circulación de las masas de agua profundas hacia la implantación de unas condiciones de circulación bien desarrolladas.

2.2.8. Edad y correlaciones regionales

La sucesión hasta aquí descrita (Serie Superior) discordante sobre las materiales de la Serie Inferior está basculada y separada de los materiales suprayacentes (Ordovícico) por una discordancia erosiva y angular, MACAYA (1980), RODRÍGUEZ ALONSO (1982); DíEZ BALDA (1982). Se correlaciona lateralmente con las Formaciones Monterrubio-Aldeatejada, DíEZ BALDA (1986) y con la Formación Limolitas del Pusa de los Montes de Toledo, SAN JOSE (1983), ya que mantiene las mismas características litológicas y de facies representando una sedimentación de plataforma (s.l.) con sucesivas pulsaciones (registro de episodios de tormenta) y actuación de corrientes turbidíticas NOZAL y ROBLES CASAS (1988). Por otra parte, la Formación Limolitas del Pusa y las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada (equivalentes en el área sur de Salamanca, DíEZ BALDA, 1982), se encuentran en tránsito continuo hacia el techo con las Formaciones Areniscas del Azorejo (o Gévalo) y Areniscas de Tamames respectivamente, ambas datadas con trilobites y numerosas trazas fósiles atribuidas al Cámbrico Inferior MORENO SERRANO *et al.* (1976); GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA (1972).

El nivel megabréchico carbonatado basal de la sucesión hasta aquí descrita y detectado en la zona de Fuenteguinaldo-Pastores, puede ser correlacionado con el Nivel de Fuentes, también basal de la Formación Limolitas del Pusa (ÁLVAREZ NAVA *et al.*, 1988).

Por lo que respecta a la edad, los niveles detríticos acompañantes de los Carbonatos turbidíticos (13) en las proximidades de Saélices el Chico dieron icnofósiles clasificados como *Planolites* ?, *Phycodes* ? y c.f. *Torrowangea* s.p., MARTÍN HERRERO *et al.* (1989)

BRASIER *et al.* (1979) identifican y estudian diversos tipos de icnofauna y discos carbonosos del tipo Chuaria en la Formación Limolitas del Pusa. Según dichos autores, la asociación encontrada presenta afinidades Cámbricas.

PERCONIG *et al.* (1983) en los niveles fosfatados dentro del tramo medio-superior de la F. Limolitas del Pusa describen la existencia de espículas de esponja. SEPKOSKI (1978) parece tajante en admitir la aparición de los poríferos al principio del Tommotience (Cámbrico Inferior). Niveles fosfatados de características equivalentes fueron detectados en la Serie Superior en el área de Fuenteguinaldo (Dehesa Sageras).

CRIMES *et al.* (1977) discuten la importancia de las pistas fósiles para la datación del Proterozoico Superior (Vendiense) y del Cámbrico Inferior (Tortoniense-Oretience) e indica que *Phycodes* aparece en el Cámbrico así como que *Planolites* no tiene valor estratigráfico.

Los acritarcos encontrados en niveles carbonatados de la Formación Aldeatejada, al SO de Arapiles (Hoja 478 Salamanca) y reconocidos en (DÍEZ BALDA *et al.*, 1981), como *Mychrytidium dissimilone*, VOLKOVA (1969) y *Synsphaeridium* s.p. no incompatibles con un Cámbrico Inferior han sido revisadas recientemente, PALACIOS *et al.* (in litt) indicando que la primera de las especies citadas corresponde a *Mychrytidium lanceolatum*. YIN LEIMING (1985) acordes con una edad Vendiense tardío. Estos autores situarían entonces el límite Precámbrico (Vendiense)- Cámbrico en una zona indeterminada entre la parte basal de las Areniscas de Tamames y la parte alta de la Formación Aldeatejada.

Como se habrá observado las opiniones de los diferentes autores distan de ser unánimes. Por nuestra parte indicamos, para la sucesión aquí descrita una edad Vendiense superior-Cámbrico inferior.

2.3. ORDOVÍCICO

Es regionalmente transgresivo, yace discordante sobre la Serie Inferior (CEG) y las Formaciones Aldeatejada, Areniscas de Tamames y Calizas de Tamames. Aflora en tres unidades estructurales denominadas: Sinclinal de Salamanca-Golpejas, Sinclinal de Tamames-Ahigal y Sinclinal de la Sierra de Francia-Torralba.

2.3.1. Ortocuarцитas (Cuarcita Armoricana). Ordovícico Inferior. (14)

Están representadas en la esquina SE de la Hoja, formando la terminación periclinal septentrional del Sinclinal de la Sierra de Francia-Torralba, no observándose el contacto con los metasedimentos cámbricos debido a los recubrimientos terciarios.

No existen buenos afloramientos en la Hoja, pero se puede establecer un buen corte de la citada estructura en sus proximidades, en la Carretera Nacional 620 (Kms 312 y 317,5). Aquí el flanco NE del sinclinal es suave con buzamientos al SE que oscilan entre los 15° y los 40° y el flanco SO está prácticamente verticalizado con buzamiento al NE entre los 75 y 90°. La potencia estimada en este flanco, que representa a su vez el mejor afloramiento, es de unos 100 m. Aquí los materiales constituyen un tramo predominantemente cuarcítico (Cuarcita Armoricana) que se puede corresponder con la denominada Unidad III de CARBALLEIRA *et al.* (1980), subdivisión realizada por los citados autores para el Ordovícico inferior en la Sierra de Francia. No están por lo tanto representadas aquí ni la Unidad I, basal, de conglomerados y areniscas, ni la Unidad II, intermedia, de areniscas, cuarcitas y pizarras.

Lo más evidente del corte son tres resaltes, con potencias que oscilan entre los 30 y 50 m, de ortocuarcitas, separados por tramos de alternancia de cuarcitas y pizarras.

Los tramos más competentes están constituidos por ortocuarcitas de grano fino-medio, blancas o blanco grisáceas, bien estratificadas en bancos continuos, con superficies planares netas. Los bancos oscilan entre los 20 cm y los 2 m. Es frecuente encontrar estratificación cruzada planar y "ripples".

Los tramos de alternancias consisten en bancos de 0,10 m a 0,40 m (a veces menores) con superficies basales netas, siendo frecuente el acunamiento de capas. Presentan estratificación cruzada planar, estratificación *hummocky* y *ripples* de olas. En menor proporción, aparecen limolitas de color gris claro y lajeadas que dan tonos rojizos por alteración.

Sedimentológicamente la unidad responde a un carácter secuencial con megasecuencias negativas entre 20 y 100 m, que corresponden a la progradación de formas arenosas sobre otras más lutíticas dentro de un ambiente de plataforma marina somera abierta y afectada eventualmente por tormentas.

Suelen ser frecuentes las estructuras orgánicas con restos de *Wesillum*, *Scholites* y *Crucianas* típicos del Ordovícico inferior.

Al microscopio se han reconocido cuarcitas con textura granoblástica-blastosamítica, cuyo componente esencial es el cuarzo, con escasa proporción de fragmentos de roca, feldespatos y sericita.

2.4. Terciario

Durante la realización de los proyectos "Confección de las Hojas del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nº 422, 423, 424, 448 bis, 449, 450, 451, 452, 474, 475, 476 y 500" y "Confección del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nº 477, 478, 501, 502, 503, 528, 728, 729, 734 y 735" se ha obtenido un conjunto de nuevos datos que nos ha permitido ampliar y concretar los conocimientos sobre la estratigrafía y evolución tectosedimentaria de los sedimentos terciarios que conforman el borde O de la Cuenca del

Duero y parte del borde N 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 Villar de Ciervo, sólo están representadas las UTS P3 (Arcósica Superior) y N1 (Detritica Roja). Ambas están integradas por sedimentos siliciclásticos que, en líneas generales, constituyen el registro de ambientes aluviales.

2.4.1. UTS P3 (Arcósica Superior). (15 y 16)

Se distribuye a lo largo del borde E de la Hoja y es en el cuadrante SE donde presenta el máximo espesor (40 m). Está constituida por un conjunto de materiales arcósicos que se disponen inconformes sobre los granitoides y discordantes sobre los metasedimentos que conforman el zócalo hercinico en esta región. El límite superior de la unidad es erosivo y queda definido por un conjunto de superficies morfológicas escalonadas hacia el O, donde se encuentra el río Agueda.

Materiales de características litológicas similares y con una posición estratigráfica equivalente se han designado en el ámbito de la Fosa de Ciudad Rodrigo como: Formación Arcosas de la Alamedilla (ALONSO GAVILÁN y POLO, 1986-1987) y Unidad Arcósica Superior (CANTANO Y MOLINA, 1987). En el ámbito de la Cuenca del Duero se señalan como Areniscas de Garcihernández (JIMÉNEZ, 1973). POLO *et al.* (1987) datan mediante restos polínicos la base de la Formación Arcosas de la Alamedilla como Oligoceno. Nosotros asumimos esa edad para el conjunto de esta UTS P3 dado que los depósitos mas modernos que afloran en el área de estudio (UTS N1, Mioceno) son tanto por sus rasgos sedimentarios como postsedimentarios claramente distintos.

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

Tramo arcósico (15)

Presenta una geometría cuneiforme y su espesor aumenta progresivamente desde el NE hacia el S y SE, donde alcanza valores próximos a 40 m y fosiliza parcialmente el paleorrelieve que constituye la actual Sierra de Camaces.

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

Los conglomerados presentan un contenido medio del 75 % en gravas, 0-15 % en arena y 10-25 % en arcilla. La fracción grava, con centiles de 5 a 10 cm, muestra un marcado carácter bimodal con tamaños que oscilan entre 3-5 mm y 3-7 cm. Está constituida por cantos angulosos-subangulosos de cuarzo (10-30 %), feldespato (10-35 %), fundamentalmente potásico (microclina y ortoclasa) y en menor proporción calcosódico y fragmentos de granito (20-40 %) presentando además, ocasionalmente, cantos de lidita, esquisto y cuarcita. La fracción arenosa (arena media-gruesa) está constituida por cuarzo y feldespato, en buen estado de preservación o ligeramente alterado (sericitizado). La fracción arcillosa está constituida por biotita, moscovita, como accesorio, esmectitas y, ocasionalmente, caolinita. Tanto la fracción inferior a 2 μm como las micas se disponen en torno a las gravas y, más raramente, formando puentes entre ellas. Esta distribución de la fracción arcillosa se interpreta como debida a iluviación de material fino desde horizontes superiores, lo que permite adscribirlos a una translocación mecánica por flujos verticales durante las primeras etapas de enterramiento del sedimento o en un momento inmediatamente posterior a su sedimentación. Por último, cabe señalar que ocasionalmente la fracción arcillosa puede aparecer parcialmente reemplazada por calcita y más raramente por dolomita (epigénesis carbonatada). Su organización interna consiste en estratificación cruzada planar (Gp) o en surco (Gt) de mediana escala y ésta se hace tanto más difusa a medida que el contenido en arcillas de la roca aumenta.

Las arenas, arcosas o subarcosas de submaduras a inmaduras, son de tamaño de grano grueso (1-0,3 mm) o medio (0,4-0,125 mm). Están constituidas por cuarzo (40-65 %) de anguloso a subredondeado, feldespato potásico (20-45 %) muy alterado y con abundantes golfos de corrosión y feldespato calcosódico (2-15 %) subanguloso y ligeramente alterado. La matriz, con un contenido que oscila entre 25 y 35 %, es limoso-arcillosa y está formada por granos de cuarzo, feldespato (generalmente con los bordes corroídos), biotita (en buen estado de preservación o con formas de listón deflecado en los extremos), moscovita en escasa proporción, esmectita y trazas de caolinita. Su organización interna es masiva (Sm), o bien muestra estratificación cruzada en surco (St) o planar (Sp), las cuales son tanto más difusas a medida que la roca muestra mayor proporción de rasgos postsedimentarios (iluviación de material arcilloso, alteración de los minerales más degradables como biotitas y feldespatos, desarrollo de nódulos de óxidos de hierro con límites difusos y, localmente, procesos de epigénesis carbonatada).

Las lutitas de tonos verdes (5Y) o verdes-rojizas (5YR) están constituidas por una mezcla de limo y arcilla, arena en proporciones muy variables y pequeños clastos dispersos. Los granos son de cuarzo y feldespato; ambos presentan corrosión en sus bordes por reacción con la matriz arcillosa y los feldespatos están muy alterados o bien han llegado a transformarse completamente en sus productos de alteración. La fracción arcillosa está constituida básicamente por biotita muy alterada, esmectita y caolinita. Dentro de estos depósitos son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios ligados a procesos edáficos (pedotúbulos, iluviación de arcillas a favor de fisuras irregulares, rubefacción del sedimento, desarrollo de nódulos de carbonato).

Estos materiales forman cuerpos de base canalizada o bien se presentan en bancos de geometría tabular; estos últimos son menos frecuentes que los primeros y se disponen lateralmente o intercalados entre aquellos.

Los cuerpos de base canalizada presentan morfologías lenticulares o tabulares (Fig.3). En los primeros, con un espesor que raramente supera 1,5 m, la secuencia de relleno de canal más frecuente es (de acuerdo con el código de facies de MIAL, 1978) Gt → Sm En los cuerpos tabulares (4-8 m de espesor) son muy frecuentes las superficies de erosión internas que delimitan depósitos de facies Gp/Sp (se interpreta como debida a la migración de barras con caras de avalancha en el sentido de MIAL, 1981) o bien, secuencias del tipo Sp→Sm→Fm que registran la migración de barras sobre el fondo del canal, el posterior abandono de éste con la consiguiente decantación de finos y, por último, el desarrollo de procesos edáficos.

Los bancos de geometría tabular están constituidos por arenas y lutitas, o bien por gravas finas (moda 3 mm) y arenas ordenadas en secuencias granodecipientes (Fig. 4). Todos estos depósitos suelen ser masivos y se caracterizan por presentar un contenido en arcillas alto, así como abundantes rasgos postsedimentarios de carácter edáfico. Consideramos que estos materiales se depositaron en un contexto ambiental de llanura de inundación. Esta debió estar sometida a frecuentes periodos de exposición subaérea (desarrollo de cobertura vegetal) y durante los desbordamientos se debían acumular gravas y arenas en las áreas próximas a los canales y arenas y lutitas en las áreas más alejadas.

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

La evolución vertical de la UTS muestra una tendencia granocreciente y estratocreciente que registra un incremento en la energía de los sistemas trenzados.

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

Tramo conglomerático (16)

Su espesor oscila entre 2 y 8 m y está constituido por un conjunto de cuerpos con base erosiva, morfología canalizada (1-3 m de longitud máxima y 0,5-0,7 m de espesor máximo) y

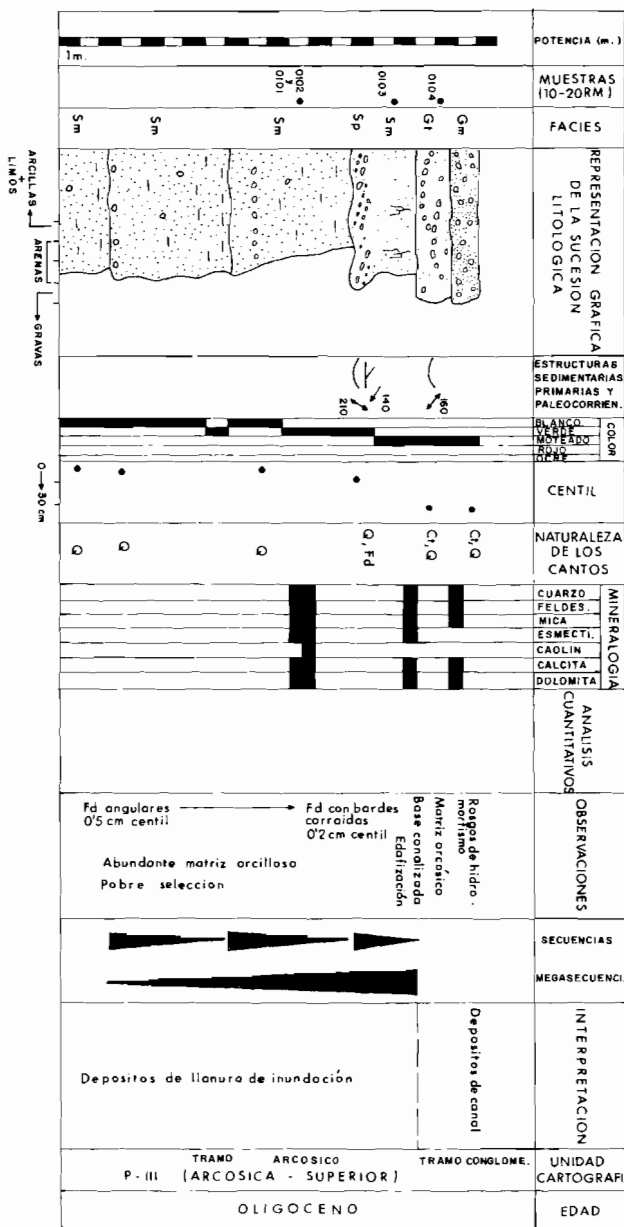


Fig. 4. Columna estratigráfica correspondiente a los cuerpos de geometría tabular del tramo arcósico de la UTS P3 (Arcósica Superior)

naturaleza conglomerática arenosa (Fig. 5). Los conglomerados son *clast-supported* y petrológicamente están constituidos por clastos subredondeados de cuarzo y de cuarcita (con centiles de hasta 20 cm). Presentan matriz arenosa formada por granos de cuarzo y feldespato redondeados o subangulosos. Su estructura interna es masiva o bien muestran estratificación cruzada en surco. Las arenas, de grano grueso y con una composición mineralógica dominada por el cuarzo, los feldespatos y las micas (Fig. 4), son masivas o con estratificación cruzada en surco.

El conjunto de estos sedimentos se interpretan como depósitos de sistemas fluviales *braided* que migraban hacia el O-NO.

Estos materiales se distribuyen de un modo discontinuo a lo largo del cuadrante SE de la Hoja y ocupan posiciones topográficas cada vez más bajas desde el E hacia el O. Si a este rasgo unimos: (1) su estrecha relación con cada una de las superficies morfológicas que se observan en el techo de esta UTS y (2) el cambio en las direcciones de aporte registrado (S-SO para el Tramo arcósico y E-SE para este Tramo conglomerático) podemos suponer que estos materiales representan los primeros niveles de terrazas y que su génesis está ligada con el inicio de la definición de la red fluvial actual en la Fosa de Ciudad Rodrigo.

2.4.2. UTS N1 (Detrítica Roja). (17)

Se trata de una unidad muy poco representada en el ámbito de la Hoja, si bien se distribuye por todo el borde sur de la Fosa de Ciudad Rodrigo donde se ha denominado como Conglomerados Versicolores (JORDÁ, 1983; CANTANO y MOLINA, 1987), Facies Rojas del Cubito (GRACIA PLAZA *et al.*, 1981), Conglomerado de Cabezuela (POLO *et al.*, 1987). Su edad es desconocida y se atribuye al Mioceno inferior (CANTANO y MOLINA, 1987).

Aflora en las proximidades de Aldeanueva de Portanovis donde se distribuye de modo irregular adosada a las laderas de cerros constituidos por los metasedimentos del ciclo hercínico. Está constituida por lutitas masivas de un intenso color rojo (10R) con intercalaciones de niveles de 10-30 cm de cantos angulosos (centil de 15 cm) de cuarcita y, más raramente, cuarzo. Estos cantos no muestran ordenación alguna y están embebidos en una matriz lutítica. Su modo de yacer y la ausencia de ordenación interna inducen a considerar a estos depósitos, en primera aproximación, como coluviones de edad Mioceno.

Un rasgo característico de estos materiales es que ocupan posiciones topográficas más bajas que los sedimentos arcósicos más antiguos (UTS P3 Tramo Conglomerático). Consideramos que esa distribución, más que responder al efecto de un accidente tectónico (en el ámbito de la Hoja no se observan fracturas), es consecuencia de que el sistema aluvial de la UTS N1 poseía un nivel de base más bajo que el del techo de la UTS P3 (Tramo arcósico). Por otra parte, esa tendencia generalizada al descenso del nivel de base podría interpretarse como que la red atlántica ya alcanzó este sector de la Fosa de Ciudad Rodrigo y, en consecuencia, se halla en condiciones de vaciado.

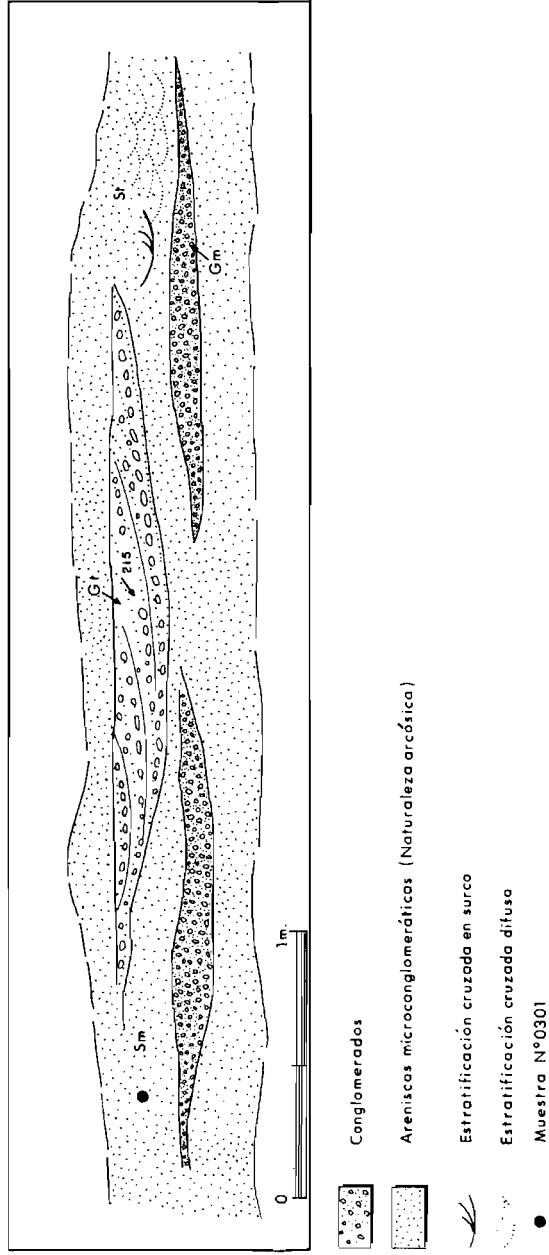


Fig. 5. Esquema sedimentológico del tramo conglomerático de la UTS P3 (Arcósica Superior).

2.5. CUATERNARIO

Los depósitos más recientes de la Hoja, los incluimos dentro del Pleistoceno y Holoceno, si bien la escasez de datos paleontológicos no nos permite una datación más concreta, estableciendo una relación únicamente cualitativa de sus relaciones espaciales y características litológicas, de coloración, etc. En general son escasos y están reducidos a los cauces y algunas laderas, son de escaso espesor y presentan un control en base a la litología del área madre de la cual proceden los materiales erosionados y transportados.

2.5.1. Terrazas. (19, 20, 21)

Dentro de la Hoja hemos diferenciado dos niveles de terrazas para el arroyo de la Rivera de la Granja y arroyo de la Rivera de Campos, y uno para el arroyo de la Ribera de Campanero, Arroyo de la Rivera del Lugar, arroyo del Espigón y el arroyo de la Rivera de Dos Casas.

De forma general las características litológicas entre estos depósitos son muy parecidas, salvo en lo concerniente al depósito más alto del arroyo de la Rivera de la Granja (19) con una cota media respecto al cauce actual de 10 metros; éste está constituido por cantos de cuarcita subredondeados a redondeados, con una media de tamaño de los cantos de cinco centímetros, englobados en una matriz arenosa y todo ello fuertemente cementado, todo el depósito presenta una tonalidad ocre que respecto a los cantos forma una fina pátina en superficie; la edad de este depósito la consideramos como posible Plioceno-Pleistoceno por correlación con otros depósitos ocres de la meseta, al igual que el depósito de coluvión antiguo, situado en la vertiente septentrional de la Sierra de Camaces, el cual presenta características de coloración, cementación, etc, muy similares a los materiales que conforman este nivel de terraza.

El depósito superior del arroyo de la Rivera de Campos (20) está formado de cantos de cuarcita redondeados y englobados en una matriz arenosa constituida por cuarzo y algún feldespato, presentando una cota media sobre el cauce de 5 a 6 metros; en general el depósito está muy poco cementado y el tamaño de los cantos no supera los tres o cuatro centímetros. La edad de este depósito creemos se encuentra entre el Pleistoceno superior y el Holoceno.

El resto de los depósitos de terraza (21) presentan unas características muy similares, variando el porcentaje de arenas en función de los materiales que forman el sustrato por el cual el cauce discurre; así, si el sustrato es principalmente metasedimentos el porcentaje de limos y arcillas es mayor al de arenas y, si el sustrato son principalmente granito y/o arcosas los porcentajes de arena respecto a limos y arcillas serán mayores. De forma general están constituidos por arenas, limos y/o arcillas de tonos grises a negros, que engloban cantos subredondeados a redondeados de cuarcita, granitos y fragmentos de metasedimentos; estos se presentan flotando dentro de la matriz y por lo general no superan los 4 ó 5 centímetros de diámetro.

El desarrollo de estos últimos depósitos es muy restringido, el de mayor dimensión es el del arroyo de la Rivera del Lugar, en el que hemos medido una potencia visible de 50 cm. La cota media de estas terrazas respecto a los cauces respectivos oscila entre uno y dos metros y su edad la podemos considerar dentro del Holoceno.

2.5.2. **Aluviales. (22)**

Los aluviales de la Hoja son muy escasos al igual que su potencia y quedan restringidos allí donde el curso de los ríos y arroyos está muy poco o poco encajado en el sustrato. Estos depósitos están formados principalmente por limos negros en las cabeceras de los ríos y arroyos y, por arenas y cantos redondeados y subredondeados principalmente de cuarcita y cuarzo, si bien pueden aparecer fragmentos líticos (granitoides y metasedimentos), en los tramos medios y finales de los cursos fluviales. La edad de estos depósitos la consideramos como Holoceno.

Los cantos que aparecen en los tramos medios y finales presentan una heterometría muy marcada, encontrándose un espectro de tamaños que oscila entre máximos de 30 a 50 cm y mínimos de 2 a 3 cm en general poco seleccionados y sueltos. Entre los cantos suele existir una matriz areno-limosa formada por cuarzo, feldespato y fragmentos líticos.

2.5.3. **Conos de deyección. (23)**

Los conos de deyección son de escaso desarrollo dentro de la Hoja y están restringidos a la salida de encajamientos de poco recorrido y escasa incisión. La edad por su relación con los aluviales la consideramos como Holoceno.

Su litología depende de los materiales que el curso de agua, generalmente estacional, recorra. Los sedimentos son por lo general de tamaño arena y/o limo, siendo los cantos de tamaño superior a los 2 cm muy escasos. De una forma general podemos decir que los conos desarrollados a partir de materiales metamórficos y granitoides se alimentan de las alteraciones que sobre estas rocas existen, mientras que los elaborados a partir de los terciarios presentan una litología arcósica muy similar a la de estos sedimentos, si bien son escasos los cantos superiores a los 2 cm, como hemos dicho anteriormente.

2.5.4. **Coluviones. (18, 25)**

Dentro de los depósitos coluviales hemos diferenciado dos tipos en cuanto a edad, el más antiguo de éstos se localiza en la esquina SE de la Hoja, en la ladera septentrional de la Sierra de Camaces; el segundo de los tipos lo constituyen el resto de los coluviones de la Hoja.

El coluvión más antiguo (18) está formado por gravas de tonos pardos, constituidos por cantos subredondeados de cuarcita mayoritariamente, cuarzo y en menor proporción cantos blandos de los depósitos arcósicos terciarios infrayacentes. Posee matriz areno-lutítica, de carácter arcósico y mal calibrada.

Presenta una estructura interna en estratificación cruzada de surco a gran escala, con set de 0,7-1,5 metros de anchura y un espesor inferior a 0,75 m; cada set de láminas está limitado por superficies erosivas, que en sección transversal (perpendicular al flujo que originó dichas superficies) es cóncava hacia arriba y las láminas son concordantes con

dicha base, aunque también es frecuente observar láminas curvas que partiendo de un margen del surco se disponen tangencialmente a la misma. Cuando existe superposición de set el surco basal de cada uno de ellos se encaja en el inferior y truncan, generalmente de forma simétrica, a aquellos generados en una etapa anterior. En ocasiones dentro de cada set se observa una gradación de tamaños de grano, de forma que los conglomerados (base de set) pasan gradualmente y a través de niveles con distinto contenido en arena y cantos, a arenas microconglomeráticas de carácter arcósico con escasos contenidos en matriz lutítica, un *sorting* pobre y cantos dispersos de cuarzo y cuarcita (centil 8 cm, lecho del set).

La geometría de este cuerpo, características texturales del depósito y su organización interna, inducen a considerar que este depósito representa el relleno de paleocanales. Las corrientes que generan esta forma transportaban gran cantidad de sedimentos por tracción y el hecho de que los set de láminas presenten granoselección positiva aboga por unas condiciones de flujo fluctuante. Su edad la consideramos como Plioceno-Pleistoceno.

El resto de los coluviones de la Hoja (25), a los cuales les hemos considerado una edad holocena, tienen una composición litológica variada, que depende de los materiales que constituyen el sustrato allí donde se desarrollan.

Aquellos formados a expensas de materiales arcósicos son difíciles de separar del depósito terciario, si como pasa en muchos casos, la ladera sobre la que están desarrollados se encuentra regularizada, en caso contrario su morfología los delata. Su litología es la de las mismas arcosas, favorecida su conservación por el escaso transporte sufrido.

En el caso de los materiales metasedimentarios y los granitoides los depósitos coluviales quedan formados por fragmentos de roca más o menos angulosos (si bien en los granitoides pueden existir fragmentos redondeados por procesos de desagregación, ya sea granular o en forma de escamas), entre los que existe una matriz de arenas, limos y arcillas que rellenan los huecos entre los fragmentos líticos.

2.5.5. Depósitos de navas. (26)

En zonas de escasa pendiente o, más o menos planas y por lo general asociadas al nacimiento de algún arroyo se producen áreas potencialmente encharcables, además en el caso de que el nivel freático esté cerca de superficie, estas zonas permanecerán más tiempo en condiciones de encharcamiento.

Los depósitos desarrollados en estas zonas están constituidos principalmente por limos y arcillas negras, existiendo una importante cantidad de materia orgánica. El desarrollo de estos depósitos se produce por la descomposición en ellos de la materia orgánica, cuyos subproductos y el exceso de agua dan lugar a la descomposición de los materiales del sustrato rocoso que los soporta. Su edad la establecemos como Holoceno.

2.5.6. Canchales. (24)

Se trata de cantos y bloques sueltos, sin matriz y con posible movilidad subactual, por lo que los englobamos en el Holoceno. Aparecen formando dos pequeños depósitos en la Sierra de Camaces.

3. PETROLOGÍA

3.1. ROCAS IGNEAS

En este capítulo se describirán las rocas ígneas que conforman el Macizo de Fuentes de Oñoro y el Batolito de Villar de Ciervo - Bañobárez así como su geoquímica, el metamorfismo de contacto producido en las rocas en las que encajan, y el metamorfismo regional, que afecta a las rocas de la Serie Superior. También, las conclusiones a las que se puede llegar en cuanto a la edad de las intrusiones.

Por último, se hará referencia a los diques de cuarzo, "sierros", tan comunes en el oeste salmantino.

3.1.1. Macizo de Fuentes de Oñoro

Como ya se ha explicado anteriormente (ver Introducción), constituyen el extremo suroriental del Batolito de Guarda. En esta Hoja sólo entra una pequeña porción de su borde norte, y está constituida por: 1) un granito biotítico porfídico de grano grueso, y 2) una facies de borde aplítica.

Su contacto con la Serie Superior encajante es neto y claramente discordante. Está jalonado, casi siempre, con una masa aplítica (+biotita, + moscovita, + turmalina) de anchura variable, y en sus proximidades son frecuentes diques aplíticos (+ turmalina), pegmatíticos, o pegmo-aplíticos, y de cuarzo, de 1 m a 5 m de anchura, subparalelos a la dirección del contacto (N125° E-N140° E) y, a veces, subhorizontales.

3.1.1.1. Granito biotítico porfídico de grano grueso. (2)

Aflora como grandes bolos redondeados de dimensiones métricas formando berrocales, y como lanchares extensos, de manera que proporciona muy buenos afloramientos.

Esta facies es la única que aflora en esta Hoja de las principales descritas por CORRETGE y LÓPEZ PLAZA (1977) en el macizo y, según estos autores, pasa insensiblemente a granitos monzoníticos.

Se caracteriza por un tamaño de grano grueso a muy grueso, por ser fundamentalmente biotítico, por tener pequeños cristales de cordierita, y por tener megacristales de feldespato potásico de entre 5 cm y 8 cm de tamaño habitual. Estos cristales definen una foliación paralela al contacto del macizo, N140° E, aunque también son habituales direcciones norteadas

y, en menor proporción N110° E y N160° E, a veces coincidiendo varias de ellas en un mismo afloramiento.

La descripción petrográfica de esta facies se hará de manera conjunta con la facies mayoritaria del Macizo de Villar de Ciervo, puesto que son similares.

3.1.1.2. *Facies aplíticas y micrograníticas de borde. (6)*

Se incluyen dentro de este grupo una serie de rocas leucograníticas de textura aplítica que constituyen el borde del macizo. Afloran formando una banda casi continua de anchura variable alrededor del granito biotítico porfídico, y también como masas aisladas en sus proximidades.

Su mineralogía es variable: existen unas zonas en las que predominan moscovita y turmalina, y otras en las que la cantidad de biotita es mayor; aunque esto sea así se cartografían dentro de un mismo grupo ya que los pasos entre ellas son graduales y no tienen significado genético diferente CORRETGE y LÓPEZ PLAZA (1977). Estas facies aplíticas también afloran en el contacto sur del Batolito de Villar de Ciervo con el encajante metamórfico, y así, serán descritas más detalladamente en los siguientes apartados que se corresponden con la descripción de dicho macizo.

Asociados a esta facies de borde hay algunos diques aplíticos de mineralogía similar, y otros pegmoaplíticos, de dimensiones no cartografiables.

Junto a estas rocas aparecen dos pequeñas apófisis constituidas por un microgranito biotítico de textura granuda de grano fino, sin megacristales y con claro predominio de la biotita sobre la moscovita. No se diferencian en cartografía a causa de sus pequeñas dimensiones, y a que se consideran relacionados con esta facies de borde.

3.1.2. **Batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez**

Ocupa la mayor parte de la mitad norte de la Hoja. 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 los fondos de los arroyos.

Se establecen en él dos unidades principales:

a) *Macizo Granodiorítico de Bañobárez (MGB)* es la unidad que tiene menor superficie de afloramientos; haciendo abstracción de su continuación en Portugal, tiene forma alargada

según una banda de dirección E-O, que discurre por el norte de la Hoja, que se curva hacia el SO en las Hojas de Villavieja de Yeltes (476) y La Fuente de San Esteban 8501) para adaptarse a la rama S de la cuarcita armoricana del sinclinal de Tamames-Ahigal de los Aceiteros; su anchura máxima (N-S) es próxima a 8 Km., pero su borde S está oculto bajo la cobertera terciaria.

Intruye en los materiales de la Serie Superior con contactos netos verticales o buzantes unos 70° al norte, constituidos por una sucesión de tramos rectilíneos localmente retocados por fracturas tardías. Al suroeste de Puerto Seguro y en el sector comprendido entre esta localidad y 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 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.

Comprende los siguientes tipos de rocas:

- Granodiorita de Bañobárez
- Facies tonalítica - granodiorítica

b) *Macizo de Villar de Ciervo (MVC)* ocupa el resto de los afloramientos del batolito. Limitándonos a su extensión en territorio español, tiene una forma alargada en dirección E-O, pero en la esquina nororiental de esta Hoja corta al MGB con dirección N40° E y su prolongación en esa misma dirección constituye el Macizo de Villavieja de Yeltes.

En su borde sur está intruyendo en los materiales del CEG, mientras que por el norte y el este lo hace en el MGB. Ambos contactos son netos, subverticales, constituidos también por una sucesión de tramos rectilíneos retocados por fracturas tardías de dirección próxima a N20° E, y suelen estar jalonados por aplitas y pegmatitas de desigual desarrollo. En el contacto norte con la GB es fácil ver apófisis de este granito en ella, a la vez que enclaves de la GB en el granito. En el contacto sur es muy frecuente la presencia de enclaves del encajante metamórfico:

Comprende los siguientes tipos de rocas:

- Granito biotítico porfídico de grano grueso a intermedio, facies mayoritaria.
- Granito biotítico porfídico de grano intermedio a fino.
- Granito biotítico cordierítico de grano fino
- Facies leucograníticas cupuliformes
- Diques porfídicos ácidos
- Diques aplíticos de borde

3.1.2.1. *Granodiorita de Bañobárez (GB). (1)*

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" muy marcada. 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 con textura 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 leucogneícos.

Los primeros pueden llegar a tener dimensiones hectométricas, pero también son comunes con dimensiones decimétricas o centimétricas; tienen formas angulosas más o menos rectangulares y 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 adamellitas.

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 y 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 (An_{0-30}) 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, feldespato potásico, zoisita-clinozoisita y carbonatos. Además, son frecuentes los 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 MARTINEZ, 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 feldespato 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 plagioclasas 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 ondulante y fenómenos de polygonización 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 recrystalización del cuarzo durante la cual, corroe, sobre todo, al feldespato potásico y plagioclasa, 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.

3.1.2.2. *Facies tonalítica-granodiorítica. (1a)*

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 MGB. Afloran, siempre, dentro de esta última como enclaves de 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 GB 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 GB. Ocasionalmente, también, afloran como pequeños enclaves en la facies común del MVC.

El contacto con la GB 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 GB; 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 GB normal, y sucede lo mismo con las venillas irregulares de GB que penetran en los enclaves. De la misma manera es frecuente ver que en zonas aledañas en la GB se producen concentraciones de megacristales de feldespato potásico. Es decir, se produce una redistribución del material entre las dos facies (GB y enclaves tonalíticos), lo cual origina la aparición de zonas con procesos de hibridación.

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 total-

mente irregular, así como otros enclaves menores (dobles enclaves) de tipo tonalítico y de tamaño de grano más fino.

La foliación definida en la GB 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, GB y enclaves, cristalizaron durante un mismo periodo de enfriamiento.

Las relaciones existentes entre la facies tonalítica-granodiorítica y la GB 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 VERNÓN (1983); VERNÓN *et al.* (1988); FURMAN y SPERA (1987); FROST y MAHOOD (1987); LINDBERG y EKLUND (1988); CASTRO *et al.* (1990); DORAIS *et al.* (1990); consideran como evidencias de mezcla de magmas. La facies tonalítica habría sido incorporada a la GB 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 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 + 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 megacristales 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 longi-

tud/anchura. La abundancia y hábito que muestra el apatito es indicativo de una cristalización rápida VERNÓN (1983).

3.1.2.3. *Granito biotítico porfídico de grano grueso e intermedio (facies mayoritaria). (2)*

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

Su textura porfídica viene determinada por la presencia de megacristales 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 aquellos que forman parte de la GB, 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: puede 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 megacristales 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 megacristales 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 las facies de grano fino, aunque ese contacto sea neto. Este hecho es patente en la zona que circunda el granito de Camporredondo (4) 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.

Aunque no se han separado en cartografía otros tipos graníticos de grano grueso por considerar que forman parte de esta misma facies, es necesario señalar que en toda el área situada al norte del Río Granja y al este del puente del mismo nombre, el tamaño de grano de la matriz es eminentemente grueso, lo que da lugar a que los fenocristales de feldespato potásico no resalten tanto a la vista como en otros lugares; esta característica va unida a la presencia constante de cordierita y hace que en este sector la roca existente sea exactamente igual que la descrita más al noroeste como Macizo de Villavieja de Yeltes. En la prolongación, hacia el noreste de estos afloramientos, se ha podido comprobar que lo descrito hasta ahora como dos macizos diferentes: Villar del Ciervo y Villavieja de Yeltes, CARNICERO (1980), forma parte, en realidad, de un mismo cuerpo granítico.

Los megacristales de feldespato potásico definen una serie de foliaciones, a causa de su orientación preferente, que se pueden agrupar en los siguientes sistemas: el más constante es el que tiene direcciones comprendidas entre N-S y N40° E; en segundo lugar, el sistema cuya dirección varía entre E-O y N120° E; y, por último, aparecen ocasionalmente direcciones N160° 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.

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.

Esta facies mayoritaria se considera comparable a la que constituye el Macizo de Villavieja de Yeltes y a la facies común del Macizo de Cipérez-Garcirrey (DIEZ MONTES y GALLASTEGUI, 1992), pero se han observado, sin embargo, ciertas diferencias que serán citadas al final de este apartado.

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, así como en las diferencias en los porcentajes relativos de los constituyentes mayoritarios, y en la relación biotita/moscovita.

Los constituyentes esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, mientras que la moscovita es, salvo raras excepciones, un mineral muy escaso y de origen secundario y/o tardío. Una característica a destacar es la presencia común, aunque siempre en cantidades accesorias, de pseudomorfos o agregados procedentes muy probablemente de la desestabilización total de cordierita, mineral que nunca se ha observado fresco en las muestras estudiadas. Otros accesorios, siempre presentes, son apatito, opacos, rutilo, circón y, probablemente, xenotima y monacita. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios se encuentran sericita, moscovita, clorita, rutilo, esfena, leucoxeno, epidotas, prehnita, feldespato potásico, albita, cuarzo, óxidos de hierro, carbonatos, topacio, fluorita y turmalina.

El feldespato potásico, además de constituir fenocristales o megacristales, se encuentra como cristales o agregados de tamaño próximo al resto de los componentes de la mesostasis o rellenando intersticios en la roca. Puede mostrar fracturas y extinciones anómalas por deformación.

Los fenocristales suelen desarrollar hábitos subhedrales, aunque pueden perder este hábito debido a crecimientos blásticos y corrosiones albiticas tardí o postmagmáticas. Casi siempre

están maclados según la ley de Carlsbad y suelen mostrar la macla de la microlina, que puede afectar parcial o totalmente al cristal. Son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita, feldespatos potásicos de menor tamaño y, sobre todo, plagioclasas, las cuales suelen mostrar una disposición orientada (inclusiones "Frasl"). La abundancia de inclusiones hace que en muchos casos presenten un hábito marcadamente poiquilítico. Por otro lado, algunos cristales parecen haber tenido más de un episodio de crecimiento, que se pone de manifiesto por el reconocimiento de antiguos bordes más o menos netos, que pueden estar marcados por inclusiones.

Otra característica, es que suelen ser cristales muy pertíticos en los que no es raro que se desarrolle más de un sistema de pertitas conjugadas. Morfológicamente pueden considerarse como "film pertite" y "vein pertite" correspondientes principalmente a los tipos stringlet, string, bando or ribbon, patch", y menos frecuentemente "interpenetrant, compout", según la clasificación de ALLING (in SPRY, 1969), o de morfología más irregular. Así pues, aunque existen algunas pertitas de exolución (stringlet, string), son en su mayoría pertitas de sustitución debidas a procesos de albitización postmagmática.

Los cristales o agregados de la matriz son generalmente anhedrales y, a diferencia de los fenocristales, no suelen estar maclados; son escasamente o nada pertíticos y pobres en inclusiones.

Por otra parte, parece tener un desarrollo blástico en etapas postmagmáticas, durante las cuales crece a partir de los fenocristales englobando los constituyentes de la mesostasis y provocando una pérdida de su hábito original más idiomorfo. Además, en esta etapa sustituye parcialmente a las plagioclasas, según pequeñas manchas irregulares a modo de anti-pertitas.

También aparece como un mineral secundario asociado con otros productos de alteración de plagioclasa y en los procesos de cloritización de la biotita, en cuyo caso se dispone con forma de huso, siguiendo los planos de exfoliación de la clorita.

La plagioclasa puede encontrarse en cristales aislados y, más frecuentemente, en agregados con hábitos subhedrales; en algunos casos constituye fenocristales que destacan ligeramente sobre la matriz; suelen estar maclados según las leyes de la albita, Carlsbad, albita-Carlsbad y periclina, y presentan zonados composicionales continuo u oscilante o, frecuentemente, zonados irregulares o a parches, "patchy zoning" de VANCE (1965), afectando a los núcleos de los cristales. Su composición es, según CARNICERO (1980), albita-oligoclasa (An_{4-28}) o incluso andesina.

Engloban inclusiones de biotita, opacos, plagioclasas de menor tamaño, cuarzo y apatito. Pueden mostrar fracturas, maclas mecánicas, o formas y maclas curvadas por deformación.

La alteración es variable en intensidad y casi siempre parcial, afectando principalmente al núcleo de los cristales. Puede ser de tipo sericítico, en cuyo caso da lugar a agregados de sericita-moscovita o moscovita en cristales alargados con disposición orientada y formando enrejados, aunque es más frecuente la alteración sausrítica. Los productos de alteración

más comunes son mezclas de filosilicatos, feldespatos potásico, zoisita-clinozoisita, carbonatos y fluorita anhedrales, mineral de cristalización tardía o secundaria relacionado muy probablemente con el proceso de alteración SCHERMERHORN (1956).

En algún caso, presentan núcleos o zonas concéntricas alteradas a agregados microcristalinos de color rosado o pardo rojizo.

Otro tipo de plagioclasa presente corresponde a albita secundaria desarrollada en procesos de albitización postmagmática, en la que además de la albita originada en los procesos de peritización por sustitución antes descritos, se incluirían: 1) albita mirmequítica, originada en el contacto plagioclasa-feldespatos potásico, con formas bulbosas, y 2) albita intergranular monocristalina, policristalina y, muy frecuentemente, coalescente, a veces débilmente mirmequítica, desarrollada principalmente en la interfase feldespatos potásico-feldespatos potásico, tal y como describen CORREGE y MARTINEZ (1975), dentro de los procesos de albitización secundaria o postmagmática. Esta albitización secundaria provoca la pérdida del hábito original más idiomorfo de la plagioclasa primaria y la corrosión del feldespatos potásico con la consiguiente pérdida también de su hábito.

El mayor porcentaje de cuarzo en la roca se encuentra como agregados de cristales anhedrales que fácilmente alcanzan o superan el centímetro y engloban los minerales previamente cristalizados. Estos agregados presentan frecuentemente formas externas globosas, mientras que los contactos entre granos suelen ser saturados. Muestra señales de deformación como extinción ondulante y poligonización más o menos intensa, que en los agregados más deformados llega a dar lugar a la formación de pequeños subgranos, sobre todo en el contacto entre cristales. Algunos de ellos son ricos en agujas de rutilo. Además el cuarzo se encuentra rellenando intersticios en la roca.

Aunque es difícil de asegurar, con anterioridad al desarrollo del cuarzo normal de la roca es probable que haya habido una escasa cristalización de cuarzo más precoz, representado por inclusiones englobadas principalmente en el feldespatos potásico a partir de gotas de magma residual atrapadas en él SCHERMERHORN (1956). De todas formas, gran parte de las inclusiones de cuarzo contenidas en el feldespatos potásico son debidas a corrosiones tardías.

El resto del cuarzo presente en la roca es tardío o postmagmático. Corresponde: 1) al originado por recristalización del cuarzo normal de la roca, que corroee a la biotita y sobre todo al feldespatos potásico y plagioclasa, en los que llega a aparecer como inclusiones que muestran una extinción común entre ellas y con el cuarzo externo adyacente; 2) cuarzo mirmequítico asociado a la albita secundaria; y 3) escasas cantidades relacionadas con moscovita histerógena o con feldespatos potásico de morfología reticular.

La biotita se encuentra principalmente como cristales aislados y más raramente forma agregados de dos o tres cristales. En cualquier caso, pueden reconocerse en ella señales de deformación tales como, curvaturas de las trazas de los planos de exfoliación, etc. Presenta normalmente tamaños inferiores a 4 mm y es de hábito subhedral o anhedral (más frecuente en las secciones basales) y muy pleocroica, Ng y Nm, amarillo rojizo o castaño muy oscuro, y Np, amarillo claro.

Tiene abundantes inclusiones de apatito, opacos, circón y, a veces, otros minerales radiactivos (que por sus hábitos parecen corresponder a xenotima y monacita), 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, a veces en intercrecimientos simplectíticos con la moscovita. 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, fluorita, o ilmenita. En algunos casos también muestra alteración prehnítica.

La moscovita se encuentra en porcentajes variables de unas muestras a otras, pero siempre es muy escasa y de tamaño inferior a la biotita. Suele estar asociada a ella 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 del feldespato potásico en etapas postmagmáticas, o de origen secundario originado en la alteración de las plagioclasas y biotita, según ya se ha descrito. Puede estar intercrecida con cuarzo desarrollando intercrecimientos simplectíticos principalmente en los bordes de cristal.

Por último, aparece en agregados junto con clorita, constituyendo un producto de la desestabilización total de la cordierita, a la que recuerdan algunos pseudomorfos por la forma que presentan.

La cordierita está totalmente desestabilizada a moscovita y clorita, a las que pueden acompañar cuarzo y andalucita. Ha sido considerada como un resto de fusión, restítica, y su desestabilización total se explicaría por la influencia de un magma rico en K (CARNICERO, 1980). Una misma interpretación sobre el origen restítico de este tipo de cordieritas es la proporcionada por UGIDOS (1973) y MARTINEZ FERNÁNDEZ (1974), entre otros. Asimismo, parte de la biotita contenida en este tipo de granitos podría tener el mismo origen o significado CARNICERO (1980). 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 que, por su hábito pudieran corresponder a xenotima y monacita.

El apatito es otro accesorio incluido en casi todos los constituyentes de la roca. Muestra hábitos prismáticos, hexagonales o aciculares, éstos últimos más frecuentes cuando está inclui-

do en cuarzo y albita secundaria. Los opacos son escasos, de pequeño tamaño y hábitos anhedrales o redondeados. El rutilo es relativamente abundante como cristales de hábito acicular incluido, en gran parte de los constituyentes mayoritarios, aunque es más abundante en el cuarzo.

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 al feldespato potásico. La prehnita, relacionada con biotita y plagioclasa, suele mostrar hábitos anhedrales pero también se ha observado un cristal con la típica forma en “lazo de corbata” en una plagioclasa; en la biotita constituye husos que están deformando las trazas de sus planos de exfoliación.

Enclaves

Además de los enclaves de rocas encajantes son relativamente frecuentes los microgranudos 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 bastante rica en biotita.

Los xenolitos corresponden a esquistos afectados por el metamorfismo regional y suelen presentar paragénesis del tipo biotita + moscovita + andalucita \pm sillimanita; como accesorios contienen circón, opaco, rutilo \pm 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 en la desestabilización de la andalucita. Por otra parte, se observan agregados de moscovita y clorita que podrían derivar de la transformación total de cordierita (?).

Los enclaves de naturaleza granítica suelen ser tonalitas biotíticas de grano fino y microgranodioritas biotíticas. La textura suele ser microporfídica con una mesostasis hipidiomórfica en los términos tonalíticos y alotriomórfica en las microgranodioritas. Los constituyentes mayoritarios son plagioclasa, biotita, cuarzo y, en las microgranodioritas feldespato potásico. Los accesorios son apatito, opacos, circón y en algunas de las microgranodioritas, moscovita. Como productos de alteración existen escasas cantidades de clorita \pm esfena, epidoto, rutilo sagenítico, ilmenita y sericita-moscovita.

Las plagioclasas muestran hábitos subhedrales largos y disposiciones palmeadas o radiales en la mesostasis de los enclaves tonalíticos, mientras que en las microgranodioritas son más anhedrales y equidimensionales. Además, constituyen la mayor parte de los microfenocristales desarrollados en los enclaves, pudiendo corresponder, al menos algunas de ellas, a xenocristales. Todas ellas, suelen mostrar zonados concéntricos continuos u oscilantes, aunque los zonados oscilantes y a parches (“patchy zoning”) son más complejos o intensos en

los fenocristales. Engloban, principalmente, biotita y apatito. Presentan núcleos alterados a sericita-moscovita o saussurita. Su composición es, mayoritariamente oligoclasa-andesina (An₂₃₋₄₅).

La biotita, al igual que las plagioclasas, desarrolla hábitos subhedrales muy alargados y disposiciones palmeadas o radiales en los enclaves tonalíticos, mientras que en las microgranodioritas es más anhedral y de hábitos cortos. Está escasamente cloritizada. Al contrario que las biotitas del granito encajante, son muy pobres en inclusiones y engloban sólo opacos anhedrales. En los enclaves microgranodioríticos, constituye algunos microfenocristales, que contienen mayor número de inclusiones (opacos, apatito, circón) y muestran un aspecto más próximo a las biotitas del granito.

El cuarzo es anhedral en los enclaves microgranodioríticos, mientras que en los tonalíticos, aunque puede presentar ese hábito, forma frecuentemente placas poiquiliticas que engloban a las plagioclasas y biotitas. Tiene extinción ondulante y débiles señales de poligonización. Generalmente, es muy rico en inclusiones de apatito. En algunos enclaves microgranodioríticos aparece constituyendo algún fenocristal con bordes ricos en inclusiones.

La moscovita se encuentra en pequeñas cantidades en algunos enclaves microgranodioríticos y es de cristalización tardía asociada a la biotita y plagioclasas.

De los accesorios destaca, en proporción, el apatito como numerosas inclusiones que, al contrario de lo que ocurre en el granito encajante, están principalmente englobadas en la fracción leucocrática (cuarzo y plagioclasas) y no en las biotitas; muestra normalmente hábitos prismáticos largos o aciculares, y su abundancia es una característica típica de enclaves microgranudos, según la terminología de DIDIER (1973); sus hábitos largos, en ocasiones con elevadas relaciones longitud/anchura, son considerados por VERNON (1983), entre otros numerosos autores, como indicativo de una cristalización rápida.

Correlación con las facies comunes de los macizos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey.

Aunque la facies común del macizo de Villar de Ciervo puede mostrar similitudes texturales y mineralógicas con la facies común del macizo de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey, presenta también características propias que pueden resumirse, en base a las muestras estudiadas, como sigue:

- Contenido muy accesorio de moscovita, que permite clasificar esta facies como un granito biotítico, mientras que en los Macizos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey el contenido en moscovita es próximo, e incluso superior, al de la biotita, por lo que, aunque este mineral sea de origen secundario o tardío como en este caso, sin atender a cuestiones genéticas, estos granitos se clasifican petrográficamente, a diferencia de aquel, como granitos de dos micas.
- Ausencia de silicatos de aluminio, andalucita y sillimanita (fibrolita), frecuentes en los otros macizos incluidos en moscovita y, en el caso de la andalucita, también en plagioclasa.

- Plagioclasas de composición más básica frente a las plagioclasas de composición fundamentalmente albitica o albita-oligoclasa ácida que predominan en los otros macizos. Las plagioclasas muestran aquí zonados oscilantes más complejos y "patchy zoning" más frecuente e intenso. Por otro lado, mientras que la alteración es principalmente sericitica en las plagioclasas de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey, las de la facies común de Villar de Ciervo están frecuentemente saussuritizadas, y productos de alteración tales como carbonatos, zoisita-clinozoisita y prehnita son en los otros dos macizos muy escasos o prácticamente inexistentes.
- Mayor proporción de mirmequitas en la plagioclasa albitica, y mayor desarrollo de albita intergranular coalescente. La mayor proporción de mirmequitas estaría, asimismo, de acuerdo con una mayor basicidad de las plagioclasas, dada la relación directa entre el porcentaje de Ca de las plagioclasas y la abundancia de bastoncillos de cuarzo.
- Mayor porcentaje de esfena y epidotas asociadas a los procesos de cloritización de la biotita, frente a ilmenita o rutilo sagenítico que son los productos más abundantes en la cloritización de las biotitas de los otros macizos, y alteración prehnítica no existente en los mismos.

3.1.2.4. Granito biotítico porfídico de grano intermedio a fino (3)

Aflora en los sectores central y oriental del macizo constituyendo tres "stocks" diferentes, dos de ellos separados por una fractura ("siero"). Siempre rodeados por la facies mayoritaria, sus contactos con ellas son habitualmente netos (mecánicos o intrusivos) y subverticales, y más raramente graduales; en este último caso el contacto viene definido por una disminución progresiva del tamaño de grano de la matriz y de la densidad y tamaño de los megacristales de feldespato potásico, desde la facies mayoritaria hacia la fina. En el único afloramiento donde se han podido observar relaciones de intrusión, existen venas centimétricas de la facies mayoritaria, penetrando irregularmente en esta facies fina, lo que indicaría que ésta es anterior, asociada a este contacto aflora una roca compuesta en un 60% por cordierita.

Macroscópicamente, es una roca de grano fino a medio, color claro (por alteración rosado o amarillento), débilmente porfídica, con biotita predominando sobre moscovita y muy homogénea. La matriz es equigranular, y su tamaño de grano oscila entre 1 mm y 3 mm; sólo el cuarzo y el feldespato potásico pueden ser de mayor tamaño y dan lugar a veces a la presencia de pequeños fenocristales. La biotita es subidiomorfa, mientras que la moscovita suele ser xenomorfa, la cordierita está presente en forma de pequeños cristales muy alterados.

En los casos donde se han podido observar orientaciones preferentes de fenocristales de feldespato potásico, sus direcciones coinciden con las descritas en la facies mayoritaria. Lo mismo ocurre con los sistemas de diáclisas, si bien en este caso hay un menor espaciado entre ellas.

Los enclaves que han sido observados son de tipo surmicáceo, similares a los ya citados en la facies común, y de materiales metamórficos; las dimensiones de todos ellos oscilan entre 2 cm y 3 cm.

Las cavidades miarolíticas son más abundantes en este caso que en la facies mayoritaria, y están asociadas con frecuencia a concentraciones de fenocristales de feldespato potásico.

3.1.2.5. *Granito biotítico-cordierítico de grano fino (Camporredondo) (4).*

Aflora en el centro-oeste de la Hoja rodeado siempre por la facies mayoritaria, con la que tiene contactos netos y graduales. También, como pequeñas masas no cartografiables en sus alrededores. Ha sido considerado (CARNICERO 1980) como un enclave de los granitos de la serie palingénica en la serie calcoalcalina posterior. Durante la realización del Plan MAGNA todavía no se ha podido llegar a ninguna conclusión sobre este tema.

Macroscópicamente, es una roca de color claro (también amarillento o rosado por alteración), de grano fino, con megacristales de feldespato potásico de desigual distribución, fenocristales de cuarzo, biotita y moscovita en cantidades similares, cordierita omnipresente (prismas de 4 mm a 8 mm) siempre pinnitizada, y turmalina muy abundante ya sea en cavidades miarolíticas o formando núcleos con forma de rosetón. Son característicos los cristales de biotita de forma alargada o acicular de unos 4 cm.

Las orientaciones preferentes de los megacristales de feldespato potásico definen una foliación de dirección similar a la que predomina en la facies mayoritaria (N20° E). También los sistemas de diaclasas tienen las mismas direcciones que las ya descritas en esa facies.

Presentan un contenido muy variable de moscovita, lo que condiciona que en algunos casos se puedan clasificar como granitos biotíticos y en otros como granitos biotíticos con moscovita. La textura es alotriomórfica, heterogranular, de grano medio, en muchos casos de tendencia porfídica ya que las plagioclasas, el cuarzo y, sobre todo, el feldespato potásico suelen constituir microfenocristales que destacan en tamaño frente al resto de los componentes de la roca.

Los componentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y, en algunos casos, moscovita, ya que como se ha dicho antes la moscovita es, en parte de las muestras, un mineral accesorio y a veces muy escaso. Otros accesorios comunes son apatito, circón, opacos, rutilos y, como minerales de cristalización tardía, sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico, óxidos de hierro, ilmenita, rutilo saenítico, turmalina, epidota (zoisita-clinozoisita) y quizás topacio.

Algunas muestras contienen silicatos de aluminio, andalucita y sillimanita (fibrolita), así como pseudomorfos de cordierita; estos últimos son, en ocasiones, muy abundantes y hacen que la roca pueda llegar a clasificarse como un granito biotítico o biotítico-cordierítico con moscovita.

Además de las diferencias reseñadas hasta el momento dentro de este conjunto de granitos, como es el porcentaje variable de moscovita y cordierita, existen otras referentes a las plagioclasas: se observan casos en los que la mayor parte de ellas son de composición albitica -lo que parece corresponder con las variedades más ricas en moscovita-, y otros en los que predominan plagioclasas de composición más cálcica.

Las plagioclasas son anhedrales o subhedrales y de tamaño muy variable, de forma que llegan a constituir microfenocristales de tamaño sólo ligeramente superior a los constituyentes de la mesostasis (2-2,5 mm). Algunos cristales muestran fracturas y desarrollo de maclas mecánicas.

En las rocas en las que las plagioclasas son principalmente de composición albitica, se caracterizan por no presentar zonados composicionales y por tener una alteración fundamentalmente de tipo sericitico. En el contacto con el feldespato potásico el desarrollo de mirmequitas es muy débil y esporádico, y no se suele observar albita intergranular en los contactos entre los feldespatos potásicos. Por el contrario, y quizás correspondiendo con las variedades más biotíticas, las plagioclasas son más subhedrales, presentan zonados composicionales continuos y oscilantes y, en ocasiones, marcados zonados a parches ("patchy zoning" de VANCE, 1965); su composición es albita-oligoclasa (An_{4-28}), según CARNICERO (1980). En cuanto a la alteración, aunque también puede ser de tipo sericitico, predomina la de tipo sausrítico con formación de zoisita-clinozoisita; también es muy frecuente que se alteren a agregados microcristalinos de color pardo y presenten núcleos ricos en óxidos de hierro; de la misma manera aumenta ligeramente el porcentaje de fluorita asociado a este tipo de plagioclasas. En este segundo caso, existe un mayor desarrollo de mirmequitas en los contactos feldespato potásico-plagioclasa, y de albita intergranular, a veces coalescente y débilmente mirmequítica, en la interfase feldespato potásico-feldespato potásico.

Se observan plagioclasas con núcleos de feldespato potásico, plagioclasas con una corona externa de feldespato potásico, o bien manchas de éste último en las plagioclasas a modo de antipertitas. Por otro lado, es frecuente que las plagioclasas estén intensamente corroídas por cuarzo, el cual puede aparecer como abundantes inclusiones, sobre todo concentradas en las partes más externas de aquellas.

El feldespato potásico presenta también tamaños muy variables y es el principal responsable de la textura porfídica de la roca, encontrándose cristales de 5-7 mm de longitud. En la mesostasis muestra hábitos anhedrales y puede aparecer en cristales aislados, en agregados, o con carácter intersticial; no suele ser pertítico y raramente está maclado.

Los microfenocristales suelen tener hábitos más anhedrales, estar maclados, según la ley de Carlsbad, y tener pocas pertitas, siempre de tipo "string" y "patch", según la clasificación de ALLING (SPRY 1969); engloban inclusiones de plagioclasa, biotita, feldespato potásico de menor tamaño y multitud de cristales de cuarzo, de manera que adquieren en muchos casos un carácter poiquilítico. En cuanto, a las inclusiones de cuarzo, aunque en su mayor parte sean debidas a procesos de corrosión, existen algunas de hábitos alargados y bordes corroídos que podrían representar pequeñas porciones de cuarzo cristalizadas precozmente.

Con carácter tardío o postmagmático, además del que sustituye a las plagioclasas, existen pequeñas cantidades de feldespato potásico de origen secundario relacionado con los procesos de cloritización de la biotita.

El cuarzo, al igual que los anteriores minerales, muestra una gran variedad de tamaños. Aparece en agregados o cristales aislados en la mesostasis, con hábitos anhedrales, englobando plagioclasas, biotitas y rutilo acicular a veces muy abundante.

Presenta una deformación inhomogénea puesta de manifiesto por procesos de poligonización de diferente intensidad; su morfología es más o menos elongada y, en algunos casos, llegan a formarse multitud de pequeños subgranos. Los contactos entre granos son mas suturados, según se intensifican los procesos de poligonización.

Dos características relacionadas con el cuarzo, que no han sido observadas en otras facies integrantes en este macizo son:

- 1) Presencia en parte de las muestras estudiadas de cuarzos monocristalinos de morfología esférica o ligeramente elipsoidal, que destacan en tamaño frente al resto de los componentes de la roca (4 mm) y que recuerdan en parte a los desarrollados en rocas tipo pórfido.
- 2) Frecuentes intercrecimientos de cuarzo y feldespato potásico que, aunque en ocasiones son de morfología irregular, suelen corresponder a típicos intercrecimientos de tipo micrográfico o micropegmatíticos.

Por último, como cuarzo postmagmático hay que citar: el que corroe a los minerales previamente cristalizados, el que constituye mirmequitas, y un cuarzo de morfología reticular bastante frecuente en el feldespato potásico; este último puede corresponder al cuarzo VI de SCHERMERHORN (1956), considerado como posterior al cuarzo de mirmequitas y posiblemente correlacionable con el que forma intercrecimientos con moscovita histerógena.

La biotita se presenta en proporciones variables de unas muestras a otras, en cristales aislados o en agregados con tamaños inferiores a 2 mm. Presenta, en parte de las muestras, hábitos alargados, es muy pleocroica y puede ser rica en inclusiones de circón, apatito y en halos pleocroicos. Está parcialmente moscovitizada y cloritizada, y los productos de alteración más frecuentes son ilmenita, feldespato potásico, rutilo granular \pm leucoxeno, óxidos de hierro y fluorita.

La moscovita muestra aún una mayor variación modal de unas muestras a otras. Se encuentran en cristales aislados o en agregados, y puede desarrollar tamaños algo superiores a los de la biotita. Presenta fracturas o formas y trazas de exfoliación deformadas, y extinciones ondulantes. Puede estar asociada a la biotita, al feldespato potásico, en el que desarrolla apófisis dactilíticas e intercrecimientos simplectíticos con cuarzo, o aislada en la roca. Su hábito es subhedral o poiquiloblástico.

Es casi siempre un mineral de origen secundario originado en la alteración de biotita, plagioclasa, cordierita, andalucita, o bien crece blásticamente sobre el feldespato potásico.

La cordierita no se ha observado fresca en ninguna lámina estudiada, pues está totalmente transformada a agregados de moscovita, clorita o micas verdes \pm biotita \pm turmalina. Estos minerales constituyen seudomorfos, que alcanzan tamaños 2,5 mm.

En cuanto a los silicatos de aluminio, la andalucita suele encontrarse en menor proporción que la cordierita, y aparece constituyendo cristales relicticos con un débil pleocroismo rosado, que están englobados en moscovita blástica; se ha observado, sin embargo, una mues-

tra relativamente rica en andalucita, en comparación con los porcentajes en que suele encontrarse, también parcialmente moscovitizada, en la que algunos cristales llegan a alcanzar 0,8 mm de longitud. La sillimanita se encuentra como agujas de fibrolita englobadas en moscovita asociada o no a la andalucita.

Estos minerales, andalucita, cordierita y sillimanita, han sido considerados como restos de fusión o restitas (CARNICERO, 1980). De todas formas, algo de andalucita se formaría, según esta autora, por la alteración de la cordierita. En las muestras estudiadas no se ha observado, sin embargo, andalucita asociada a los pseudomorfos o agregados procedentes de la desestabilización de cordierita, sino que siempre aparece aislada rodeada de moscovita. Por otra parte, la sillimanita asociada a moscovita histerógena y andalucita podría tener un origen secundario a partir de la fase aluminica sobrante en la moscovitización de la andalucita.

La desestabilización total de cordierita en pinnita y moscovita se explicaría por la influencia del magma rico en K^+ (CARNICERO, 1980), como ya se ha dicho para la facies anterior, mientras que la andalucita y sillimanita se conservarían ya que son estables en condiciones superiores al "minimun melt" según las curvas de RICHARSON *et al.* (1969); ALTHAUS (1967) y ALTHAUS *et al.* (1970). Una misma interpretación sobre el origen de la andalucita, sillimanita y cordierita es la proporcionada por UGIDOS (1973) y MARTINEZ FERNÁNDEZ (1974) entre otros.

De todas formas, es necesario tener en cuenta que los silicatos de aluminio son fases minerales que pueden cristalizar a partir de magmas ricos en aluminio (WALL *et al.*, 1987; CLEMENS y WALL, 1981, 1988; PHILLIPS *et al.*, 1981; SEVIGNY *et al.*, 1989).

Asimismo, parte de la biotita contenida en este tipo de granitos podría tener el mismo origen o significado CARNICERO (1980). De todas formas, aunque aún por confirmar, no se puede descartar que la andalucita observada en una de las muestras (más abundante, de mayor tamaño y menos desestabilizada que en el resto de las muestras estudiadas) tenga un origen debido a procesos de metamorfismo de contacto por parte de otras rocas graníticas emplazadas posteriormente, tal y como describen BARRERA *et al.* (1985) en algunos macizos graníticos de Galicia.

Por último, la turmalina es bastante abundante en algunas muestras y es un mineral de cristalización tardía y hábitos xenoblásticos. Se encuentra, también, formando parte de los pseudomorfos de cordierita.

3.1.2.6. *Facies leucograníticas cupuliformes.* (5)

Se engloban bajo esta denominación una serie de rocas leucograníticas de tamaño de grano fino a medio que afloran al sur del granito de Camporredondo (4), y en la esquina noreste de la Hoja cortando el contacto rectilíneo entre el MGB y la facies mayoritaria del MVC. Su morfología es diversa, pues pueden aparecer como diques subverticales de direcciones principales E-O a N120° E, o como masas subhorizontales, muchas veces interconectados las unas con las otras. Sus contactos con las rocas en las que encajan son netos y están controlados por fracturas.

Morfológicamente, los diques originan en el paisaje unos crestones rectilíneos caracterizados por su disyunción paralelepípedica, mientras que las masas subhorizontales 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.

En algunas ocasiones, los diques presentan bandeados pegmatíticos.

Esta facies 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, leucoxeno, 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 de 4-5,5 mm, destacando 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 pertitas existentes son "stringlet" y "band or ribbon" según la clasificación de ALLING (en 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 polygonización 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 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 hábitos blásticos 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 relicticos. 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 opa-

cos son anhedrales y pueden estar parcialmente alterados a rutilo-leucoxeno. La turmalina es escasa, anhedral y muestra un pleocroísmo azulado; además es posible que exista berilo anhedral (ζ) de gran desarrollo, aunque sin poder asegurarse ya que puede tratarse de grandes apatitos.

3.1.2.7. Diques aplíticos y pegmatíticos. (6)

Las zonas de afloramiento de estas rocas se localizan en el contacto sur del batolito con el encajante metamórfico, y en el contacto entre el MVC y el MGB fundamentalmente. También, hay pequeños diquecillos de anchuras centimétricas rellenando diaclasas de dirección aproximada E-O, que están buzando al sur en el sector norte del batolito, y al norte en el sector sur.

En el primero de esos casos puede encajar tanto en los materiales metamórficos, como en los graníticos. Forman diques de dirección preferente N20° E o constituyen orlas más o menos discontinuas paralelas y adosadas al contacto granito-metamórfico (E-O). Se trata de aplitas ricas en moscovita, con granate y turmalina, a las que, en menor proporción, se asocian pegmatitas banales.

En el segundo caso forman una orla más o menos continua sellando dicho contacto e intruyendo en las dos rocas. Su anchura es variable (5 m a 20 m) y raramente alcanzan entidad cartografiable. No se han detectado rocas de este tipo asociadas al borde norte del MGB.

Son rocas de grano fino a medio, carácter leucocrático y generalmente con moscovita como única mica, pues existen algunos términos moscovíticos y turmaliníferos exentos de biotita. La textura es generalmente alotriomórfica, equigranular a débilmente microporfídica debido a la existencia de algunos cristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo que desarrollan tamaños ligeramente superiores al resto de los componentes de la mesostasis.

Los componentes mineralógicos mayoritarios son feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, moscovita, y en algunas variedades biotita, aunque ésta se encuentra en la mayor parte de las muestras estudiadas en cantidades accesorias o incluso llega a ser inexistente en los términos holomoscovíticos. Como accesorios contienen apatito, circón, opacos y rutilo. Además, son muy frecuentes, aunque en cantidades accesorias, andalucita y agregados o pseudomorfos que, por la forma que conservan, deben proceder muy probablemente de la desestabilización total de cordierita, mineral que, al igual que en las otras facies descritas hasta ahora, nunca se ha observado fresco en las muestras estudiadas, y cuyo origen o significado sería el mismo que el dado en las citadas facies.

Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios se han observado clorita, sericita, moscovita, feldespato potásico, cuarzo, rutilo, leucoxeno, ilmenita, óxidos de hierro, fluorita, topacio, berilo (?) y turmalina.

Las plagioclasas se encuentran en cristales aislados y principalmente en agregados, con tamaños que raramente exceden los 2 mm. Las maclas más frecuentes son las de Carlsbad, albita

y maclas mecánicas por deformación; muy raramente, o casi nunca, se han observado cristales zonados, y su composición debe de ser predominantemente albitica. Están parcialmente sericitizadas, corroidas por cuarzo y feldespato potásico, y sustituidas en parte por este último. Engloban apatito, circón, rutilo granular \pm leucoxeno, biotita, cuarzo y pequeños opacos. En ocasiones, presentan fracturas y se encuentran algunos cristales y maclas curvadas. No se observan, prácticamente procesos de reacción postmagmática entre feldespato potásico y plagioclasas, únicamente algún desarrollo muy débil y excepcional de mirmequitas.

El feldespato potásico raramente constituye cristales bien desarrollados, sino que son más abundantes los cristales anhedrales de un tamaño próximo al resto de los componentes de la mesostasis, así como cristales de carácter intersticial. Sólo en ocasiones presenta macla de Carlsbad, puede mostrar parcial o totalmente desarrollada macla de la microclina y casi nunca es pertítico. Engloba algunos cristales de plagioclase.

La moscovita es la mica dominante en gran parte de las muestras estudiadas, se encuentra asociada a la biotita, plagioclase, y feldespato potásico, bien en cristales aislados o en agregados generalmente de tamaños inferiores a 2 mm, es decir, próximos o algo superiores al resto de los componentes de la roca. Muestra hábitos subhedrales, generalmente, cuando está asociada a la biotita, o se trata de moscovita histerógena de hábito blástico y poiquiloblástico. Puede presentar formas y trazas de exfoliación curvadas y extinción ondulante. Los cristales blásticos desarrollan apófisis dactilíticas y pueden estar intercrecidos con cuarzo, sobre todo en las partes más externas, a veces con morfología simplectítica. Engloba circón, plagioclase y cristales relictos de andalucita.

Se trata, en general, de un mineral de cristalización tardía o secundario, originado durante la alteración de las plagioclase, de la biotita, a la que llega a sustituir casi totalmente creciendo en continuidad cristalográfica con ella, y de la andalucita. Al contrario que en la facies común antes descrita, la moscovita, que sustituye a la biotita, no suele estar asociada con ilmenita. Por último, también, se encuentra como producto de desestabilización de la cordierita, junto con clorita o micas verdes, cuarzo y turmalina.

La biotita aparece en cantidades variables de unas muestras a otras, pero generalmente en porcentajes inferiores a los de la moscovita y, como ya se ha dicho, llega a estar ausente en las variedades holomoscovíticas. Se encuentra en cristales aislados o en agregados, que raramente superan 1 mm de longitud, aunque, ocasionalmente, desarrolla mayores tamaños, llegando incluso a destacar ligeramente sobre el resto de los componentes de la roca. Muestra hábitos subautomorfos o xenomorfos y está muy sustituida por moscovita.

Engloba circón, apatito, opacos y puede ser rica en halos pleocroicos y óxidos de hierro. La cloritización es poco intensa y los productos derivados de esta transformación son, principalmente, rutilo sagenítico, feldespato potásico, ilmenita, leucoxeno, rutilo granular y fluorita. Como en el caso de la moscovita, puede mostrar señales de deformación tales como extinción ondulante y formas y trazas de exfoliación curvadas.

El cuarzo forma también cristales aislados o agregados que no suelen superar en tamaño al resto de los componentes, siendo casi siempre inferior a 2 mm. Presenta formas anhedrales

o redondeadas, extinciones ondulantes y señales de poligonización. Además, es posible, que haya existido una cristalización precoz del cuarzo (?) ya que aparece incluido en feldespato potásico y plagioclasa con bordes corroídos, aunque de todas formas buena parte de las inclusiones que aparecen en ambos minerales son debidas a recristalización y corrosión del cuarzo normal de la roca.

El cuarzo tardío es muy escaso, ya que además del antes descrito que corroe a feldespato potásico y plagioclasas, sólo existen pequeñas cantidades constituyendo mirmequitas en algunas muestras e intercrecidas con moscovita y turmalina blásticas.

La turmalina suele constituir un mineral accesorio aunque en algunas muestras llega a ser un componente esencial (variedades turmaliníferas), principalmente en las variedades aplíticas holomoscovíticas. Muestra hábitos claramente blásticos, tamaños próximos al resto de los componentes de la roca y, en algunos casos, coronas externas o intercrecimientos de cuarzo. También aparece asociada a los agregados o pseudomorfos derivados de la cordierita.

Otros minerales accesorios o de cristalización tardía son: circón, de hábito redondeado o bipiramidal, y zonado; opacos anhedrales; fluorita, que además de aparecer con formas alargadas siguiendo trazas de exfoliación en biotita parcialmente cloritizada, se encuentra como pequeños cristales anhedrales asociados a las plagioclasas; cristales anhedrales y en ocasiones de gran desarrollo que pueden corresponder a apatito o berilo (?) y topacio frecuentemente asociado a las plagioclasas.

3.1.2.8. *Estructura del Batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez.*

Haciendo acopio de los datos que pueden ofrecer alguna información sobre la estructura de estos macizos graníticos, tales como la forma y carácter de los contactos con los materiales encajantes y entre las propias masas graníticas, las direcciones de las foliaciones determinadas por las orientaciones de los megacristales de feldespato potásico, las direcciones de las diaclasas y la fracturación tardía, se pueden esbozar en este apartado algunas ideas sobre la estructura del batolito.

La forma alargada en dirección Este-Oeste de los dos macizos y la ausencia de deformaciones penetrativas ligadas al contacto con los materiales encajantes indican que, los mecanismos de intrusión han sido de tipo pasivo y controlados por la fracturación.

Las orientaciones de los megacristales de feldespato potásico sólo localmente son paralelas a los bordes de los macizos (las próximas a E-O, N120° E) reflejando un efecto de pared, y mayoritariamente tienen direcciones comprendidas entre N-S y N40° E, similares a las existentes en los macizos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey, y a su dirección de alargamiento. Esta dirección es también coincidente con la de las estructuras de la cuarta fase de deformación, lo que implica que tanto el Batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez, como el macizo de Villavieja de Yeltes, que como ya se ha descrito es la continuación en dirección N40(E del macizo de Villar de Ciervo, hicieron intrusión mientras todavía estaba activo el campo de esfuerzos originado durante la cuarta fase de deformación hercínica.

En cuanto a las diaclasas, hay que resaltar que también son semejantes sus direcciones en todas las unidades graníticas existentes, lo que implicaría un enfriamiento solidario de todas ellas y una mínima diferencia temporal entre la intrusión de cada una de ellas, características ya apuntadas por LÓPEZ PLAZA *et al.* (1984). Estos autores, teniendo en cuenta que en el grupo de diaclasas de dirección próxima a E-O las situadas al norte buzan hacia el sur y las situadas al sur buzan hacia el norte, proponen un modelo de morfología en bóveda, controlado por el desarrollo de diaclasas radiales apicales, relacionado con la geometría del batolito, pero no con su fábrica, con el consiguiente hundimiento del bloque central.

3.1.2.9. *Geocronología*

Hasta el momento solamente existe una datación absoluta en las rocas del Batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez, (en el sector español), que proporciona una edad de 248 ± 8 Ma. GARCÍA GARZÓN y LOCUTURA (1981). Estos autores utilizan para ello 4 muestras, que analizan por el método Rb/Sr para roca total. El problema que presenta la datación es que las muestras pertenecen a dos unidades diferentes del batolito (MGB y MVC) separadas por contactos intrusivos netos.

En el sector portugués existen varios datos (REGENCIO MACEDO, 1988) en estas mismas rocas. Puesto que sólo ha sido posible correlacionar con seguridad una de las facies, prescindiremos de los demás datos. Este autor proporciona una edad de 283 ± 5 Ma. para el Granito de Souro Pires, continuación hacia el oeste de la Granodiorita de Bañobárez; en sus enclaves tonalíticos ha obtenido edades de 283 ± 5 Ma. para una biotita de un enclave muy recrystalizado, y de 289 ± 5 Ma. a 300 ± 7 Ma., esta última en un anfíbol, en enclaves no recrystalizados.

Estos datos hacen pensar que las edades próximas a 300 Ma. podrían representar las correspondientes al MGB, mientras que las más cercanas a 283 Ma. corresponderían al MVC.

3.2. ROCAS FILONIANAS

3.2.1. **Diques porfídicos ácidos. (7)**

Solamente se han cartografiado dos diques de este tipo, aunque localmente han sido observados otros de entidad no cartografiable. Están situados en el norte de la Hoja y cortan al MGB y a la facies mayoritaria del MVC con direcciones N80° E y N160(E). Producen ligeros resaltes topográficos.

Uno de ellos tiene textura porfídica subvolcánica y tamaño de grano medio. Mineralógicamente, se caracteriza por la presencia de megacrystalos de feldespato potásico, fenocrystalos de cuarzo con golfos de corrosión, cordierita y biotita fundamentalmente. El otro, que sólo corta a la GB, es granudo, de tamaño de grano medio a grueso, y es totalmente similar a la facies mayoritaria del MVC.

Tanto su mineralogía como su aspecto en el campo obligan a pensar que están asociados a las rocas del MVC.

3.2.2. Diques de Cuarzo (Sierros). (8)

En la parte occidental de la provincia de Salamanca son muy abundantes los diques de cuarzo lechoso con direcciones comprendidas entre N20° E y N35° E, que son llamados “sierros” por los lugareños. En la primera descripción de conjunto que se ha hecho de ellos, GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1971), citan entre sus características geológicas generales las siguientes: la constancia de su dirección al NNE, y que sólo aparecen dentro de rocas graníticas o en sus proximidades.

En lo que a esta Hoja se refiere, aparecen principalmente en los sectores oeste y centro-este, y encajan fundamentalmente en terreno granítico. Están rellenando tramos de grandes fracturas de dirección NNE-SSO y pueden aparecer aislados o formar haces paralelos; frecuentemente tienen disposición en relevo y, a mayor escala, pequeños anastomosamientos locales y formas sigmoidales; sus longitudes varían entre hectométricas y kilométricas, y sus potencias más habituales rondan los 30 o 50 metros; normalmente originan un relieve diferencial en las rocas en las que encajan.

Los autores citados consideran que los “sierros” representan rellenos de grietas de tensión relacionadas con un sistema de fracturación de edad tardihercínica, que ha seguido actuando durante el mesozoico y el cenozoico, y dirección NNE-SSO, que estaría asociado a otro sistema conjugado NE-SO y NO-SE (PARGA, 1969).

3.3. ROCAS METAMÓRFICAS

El conjunto de rocas metamórficas que aparecen cartografiadas en la Hoja de Villar de Ciervo, han sido descritas anteriormente en el capítulo de Estratigrafía, por lo que a continuación, exclusivamente, se explicarán los episodios metamórficos que se produjeron en la zona estudiada.

3.3.1. Metamorfismo regional

El conjunto de los materiales de la Serie Superior presenta una evolución en las condiciones del metamorfismo ligada al desarrollo de la deformación hercínica. El estudio se ha realizado principalmente en las rocas pelíticas (como se ha visto) y está dirigido al conocimiento de las relaciones temporales entre el crecimiento de los porfiroblastos y las fases de deformación (Fig. 6). De acuerdo con esto, el metamorfismo regional (M1) comenzó para este área durante la primera fase de deformación y alcanzó su máximo en la interfase 1-2.

Las diferentes paragénesis que aparecen en las rocas pelíticas son:

Cuarzo+Plagioclasa+Opacos+Clorita+Moscovita (Zona de la clorita).

Cuarzo+Plagioclasa+Opacos+Clorita+Moscovita+Biotita (Zona de la biotita).

Cuarzo+Plagioclasa+Opacos+Clorita+Moscovita+Biotita+Granate (Zona del granate).

	D ₁		D ₂		D ₃		D ₄
Cuarzo	—				—		==
Clorita	—		—				—
Moscovita	—				—		==
Biotita	—		—				==
Granate		—					
Andalucita							==

M. regional	—	M. contacto	==
-------------	---	-------------	----

Blastesis mineral y su relación con las fases de deformación.

Fig. 6. Esquema donde se muestra la relación entre la blastesis mineral y las fases de deformación.

Estas paragénesis delimitan zonas metamórficas como se observa en la fig.7. La paragénesis moscovita+biotita+granate (almandino), sitúa las condiciones de máxima intensidad del metamorfismo regional en torno a la transición bajo-medio grado. Las condiciones de temperatura se sitúan aquí en torno a los 450°C. No hay evidencias en la zona de estudio de paragénesis de más alto grado, por lo que el metamorfismo regional comienza con el desarrollo de la esquistosidad principal (S_1), alcanzándose el máximo grado en la interfase 1-2 o sínfase 2 precoz. Las isogradas citadas anteriormente, están plegadas por las deformaciones D_3 y D_4 (ver Hoja de Villavieja de Yeltes, nº 476); a su vez durante estas últimas deformaciones se produce la retrogradación de las paragénesis citadas a condiciones de más bajo grado.

3.3.2. Metamorfismo de contacto

Los efectos térmicos de las intrusiones del Batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez y del Macizo de Fuentes de Oñoro se manifiestan en una aureola de contacto de anchura irregular, en la que se encuentran esquistos y pizarras mosqueadas y ocasionalmente corneanas en la proximidad inmediata de los granitos.

Las pizarras mosqueadas son las rocas más abundantes de las producidas por el metamorfismo de contacto. Se observa en ellas con claridad la esquistosidad dominante S_1 y/o S_2 y sobre ella andalucitas retrógradas o agregados de minerales de grano muy fino como cuarzo, moscovita y clorita. La paragénesis mineral de estos materiales es cuarzo, moscovita y como se ha dicho posiblemente andalucita retrógradas.

Las corneanas aparecen de forma ocasional en el contacto con los granitos no llegando a perderse por completo los restos de la esquistosidad principal (S_1 y/o S_2) manteniendo entonces la roca un cierto grado de anisotropía. La paragénesis mineral está integrada por cuarzo, moscovita, biotita y andalucita. No se conserva en estas rocas clorita primaria y la andalucita se encuentra en forma de textura poiquiloblástica con cristales la mayoría de las veces de bordes rectos.

3.4. GEOQUÍMICA

3.4.1. Granodiorita de Bañobárez (Facies tonalítica-granodiorítica)

Son rocas peraluminicas poco diferenciadas, con bajos ID y Fe/Mg (tabla 1), bajos valores normativos de cuarzo, ortosa y corindón, y comparativamente con los otros granitos de la Hoja, más altos en anortita, hiperstena, ilmenita y apatito. Esta composición de tipo más plagioclásica es la que hace que estas rocas sean clasificadas en el diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976; STRECKEISEN y LE MAITRE, 1976) de la figura 8 como granodioritas. Los mayores contenidos en Fe, Mg y Ti son coherentes con la mayor proporción de ferromagnesianos (biotita) que presentan.

En cuanto a las pautas de diferenciación que siguen estas rocas, tal y como muestra el diagrama de Rb-Ba-Sr de la figura 9 (BOUSEILY y SOKKARY, 1975), la granodiorita de Bañobárez se aleja de la trayectoria de diferenciación que siguen el resto de granitos analizados. Estas rocas

ESQUEMA METAMORFICO

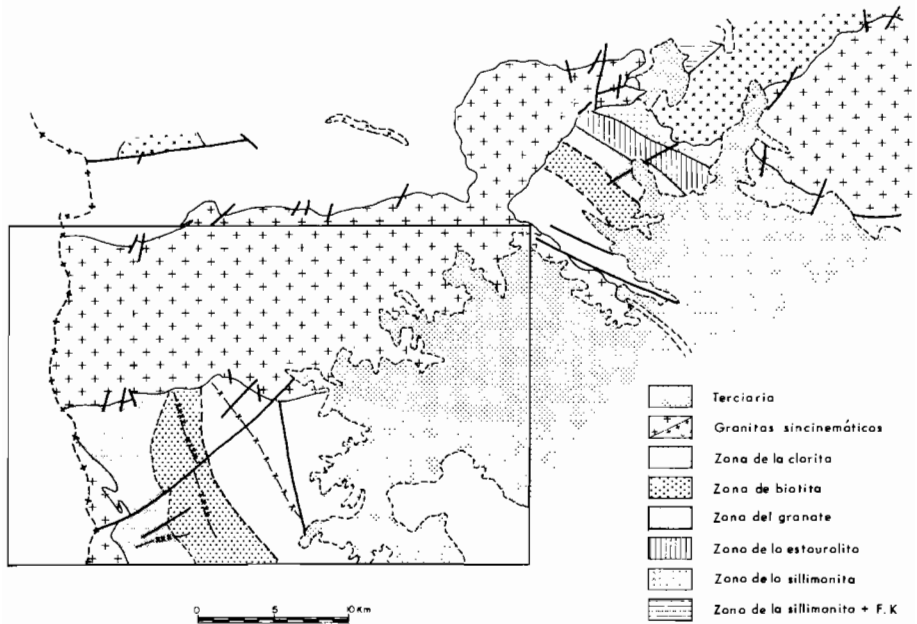


Fig. 7. Mapa de la distribución de las distintas zonas del metamorfismo regional asociado a la etapa M1.

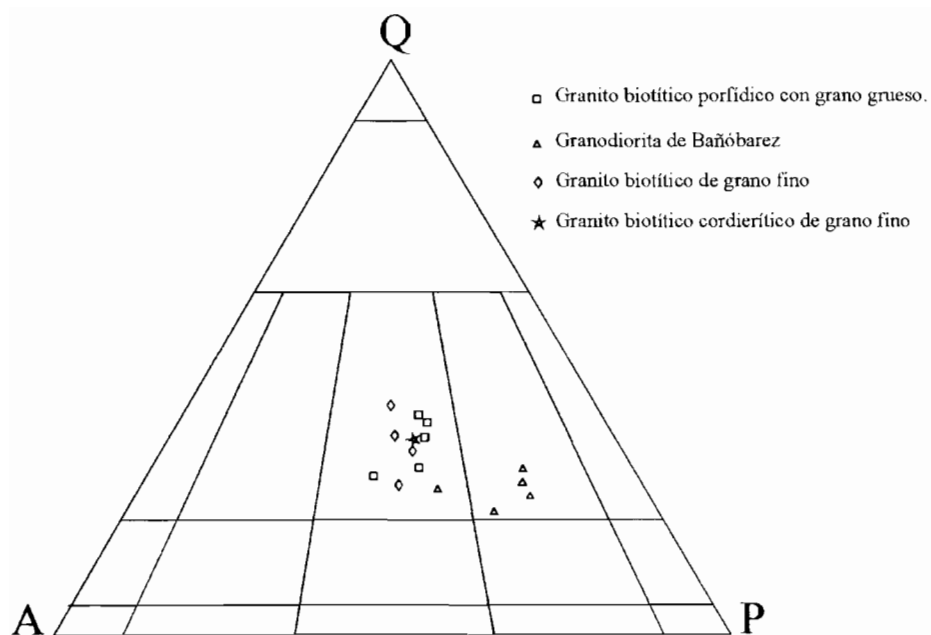


Fig. 8. Diagrama QAP de STRECKEISEN (1976).

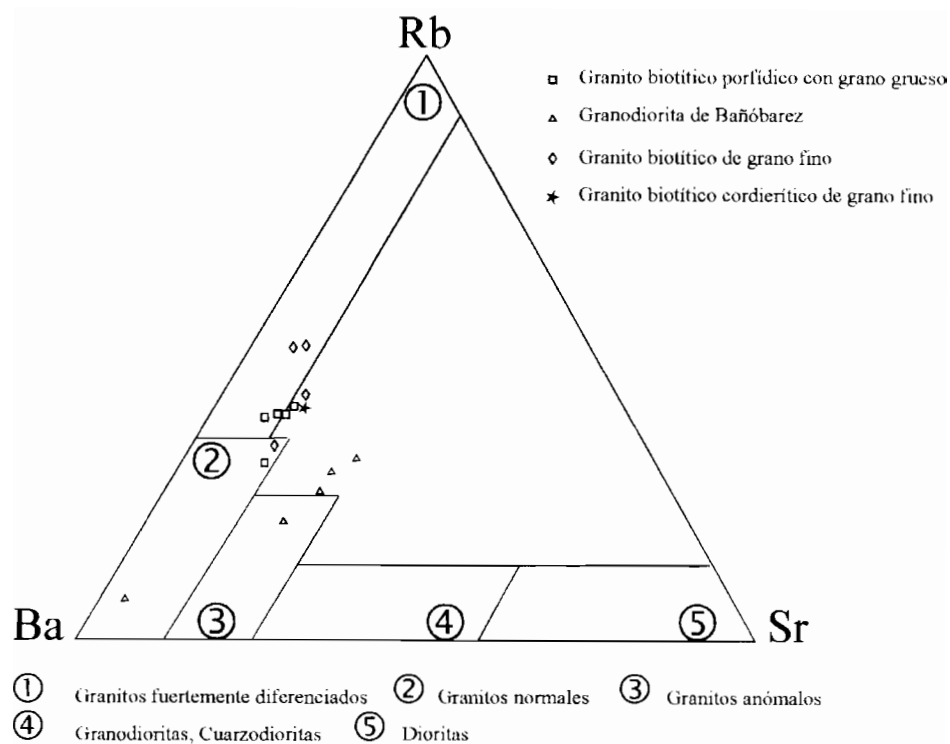


Fig. 9. Diagrama ternario Rb-Ba-Sr (BOUSEILY y SOKKARY, 1975).

aparecen proyectadas en el campo 3 de los granitos anómalos y no en el correspondiente a su composición granodiorítica (campo 4), debido a que aunque el contenido en Sr aumenta por presentar un contenido plagioclásico mayor (tabla 2), el ion Rb se encuentra en exceso. Esta anomalía en el contenido de los elementos representados en el diagrama es debida principalmente a la gran cantidad de enclaves de composición tonalítica que presenta esta facies, además de otros de tipo metamórfico como paragneises y esquistos. La abundancia de tales enclaves hace suponer que en su génesis estuvo implicado un mecanismo de hibridación que permitió la mezcla de ambos tipos de magmas (tonalítico y granodiorítico) confiriéndole de esta forma a la roca el carácter anómalo que se detecta en el diagrama.

En el diagrama de la figura 10, Rb-Y+Nb (PEARCE *et al.*, 1984) de discriminación de elementos traza para la interpretación tectónica de las rocas graníticas, la granodiorita de Bañobárez queda proyectada en el campo de los granitos generados en áreas de arco volcánico aunque muy próxima al límite que separa este campo del de los granitos de tipo colisional. La datación geocronológica de esta roca con una edad de 300 Ma., edad que se corresponde con las edades fijadas para las etapas orogénicas hercínicas, junto a la orientación que presentan los megacrístales de feldespato potásico hacen que sea interpretada como un granito colisional.

3.4.2. Granito biotítico-cordierítico de grano fino (Camporredondo)

El único análisis disponible responde a un granito moderadamente diferenciado (tabla 1) tal como queda representado en el diagrama de BOUSEILY y SOKKARY (1975) de la figura 9. Son moderados también los contenidos normativos en cuarzo, ortosa e hiperstena; la anortita y el apatito son bajos y el corindón moderadamente alto. La relación Or/Ab es próxima a la unidad.

Según la clasificación que se establece a partir del diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) de la figura 8, se trata de un monzogranito con unas composiciones similares al resto de granitos que afloran en esta Hoja y muy próximas a las del granito en el cual se encuentra enclavado.

3.4.3. Granito biotítico porfídico de grano grueso

Los análisis muestran un conjunto de rocas algo heterogéneas, que tienden a ser moderadamente diferenciadas (tabla 1), con valores normativos poco acusados, aunque es característico (salvo en una muestra algo anómala) que presenten relaciones Or/Ab < 1. Este grado de diferenciación también queda marcado en el diagrama de la figura 9 (Rb-Ba-Sr), en el que puede observarse un enriquecimiento en Ba y Rb (tabla 2), como consecuencia del alto contenido en feldespato potásico que presentan estas rocas. En el diagrama QAP de la figura 8 se clasifican como rocas monzograníticas.

3.4.4. Granito biotítico de grano fino

Se trata de unos granitos fuertemente diferenciados (tabla 1). En el diagrama de la figura 9, presentan un mayor contenido en Rb que el resto ocupando así la posición de mayor diferenciación dentro de la trayectoria que siguen todos los granitos analizados en esta Hoja. Los valores nor-

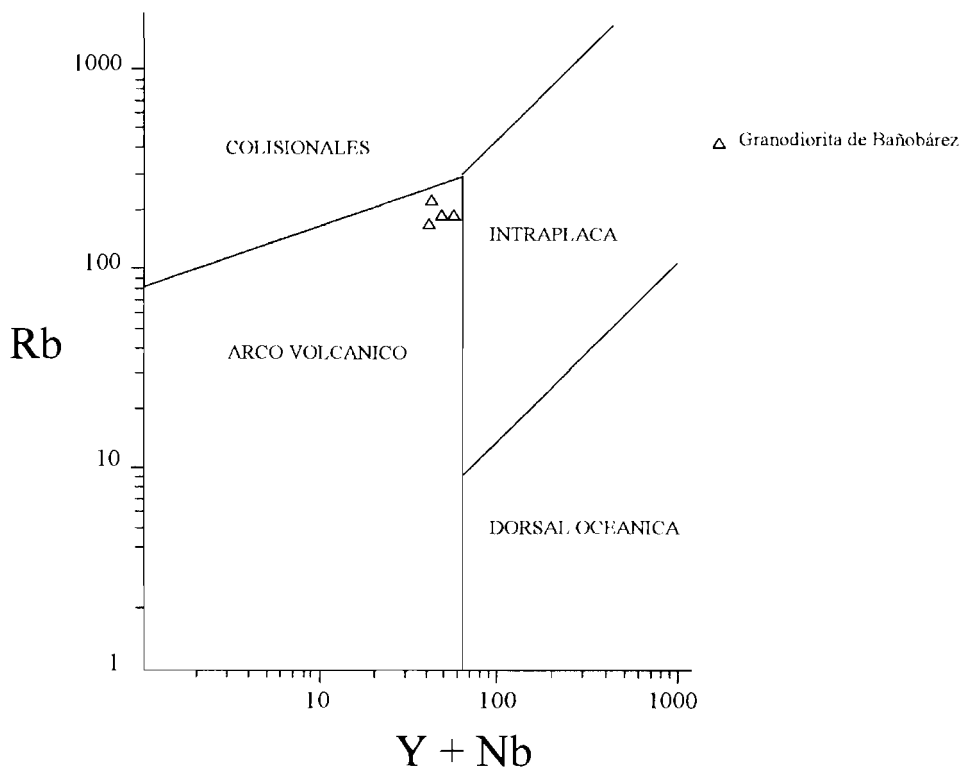


Fig. 10. Diagrama de interpretación tectónica (PEARCE et al., 1984).

mativos de cuarzo y ortosa son altos, los de anortita e hiperstena bajos y apatito y corindón no presentan una pauta sistemática. Las relaciones Or/Ab son, sin embargo, mayores que la unidad.

Clasificados según el diagrama de la figura 8 (QAP de STRECKEISEN, 1976), son monzogranitos al igual que el resto de granitos que afloran en la Hoja.

TABLA 1. ANÁLISIS DE MUESTRAS HOJA N° 500

N°	19	4	8	48	5	9105	9107	9109	9101	9103	17	33	54	2	18
SiO ₂	70.46	71.95	71.19	72.96	74.72	64.78	64.06	68.86	65.27	66.24	69.87	73.14	73.87	71.91	70.21
Ti ₂	0.42	0.39	0.20	0.15	0.01	1.06	1.36	0.60	0.94	0.94	0.41	0.28	0.03	0.45	0.47
Al ₂ O ₃	15.00	13.43	14.90	14.03	13.68	15.70	15.13	14.35	15.50	15.01	15.26	13.71	13.58	13.68	14.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.92	2.91	1.77	1.82	1.49	5.55	6.25	3.74	4.53	4.66	2.77	2.36	1.99	2.78	2.85
MnO	0.06	0.04	0.02	0.04	0.05	0.08	0.10	0.05	0.06	0.07	0.04	0.08	0.07	0.04	0.04
MgO	0.80	0.87	0.41	0.45	0.31	1.23	1.79	0.88	1.67	1.95	0.70	0.61	0.51	0.85	0.89
CaO	1.11	1.46	1.00	0.80	0.45	3.35	3.54	1.94	3.21	3.22	0.09	1.12	0.96	1.62	1.53
Na ₂ O	3.22	3.23	3.74	3.16	2.97	4.04	3.54	3.64	3.81	3.69	3.47	3.29	3.24	3.20	3.35
K ₂ O	4.61	4.71	5.59	5.00	4.78	2.41	2.35	4.59	3.50	2.26	5.85	4.11	4.28	4.23	4.78
P ₂ O ₅	0.08	0.21	0.25	0.07	0.01	0.35	0.46	0.25	0.33	0.22	0.07	0.03	0.04	0.20	0.19
H ₂ O	0.90	0.51	0.63	1.01	1.18	0.69	0.72	0.56	0.58	1.12	0.79	1.53	0.69	0.65	1.00
TOT	99.58	99.71	99.70	99.49	99.65	99.24	99.30	99.46	99.40	99.38	99.32	100.26	99.26	99.61	99.31

NORMA CIPW

N°	19	4	8	48	5	9105	9107	9109	9101	9103	17	33	54	2	18
Q	28.56	29.13	24.64	31.81	36.47	20.12	21.23	22.64	18.14	23.69	24.21	33.22	34.24	30.91	26.29
OR	27.24	27.94	33.04	29.55	28.25	14.24	13.89	27.13	20.68	13.36	34.57	24.29	25.29	25.00	25.25
AB	27.25	27.33	31.65	26.74	25.13	34.19	29.96	30.80	32.24	31.23	29.36	27.84	27.42	27.08	28.35
AN	4.96	5.87	3.33	3.51	2.17	14.34	14.56	7.99	13.77	14.54	0.00	5.36	4.50	6.73	6.35
HY	6.77	6.94	3.98	4.29	3.58	11.65	13.87	8.16	11.04	11.99	6.23	5.54	5.01	6.55	5.75
IL	0.80	0.74	0.38	0.28	0.02	2.01	2.58	1.14	1.79	1.79	0.78	0.53	0.06	0.85	0.99
AP	0.19	0.49	0.58	0.16	0.02	0.81	1.07	0.58	0.76	0.51	0.16	0.07	0.09	0.46	0.44
C	2.89	0.57	1.48	2.13	2.83	1.19	1.43	0.46	0.40	1.17	3.22	1.88	1.97	1.37	0.93
ID/TT	83.05	84.29	89.22	88.10	89.85	68.55	65.07	80.56	71.07	68.27	88.14	85.35	86.95	82.99	82.89
FEMG	0.65	0.63	0.69	0.68	0.73	0.68	0.62	0.67	0.56	0.53	0.65	0.67	0.69	0.61	0.51

COORDENADAS AFM, INCLUIDO FE2O3 (TILLEY, JOUR PETROL , 1960)

N°	19	4	8	48	5	9105	9107	9109	9101	9103	17	33	54	2	18
A	67.79	67.75	81.06	78.24	81.15	48.75	42.28	64.05	54.11	47.37	72.87	71.36	75.05	67.18	68.49
F	25.28	24.83	15.38	17.45	15.60	41.95	44.87	29.11	33.53	37.10	21.66	22.76	19.86	25.14	24.01
M	6.93	7.42	3.56	4.31	3.25	9.30	12.85	5.85	12.36	15.53	5.47	5.88	5.09	7.69	7.50

Granito biotítico-cordierítico de grano fino: 19.
Granodiorita de Bañobárez: 9105, 9107, 9109, 9101, 9103

Granito biotítico de grano fino: 3, 4, 48, 5
Granito biotítico porfídico de grano grueso: 17, 33, 54, 2, 13

TABLA 2

Nº	19	4	8	48	5	9105	9107	9109	9101	9103	17	33	54	2	18
LI	55.00	84.00	121.00	91.00	112.00	102.00	113.00	97.00	78.00	127.00	83.00	95.00	98.00	97.00	100.00
RB	289.00	235.00	355.00	297.00	391.00	191.00	198.00	211.00	177.00	184.00	292.00	305.00	322.00	241.00	299.00
BE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SR	87.00	80.00	49.00	82.00	40.00	145.00	148.00	110.00	168.00	156.00	79.00	76.00	69.00	92.00	78.00
BA	336.00	374.00	286.00	321.00	328.00	262.00	328.00	3043.00	520.00	365.00	371.00	396.00	442.00	451.00	357.00
Y	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	27.00	34.00	25.00	24.00	26.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZR	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	338.00	301.00	259.00	272.00	207.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NB	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.00	21.00	16.00	17.00	16.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PB	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.00	16.00	27.00	21.00	18.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	50.00	61.00	33.00	57.00	60.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CR	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	40.00	48.00	74.00	61.00	67.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.00	12.00	9.00	11.00	12.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.00	5.00	5.00	5.00	12.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.00	12.00	4.00	12.00	13.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	97.00	94.00	63.00	77.00	67.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.00	9.00	7.00	5.00	7.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1255.00	1705.00	1170.00	1120.00	1145.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

4. TECTÓNICA

4.1. INTRODUCCIÓN

Los materiales paleozoicos y los granitoides hercínicos ocupan las tres cuartas partes de la Hoja de Villar de Ciervo. Pertenecen a la Zona Centroibérica, caracterizada por el carácter discordante del Ordovícico sobre su sustrato Cámbrico y/o Precámbrico (JULIVERT *et al.*, 1972).

Los materiales terciarios pertenecientes a la Fosa de Ciudad Rodrigo, afloran en la parte oriental de la Hoja. La Fosa de Ciudad Rodrigo se generó como consecuencia de la reactivación alpina de probables fracturas tardihercínicas.

En el marco de la Hoja se han realizado diversos trabajos de índole estructural. Las primeras investigaciones con este enfoque corresponden a CORRETGE y LÓPEZ PLAZA (1976) que, además de establecer una columna estratigráfica, deduce cuatro fases hercínicas principales de deformación (tres de ellas con esquistosidad asociada). RODA QUEROL (1981) en su tesis de licenciatura en la zona de Mina Fé, realiza una columna estratigráfica donde define algunas características sedimentológicas de los metasedimentos y aparte realiza un estudio estructural en el que identifica tres fases de deformación hercínicas. La tesis doctoral de MARTÍN IZARD (1989) además de una descripción de detalle de las características petrográficas de los metasedimentos, define la existencia de una fase de deformación prehercínica y tres fases principales hercínicas.

En zonas relativamente muy próximas (NE) se detectaron diversas zonas de cizalla. Una de ellas es la de "Penalva do Castelo-Juzbado-Traguntia (ZCJT) de GARCÍA DE FIGUEROLA y

PARGA (1968), importante accidente que con dirección N70° E y sentido de movimiento sinestro, modifica importantes estructuras de la primera fase de deformación hercínica como el "Sinclinal de Tamames-Satao-Porto". Hay, sin embargo, autores que indican que esta zona de cizalla pudo haber funcionado durante la citada fase de deformación hercínica, IGLESIAS y RIBEIRO (1981), REGENCIO MACEDO *et al.* (1982). Estudios más detallados como el de JIMÉNEZ ONTIVEROS *et al.* (1982) establecen una relación temporal de la ZCJT con respecto a las fases de plegamiento hercínicas, considerándolas como posterior a su fase cuarta y anterior a la intrusión de los granitoides postcinemáticos.

Es mucho más recientemente, VILLAR *et al.* (1992) cuando puede establecerse que el movimiento más patente de dicho accidente es posterior la tercera fase hercínica, ya que la ZCJT corta a macroestructuras de D₃ como el Antiforme de Yecla de Yeltes (Hoja de Villavieja de Yeltes, nº 476) de dirección N100°-130° E y es anterior a la cuarta fase cuyos pliegues y crenulaciones afectan a estructuras relacionadas con la ZCJT como foliaciones y lineaciones miloníticas.

4.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS

Se han descrito en la bibliografía de zonas limítrofes a la que nos ocupa, los siguientes eventos:

Deformación intraprecámbrica

Es difícil conocer su naturaleza y geometría, no obstante a escala de la zona Centroibérica está marcada por la existencia de una discordancia erosiva y angular entre el Grupo Domo Extremeño (Alcudiense Inferior) y los grupos Ibor-Valdelacasa, ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988). En zonas próxima al área que nos ocupa, la discordancia está definida entre la Serie Superior y la Serie Inferior, BASCONES ALVIRA *et al.* (1988), ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA (1988), ÁLVAREZ NAVA y ROBLES CASAS (1988) (Fig. 1). Asimismo, estos autores reconocen en diversos puntos de la Serie Inferior pliegues truncados por la esquistosidad S₁ (hercínica), así como pliegues de Fase 1 que pliegan a capas ya invertidas. La lineación de intersección de Si con la So presenta "plunges" con valores medios de 60°-70°.

Movimientos Preordovícicos

Con posterioridad a la deformación definida anteriormente se ha descrito una estructuración regional a escala de la Zona Centroibérica, con fallas en extensionales que controlan la sedimentación de la Serie Superior y del Cámbrico Inferior. Este modelo corresponde a la evolución de un margen continental pasivo durante el Precámbrico terminal y Cámbrico (ORTEGA *et al.*, 1988).

Parece evidenciarse en zonas próximas como las Hojas de Ciudad Rodrigo (525) y Fuenteguinaldo (550) que las lineaciones de intersección L₁₋₀ entre las superficies de estratificación (S₀) de la sucesión véndico-cámbrica y la esquistosidad S₁ hercínica, presentan valores del ángulo de buzamiento entre 0° y 45° con un promedio de 30°.

Por lo que respecta a la Hoja de Villar de Ciervo, se observa sobre todo en la parte oriental de la misma, que el plunge de las lineaciones de intersección L_{1-0} tiene una marcada tendencia hacia el S entre los 20° y los 50°.

Estos datos precen sugerir un basculamiento generalizado hacia el S ó SE o bien el flanco de un gran pliegue, suave y sinquistoso, consecuencia del rejuego bien en vertical o bien en dirección de las fallas extensionales anteriormente citadas.

Evidencias cartográficas de la discordancia entre el Ordovícico y su sustrato se pueden observar en los trabajos de DÍEZ BALDA (1986), RODRÍGUEZ ALONSO (1985) y también en la cartografía de la Hoja de Villavieja de Yeltes (476).

4.3. OROGENÍA HERCÍNICA

La orogenía Hercínica es la responsable de las principales deformaciones que se observan en el área estudiada. La deformación producida de carácter polifásico afecta de una u otra forma a todas las rocas prehercínicas, tanto a los metasedimentos como a las rocas ígneas.

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

4.3.1. Primera fase hercínica (D_1)

Esta fase que se desarrolla al E de la Hoja (al O está prácticamente borrada por la deformación D_2), produce pliegues de todos los órdenes. Tienen todos en común una dirección de ejes NNO-SSE y una vergencia prácticamente generalizada al NE.

Las estructuras más importantes de primera fase son de O a E: Anticlinal de Sexmiro (reflejado sobre todo en la Hoja de Ciudad Rodrigo), Sinclinal de Serranillo, Anticlinal de Valdemoral y terminación Peri-Sinclinal de la Sierra de Camaces (Fig. 12).

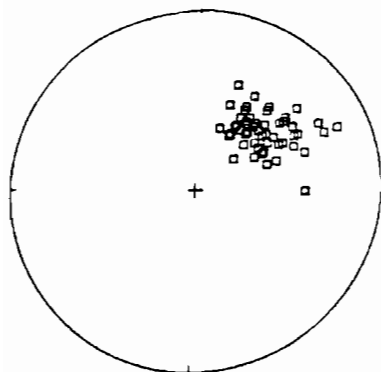
La longitud de onda de las estructuras citadas puede alcanzar en los materiales de la sucesión cámbrica los 4 Km. y en los ordovícicos 1,5 Km. La amplitud es del orden kilométrico (2 Km.) para las megaestructuras anteordovícicas y de unos 200 m para los materiales de la Cuarcita Armoricana. En lo que respecta a mesoestructuras (pliegues medidos en el campo) de la zona de Saélices el Chico, la longitud de onda es 40 m y la amplitud 6 m.

Los cortes reflejan un tipo de plegamiento asimétrico, con vergencia acusada hacia el NE (ver en figura 11 la proyección de los planos de esquistosidad). El flanco inverso es siempre el flanco N de los anticlinales, como ya apuntaban entre otros autores CORRETGE y LÓPEZ PLAZA (1976), RODA QUEROL (1981), MARTÍN IZARD (1986b), DÍEZ BALDA (1986).

Esquistosidad S1

n = 71

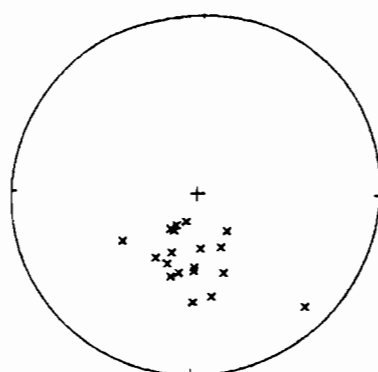
N



Lineaciones L1-0

n = 21

N



Ejes F1

n = 7

N

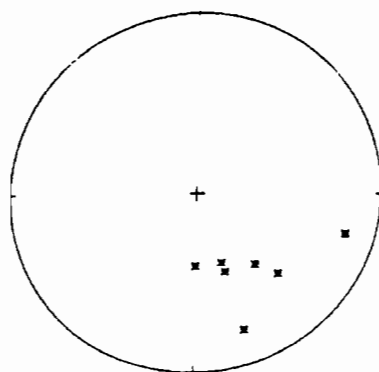


Fig. 11. Proyección estereográfica de los elementos de fábrica correspondientes a la fase de deformación F1.

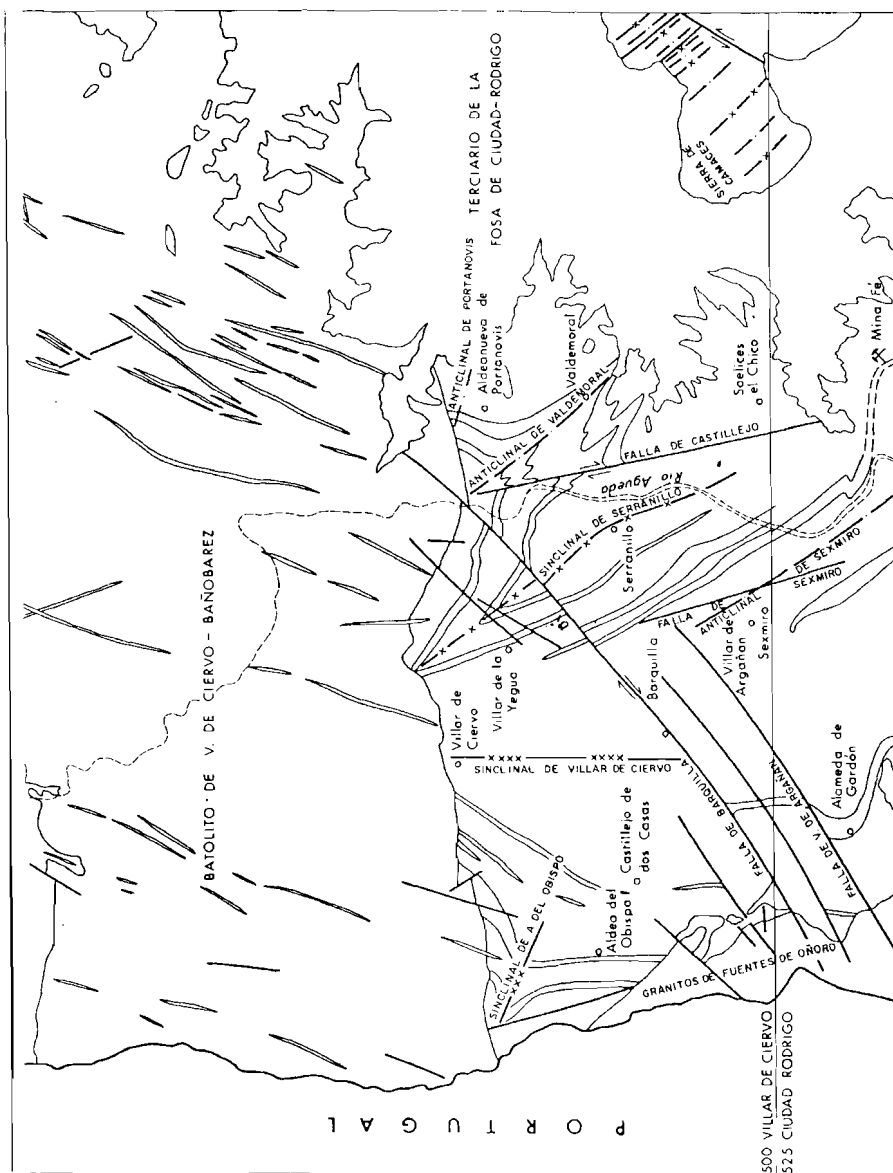


Fig. 12. Principales estructuras de la Hoja de Ciervo (500) y parte de la Hoja de Ciudad Rodrigo (525).

El ángulo entre los flancos de los pliegues puede oscilar entre 25° y 80(para la sucesión cámbrica que podrían corresponder a pliegues entre apretados y cerrados de FLEUTY (1964). En la Cuarcita Armoricana los pliegues que se pueden deducir de la cartografía son sin duda de ángulos mayores y corresponderían a pliegues entre abiertos y suaves del mismo autor.

Respecto a las formas de las superficies plegadas de los materiales cámbricos, éstas corresponderían a los parámetros 3E, 4E y en algún caso 5D del gráfico de HUDLESTON (1973). Por contra, las formas en la Cuarcita Armoricana serían del tipo 1D.

Los pliegues de la sucesión anteordovícica son, en general más apretados y con menor longitud de onda que en el caso del Ordovícico. Son pliegues próximos al tipo 1C de RAMSAY (1967). En la Cuarcita Armoricana los pliegues son próximos al tipo 1B, MACAYA (1980), DÍEZ BALDA (1986).

La esquistosidad de primera fase hercínica (S_1) es subparalela a los planos axiales de los pliegues de fase 1 (D_1), y es la estructura planar más evidente del E del área. Esta superficie es penetrativa, sobre todo en pizarras, esquistos e incluso en areniscas, pero no se observa en los términos carbonatados. En los niveles pizarrosos o pelíticos se trata de un “slaty cleavage” definido por una orientación preferente de los filosilicatos, dando lugar a una fábrica planar homogénea. En los niveles arenosos o microconglomeráticos es del tipo “rough cleavage”, es decir, se trata de una esquistosidad espaciada o grosera que define una fábrica relativamente heterogénea, donde los minerales micáceos están algo orientados y la roca adopta un aspecto ligeramente bandeado. Esta esquistosidad grosera es la que también se observa en las intercalaciones arenosas (centimétricas) de la Cuarcita Armoricana. En los bancos potentes de la citada formación no suele observarse al menos a escala del afloramiento.

La lineación de intersección de primera fase hercínica (L_1) es la resultante de la intersección entre el plano de estratificación S_0 y el de la primera esquistosidad S_1 , y es para el caso que nos ocupa, aproximadamente paralela a los ejes de los pliegues de esta fase. Como se observa en la figura 11 el plunge de las lineaciones L_1 medidas en el campo es siempre hacia el S.

4.3.2. Segunda fase hercínica (D_2)

Esta fase tiene un desarrollo variable a escala regional. En una zona relativamente próxima al área que nos ocupa, como es la zona sur de Salamanca, su manifestación es evidente, sobre todo en los antiformes de tercera fase (D_3).

Durante la fase dos (D_2) se genera en esta área una zona de cizalla de varios km. de anchura que introduce en las rocas presentes una fábrica y una deformación interna que se superponen a la existente. No se observan macro ni mesopliegues (estos últimos debido probablemente a la mala calidad de los afloramientos) de esta deformación aunque sí micropliegues apretados en lámina delgada.

La esquistosidad de segunda fase hercínica (S_2) es la estructura más evidente y casi la única producida por la deformación D_2 es una esquistosidad que buza, normalmente, entre 0 y 45° al E (efecto del plegamiento por D_4). Si se observa el corte estructural (ver Mapa Geológico), en la parte más alta del mismo (franja superior de S_2) la esquistosidad es una crenulación con un espaciado más o menos regular donde se observan microlitones de filosilicatos de S_1 unas veces plegados y otras ortogonales. A medida que se profundiza, este espaciado se hace más o menos regular pudiendo manifestarse en alguna ocasión como un bandeo tectónico. Si se profundiza más (desplazamiento horizontal hacia el oeste), lo que se observa es una foliación bastante homogénea en la que se percibe con bastante nitidez el estiramiento de los minerales presentes (cuarzo y filosilicatos) y en la que se observan minerales relictos previos como granate (con esquistosidad interna rectilínea y transversa) y biotita.

En algunos puntos irregularmente distribuidos en la zona de S_2 , se detectan en lámina delgada, filonitas en la que son características las sombras y colas de presión asimétricas en porfiroblastos de biotita y cuarzo.

4.3.3. Tercera fase hercínica (D_3)

El mejor desarrollo de la fase tres es al N y sobre todo al O de la Hoja. Al SE prácticamente no se percibe debido, probablemente, a que las fases uno y tres son aquí homoxiales.

Las estructuras mayores originadas por esta fase son el Sinclinal de Aldea del Obispo y el Anticlinal de Portanovis (Fig. 12); son de plano axial subvertical, van acompañadas en ocasiones de pliegues menores que afectan sobre todo a la S_2 y llevan asociadas una crenulación S_3 . Estas estructuras tienen una gran longitud de onda (escala kilométrica) y escasa amplitud en relación a ella (escala hectométrica). La dirección de los ejes de los pliegues es ONO-ESE.

Los pliegues menores de escala deci- a centimétrica tienen en los casos que hemos medido una longitud de onda de 1,5 m, 70 cm y 7,5 cm y una amplitud correspondiente de 20 cm, 10 cm y 1,5 cm. Según el gráfico de HUDLESTON (1973), serían formas del tipo 2E. La dirección de la esquistosidad S_2 reflejada en la cartografía es muchas veces reflejo de la envolvente de S_2 , es decir, de una S_2 plegada por estos pliegues pequeños de fase tres.

La fábrica desarrollada durante la fase tres es una crenulación paralela al plano axial de los micropliegues de D_3 . Aparece claramente en los lugares donde S_2 tiene buen desarrollo, es decir, en zonas de predominio pelítico y también donde los pliegues de la deformación D_1 presentan cierta ortogonalidad con los de la deformación D_3 . En alguna ocasión (Castillejo de Dos casas, Carretera de Villar de la Yegua a Villar de Ciervo), la S_3 se concentra en bandas separadas entre sí unos 10 cm, dando un aspecto de bandeado tectónico. La crenulación S_3 no produce crecimiento de minerales orientados. Las intersecciones de la crenulación S_3 con la esquistosidad S_2 producen lineaciones L_{3-2} paralelas a los ejes de los pliegues de tercera fase y con un plunge prácticamente generalizado hacia el SE o ESE que oscila entre los 10° y 40° .

Al S de Villar de Argañán, en los límites y dentro de la Hoja de Ciudad Rodrigo, en el Arroyo de la Raya y en la Carretera de Gallegos de Argañán, se observa una esquistosidad de crenulación que atribuimos a la deformación D_3 , pero con una dirección que oscila entre N60(E a E-O). Esta crenulación es probable que sea de plano axial de las estructuras reflejadas, por los carbonatos laminados en la zona de la Alameda de Gardón (MARTÍN HERRERO *et al.*, 1989). Esa dirección es un poco anómala respecto a la orientación general de S_3 a escala regional y podría deberse a una disposición en abanico de la crenulación S_3 en una gran sinforma de fase tres que comprendería todas las estructuras de D_3 desde el Terciario de la Fosa de Ciudad Rodrigo al granito de Villar de Ciervo.

También se observan en las proximidades de Castillejo de dos Casas, diques de cuarzo bou-dinados y coherentes con un acortamiento NNE-SSO que también se deduce para los pliegues y la esquistosidad S_3 .

4.3.4. Deformaciones tardías; cuarta fase de deformación

Las deformaciones atribuidas a esta fase no tienen carácter penetrativo ni generalizado. La principal y casi única estructura observada atribuible a esta fase es el Sinclinal de Villar de Ciervo. Esta megaestructura de escala cartográfica tiene una longitud de onda kilométrica y muy escasa amplitud en relación con ella. Pliega suavemente las estructuras previas y define cartográficamente una terminación perisinclinal a la altura de Villar de Ciervo, donde es muy evidente el giro de la esquistosidad S_1 . Meridionalmente esa amplia estructura se pierde debido probablemente a no tener unas referencias litoestratigráficas claras. La dirección del eje es N-S.

En la zona de charnelas del citado sinclinal se desarrolla una fábrica planar que es una crenulación S_4 casi siempre verticalizada que aparece allí donde previamente existía una anisotropía bien definida, en este caso las esquistosidades S_1 y/o S_2 . La S_4 no produce crecimiento de minerales orientados. La intersección de la crenulación S_4 con las superficies de esquistosidad S_1 y/o S_2 produce unas lineaciones L_{4-1} y L_{4-2} con plunge bastante generalizado hacia el S que oscila entre los 20° y los 45° . En algunos puntos se observa como la crenulación S_4 afecta claramente a la crenulación S_3 . Por otra parte y también a escala puntual, se observa la crenulación S_4 en lugares aislados de la Hoja.

A escala afloramientos se detectaron pliegues de escala decamétrica de la deformación D_4 . Estos pliegues que a veces no son más que suaves ondulaciones con pequeñísima amplitud,

no parecen desarrollar siquiera la crenulación S_4 a que anteriormente hacíamos referencia.

4.3.5. **Fracturación y otras deformaciones**

En una observación de la cartografía se aprecian claramente dos sistemas principales de fracturación y de forma más difusa, un tercero:

Una fracturación de dirección $N165^\circ E$, reflejada exclusivamente en los metasedimentos y evidenciada sobre todo en las localidades de Castillejo de Martín Viejo y Sexmiro. La primera de las fracturas (Castillejo) es claramente de carácter dextro, el desplazamiento es de orden kilométrico y presenta en varios puntos una brechificación que puede alcanzar el orden métrico. La fractura de Sexmiro es subparalela a la anterior y su característica principal es el estar definida por una alineación discontinua de resaltes de cuarzo de orden métrico. El sentido del desplazamiento de estas fracturas es coherente con un acortamiento NNE-SSO.

Otro tipo de fracturación es la de dirección $N45^\circ E$ en los metasedimentos, que aparece también en el batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez, aunque no es del todo seguro, donde se adquiere una dirección aproximada $N20^\circ E$. Las fracturas más importantes, como las de Barquilla, Villar de Argañan, etc. (Fig. 12) tienen un desplazamiento dextro, de orden hectométrico, sin embargo, la mayoría parecen ser fracturas sin desplazamiento. Tienen una característica común y es que están fosilizadas por cuarzo, con una potencia de orden decamétrico. El desplazamiento reflejado en los metasedimentos, dextro, es coherente con un acortamiento E-O.

Existe un tercer tipo de fracturación o diaclasado, de escasa entidad, no reflejado en cartografía pero evidente en el campo. Son fracturas o diaclasas de dirección E-O y buzamiento al N, entre 40° y 60° , que parecen reflejar los movimientos más tardíos del área, en este caso de carácter probablemente distensivo. Los planos de fractura suelen estar fosilizados por cuarzo.

Queda, por último, reflejar la existencia de "kinks" con ejes $N280^\circ E$ y plunge sobre 45° , observados sobre todo en los flancos del Sinclinal de Serranillo, que implican un acortamiento aproximado NNE-SSO.

4.4. **DEFORMACION ALPINA**

La Fosa de Ciudad Rodrigo es una fosa de origen tectónico que comenzó a formarse en el Eoceno mediante el rejuego de fracturas tardihercínicas que delimitaron una serie de bloques en los que se sedimentó el Terciario. En el borde N de dicha fosa, los materiales hercínicos son fosilizados por los sedimentos terciarios mientras que en el S el contacto entre ambos es por fracturas con direcciones $N60^\circ E$ y $N30^\circ E$, cuya actuación parece haberse prolongado durante el Mioceno.

Los sedimentos terciarios dentro de la Hoja muestran una disposición horizontal o subhorizontal y no se observan accidentes tectónicos que los afecten. Sin embargo, en el borde S de la Fosa depósitos de características litológicas similares y con una posición estratigráfica equivalente aparecen fuertemente fracturados (ALONSO GAVILÁN y POLO, 1986-1987). Para estos autores las principales fracturas que afectan a esos depósitos actuaron durante el Oligoceno y Mioceno.

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 SABARIS, 1958; MARTÍN-SERRANO, 1979 y 1988), aquellos que hacen referencia a morfologías similares, si bien en zonas más alejadas (HERNÁNDEZ PACHECO, 1929; SCHWENZNER, 1936; BIROT, 1937; PEDRAZA, 1978; MOLINA, 1980; GARZON, 1980; CANTANO, 1982; MOLINA y JORDÁ, 1982, 1984; JORDÁ, 1983; MARTIN RIDAURA, 1986; CANTANO y MOLINA, 1987; CENTENO, 1988; SANZ, 1988) y por último a los trabajos de carácter general (HERNÁNDEZ PACHECO y DANTÍN CERECEDA, 1932; SOLÉ SABARIS, 1952).

5.2. DESCRIPCIÓN FISIGRÁFICA

La zona que comprende la Hoja de Villar de Ciervo está limitada al sur por la Cuenca de Ciudad Rodrigo, al oeste por el fuerte encajamiento del río Turones que forma frontera con Portugal, y al este por las primeras estribaciones de la Cuenca terciaria del Duero. Al norte su límite fisiográfico lo constituye el extenso berrocal localizado entre el río Turones, la población de Puerto Seguro, la carretera de San Felices de los Gallegos a Castillejo de Martín Viejo, el encajamiento del río Agueda antes del Molino de Valcavo y la Alquería de Camporredondo en la carretera que enlaza las poblaciones de La Bouza y Aldea del Obispo.

El clima es continental con cierta influencia atlántica, pasando de mesotérmico seco-subhúmedo en su mitad oriental a mesotérmico húmedo en la más occidental y está caracterizado por precipitaciones relativamente escasas (oscilan alrededor de los 600 mm anuales en la mayoría del territorio y son superiores a los 700 mm en su extremo suroccidental); veranos secos y calurosos e inviernos fríos con frecuentes nieblas (temperaturas medias anuales entre los 12° C y 13° C).

Como es visible en la topografía de la Hoja y el mapa de pendientes, el área que nos ocupa constituye una planicie (en el sentido topográfico), inclinada ligeramente de E a O y en la que los resaltes morfológicos principales están dados por los diques de cuarzo (sierros como los de Picón de la División, 677 m; La Serna, sobre 720 m; Atalaya, 774 m y El Guijo, 756

m) y las alineaciones de cuarcita de la Sierra de Camaces, cuyas cumbres mantienen una iso-altitud alrededor de los 910 m (Peña del Moro, 915 m; Matahijos, 910 m; Madroñal, 906 m).

La cota más alta dentro de la Hoja la da el pico del Moro (915 m) situado en la Sierra de Camaces, alineación fisiográfica más representativa de la Hoja y situada en el vértice SE. El resto del territorio mantiene una altura que oscila entre los 795 metros de Cumbres de Centenares en el NE de la Hoja y los 665 metros del Teso de las Entregas en la esquina NO, siendo la excepción los encajamientos de los ríos Agueda y Turones, con 380 metros al NE de Puerto Segura y los 600 metros al O del Pico Valtrigal, respectivamente.

La red hidrográfica, perteneciente a la cuenca del Duero, está fuertemente condicionada por las direcciones estructurales del diaclasado y de la fracturación de los materiales. Los cursos fluviales más importantes son el Río de Turones, que constituye el límite político con Portugal y el Río Agueda. Ambos siguen direcciones tardihercínicas muy norteadas y como ya hemos comentado dan origen a profundos encajamientos.

5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.3.1. Estudio Morfoestructural

Dentro del marco geomorfológico regional, la Hoja de Villar de Ciervo se sitúa en el borde norte de la cuenca terciaria de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Este borde constituye un zócalo arrasado que enlaza hacia el norte con la Penillanura Salmantino-Zamorana y hacia el sur y sureste es recubierto por los depósitos de la Fosa. Hacia el oeste queda limitado por los encajamientos o “arribes” del Río Turones.

La estructura geológica viene marcada por la presencia del basamento hercínico (rocas graníticas y metasedimentarias), que ocupa tres cuartas partes del área cartografiada, y de los materiales terciarios de la Fosa de Ciudad Rodrigo que afloran en el cuarto oriental de la Hoja. En esta zona de borde de cuenca los materiales graníticos y pelíticos del basamento exhumado, dan lugar a planicies bajas, mientras que los sedimentos terciarios ocupan una posición más elevada, marcada por la conservación de superficies erosivas y aterrazamientos más antiguos. Solamente las cuarcitas ordovícicas de la Sierra de Camaces constituyen un relieve elevado por encima de la paleotopografía de la cuenca.

Dentro del basamento hay que destacar que su mitad septentrional está prácticamente ocupada por rocas graníticas que intruyen en las rocas metasedimentarias aflorantes en su mitad meridional. En los granitos, las *fracturas* tardihercínicas (21 en la cartografía geomorfológica) de dirección NNE-SSO frecuentemente se encuentran rellenas por *diques* de cuarzo (“sietros”, 18 en la cartografía geomorfológica). Otras manifestaciones de la tectónica frágil, con expresión morfológica, son las zonas afectadas por un intenso *diaclasado* (19 en la cartografía geomorfológica). Las direcciones tardihercínicas tienen gran influencia morfogenética, ya que al encauzarse los ríos y arroyos siguiendo las zonas de fractura, modelan los restos de superficies que quedan colgados en los interfluvios según esas mismas directrices.

Dentro del conjunto metasedimentario, predominan los materiales pelíticos del Cámbrico inferior, con intercalaciones poco potentes de carbonatos y conglomerados que dan pequeños resaltes morfológicos en forma de *cuesta* (20 en la cartografía geomorfológica). En la esquina sureste de la Hoja aparecen potentes bancos de cuarcitas ordovícicas en la terminación de un sinclinal ONO-ESE de primera fase hercínica, discordantes sobre el Cámbrico inferior. Es en estas cuarcitas donde adquieren mayor desarrollo las formas estructurales del tipo *cuesta*.

5.3.2. Estudio del modelado

5.3.2.1. 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. Partiendo de ello se establecen diferentes elementos, a veces muy autónomos:

Aluvial y terraza actual (1 en la cartografía geomorfológica). Corresponde al depósito de fondo de valle de los cursos de agua, siendo en la zona de escaso desarrollo. Se encuentran definidos allí donde las corrientes fluviales tengan suficiente entidad para transportar y depositar materiales.

Terrazas (2 en la cartografía geomorfológica). Se corresponden con llanuras aluviales pretéritas que han quedado colgadas por la acción erosiva de la dinámica fluvial. Estas formas se relacionan con depósitos aluviales de diferentes edades:

Dos episodios de aluvionamiento supuestamente oligocenos, el más reciente ligeramente encajado bajo el anterior marcando surcos ESE-ONO. Se sitúan entre los 770 y los 800 m de cota, descendiendo suavemente desde los contrafuertes de la Sierra de Camaces hacia el oeste. Estos aterrazamientos ocupan una posición culminante en el borde de la cuenca, se extienden discordantemente sobre los depósitos arcósicos oligocenos infrayacentes y llegan a apoyarse directamente sobre el zócalo hercínico. Por tanto, consideramos que están marcando el biselado y vaciado hacia el Atlántico de este borde de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Ocupan gran extensión en el margen oriental de la Hoja y debían extenderse hacia el oeste o noroeste, hacia el Duero y el Océano Atlántico.

Un nuevo episodio finimioceno a pleistoceno situado a +10 m sobre los cauces actuales, ya ligado a una red de drenaje más definida, y que hemos denominado terrazas altas. Se localizan en la margen izquierda del arroyo de Rivera de la Granja, al este de la Casa del Corcho. Por debajo se encuentra otro nivel, terraza media, a +3 m de los cauces actuales, de edad estimada Pleistoceno a Holoceno. Se encuentran en la margen izquierda de Rivera de Campos Carniceros, a la altura de Hoyorredondo y Majada del Espino. Un último nivel de terraza, terraza baja, a +1 m de los cauces actuales y de edad estimada del Holoceno, se haya representado en diversos cursos, como el Rivera de Dos Casas, el Rivera de Campos Carniceros, el Arroyo de Larios y el Rivera de Campanero.

Terrazas erosivas (3 en la cartografía geomorfológica). Corresponden a pequeños replanos en la margen izquierda del arroyo de Rivera de la Granja, a la altura de Casa de los Gañanes y al noroeste de la Hoja junto a los ríos Agueda y Rivera de Dos Casas. En ellos aflora el sustrato entre pequeñas acumulaciones de arenas sueltas de origen fluvial. Su altura respecto al cauce es variable y representan, junto a las terrazas bajas, el último episodio de erosión - agradación antes de la incisión lineal de los cauces actuales, por lo que su edad debe ser del Holoceno.

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.

Erosión en regueros (6 en la cartografía geomorfológica). Formas erosivas generadas por procesos de escorrentía semiconcentrada o concentrada, limitada a la incisión ligera en las laderas.

Gargantas y encajamientos de la red. Son formas de incisión lineal que 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.

Según sea la morfología se diferencian: *gargantas*, desarrollo vertical mucho mayor que su anchura, aún cuando ésta pueda presentar suficiente amplitud para albergar un fondo aluvial o mixto; su representación cartográfica corresponde al de cambios bruscos de pendiente (ver epígrafe de Formas de ladera). *Incisiones lineales* (7 en la cartografía geomorfológica), formas básicamente erosivas propias de un modelado de disección a favor de arroyos.

Dentro de la Hoja, los ejemplos de gargantas e incisiones lineales son muy abundantes, de los primeros cabe destacar el río Agueda a lo largo de toda su trayectoria por la Hoja, en el que se destacan dos etapas de incisión marcadas por un cambio de pendiente brusco en las laderas de sus márgenes y, la del río Turones, si bien en esta Hoja no es tan espectacular como la de su vecino el Agueda, siendo más suavizada, si bien con una diferencia de altura respecto a la cota general de la Hoja importante.

Como incisiones lineales tenemos la del arroyo de la Rivera de las Casas desde el Pico de Valdecañada hasta la población de Puerto Seguro, el arroyo de la Rivera de Campos y su afluente el Regato de la Peña de Bañobárez y, en general, en mayor o menor grado toda la red fluvial de la Hoja.

5.3.2.2. *Formas endorreicas*

Áreas endorreicas: Navas (7 en la cartografía geomorfológica). Se trata de zonas deprimidas con fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos. Su cronología es difícil de establecer, ya que muchas de ellas han podido funcionar a lo largo de todo el Cuaternario e incluso lo siguen haciendo actualmente.

5.3.2.3. *Formas poligénicas*

Dentro de las formas poligénicas adquieren especial relevancia las *superficies de erosión*, que definen a grandes rasgos la morfología de la zona. 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 e inclinadas hacia el oeste.

Dentro de la Hoja que nos ocupa pueden diferenciarse cinco de estos niveles de superficies S_2 a S_6 , que corresponden al proceso de captura del borde occidental de la Cuenca del Duero por la red atlántica.

- *Superficie S_2* (9 en la cartografía geomorfológica): Tiene su mayor representación en la mitad E del área cartografiada, formando un escalón elevado con la vecina Hoja de La Fuente de San Esteban (501). Se trata de una superficie de arrasamiento desarrollada sobre los materiales metamórficos y graníticos que desciende hacia el noroeste desde los 800 m que debe alcanzar en su entronque con la Sierra de Camaces, hasta los 780 metros en el área de Columbrana. Se relaciona regionalmente con la base del más alto de los depósitos de aterrazamiento oligoceno y en esta Hoja aparece prácticamente recubierta por estos materiales, aflorando sólo donde han sido desmantelados por la erosión. Se encuentra desarrollada tanto sobre el basamento como sobre las arcosas oligocenas, a cuya base corta en este borde de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Su edad, atendiendo a las correlaciones realizadas en el capítulo de estratigrafía, debe ser oligocena superior.

- *Superficie S_3* (10 en cartografía): Se sitúa entre los 780 y los 750 metros de altitud, desarrollada tanto sobre el basamento como sobre las arcosas oligocenas. Constituye la base, localmente exhumada, de un segundo episodio de aterrazamiento, también probablemente oligoceno, encajado ligeramente respecto al anterior. Tanto la superficie erosiva como los depósitos asociados se disponen en paleosurcos de dirección ESE-ONO por donde ahora discurren encajados los arroyos Rivera de Campos Carniceros y Rivera de La Granja, que aparentemente debían confluir sobre la directriz N-S que marca el actual Río Agueda. Su edad debe corresponder asimismo al Oligoceno superior.
- *Superficie S_4* (11 en cartografía): Presenta retazos distribuidos por casi toda la superficie de la Hoja, estando labrada tanto sobre el basamento como sobre los depósitos terciarios. Se dispone suavemente inclinada hacia el oeste o noroeste, entre los 770 m de la zona del Hombro del Caño, en el NE de la Hoja y los 740 m en la margen del Río Turones. En cuanto a su edad, esta superficie aparece regionalmente relacionada con depósitos aluviales de edad Mioceno superior - Plioceno; en la Hoja de Villar de Ciervo debido a su posición topográfica podemos correlacionarla con los depósitos de terraza alta del Rivera de Campos Carniceros, de similar edad. Sus relaciones con los depósitos en facies rojas del

Mioceno inferior no son claras, por lo cual debemos extender el posible límite inferior de la edad de esta superficie hasta el comienzo del Neógeno.

Entre los 740 metros de la Dehesa de Campaneros y los 710 metros del Teso de las Carrascas, suavemente inclinados hacia el noroeste, se localizan los restos de la *superficie* S_5 (12 en cartografía). Su distribución refleja una red de drenaje ya muy similar a la actual. Se encuentra desarrollada principalmente sobre los granitos y metasedimentos del basamento, aunque en el sureste de la Hoja, donde esta superficie presenta mayor altitud y la base de las arcosas se haya a menor cota, llega a afectar a los depósitos oligocenos. Su edad, por situarse entre superficies de edad neógena y las terrazas cuaternarias, y por los depósitos de glaciares en facies ocreas que lleva asociada en otras Hojas (e.g. Vilvestre), debe corresponder al Plioceno o al Pleistoceno.

- *Superficie* S_6 : Esta unidad (13 en cartografía) queda representada en la Hoja de forma reducida, ligándose principalmente su desarrollo a los antiguos valles del Río Agueda y del Rivera de Dos Casas. Su cota oscila grandemente entre los 680 y los 640 metros, apareciendo bastante degradada y fraccionada por el encajamiento de estos cursos de agua. La edad que hemos estimado para la unidad es del Pleistoceno al comienzo del Holoceno.

Otras formas poligénicas descritas también en otros lugares (MARTÍN RIDAURA, 1986; PEDRAZA *et al.*, 1989) son los *berrocales*, que presentan en la Hoja que nos ocupa una gran extensión. Es sin duda uno de los estadios evolutivos más maduros de un paisaje granítico, y constituye uno de los pasos en la degradación natural de dicho paisaje. La génesis de estas formas hay que relacionarla con la concurrencia de dos o más tipos de diaclasado, en general el curvo y subvertical, el primero da lugar a lanchas mientras el segundo genera bloques paralelepípedicos, 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, en general estas formas pueden desarrollarse sobre cualquier tipo de roca granítica, aunque su desarrollo más espectacular para esta zona se produce sobre granitos biotíticos porfídicos.

En cuanto a la edad no podemos concretar, pues no existen depósitos correlativos que nos limiten temporalmente y por tanto pueden tener cualquier edad, siendo un elemento heredado en sucesivos procesos de alteración y generación de superficies, que actualmente está produciendo descamaciones y alteraciones, que hacen evolucionar este berrocal.

Los *relieves residuales* son otra de las formas poligénicas que se han podido diferenciar en el estudio geomorfológico del área. Principalmente son de tres tipos inselberg: cónicos, dómicos y lineales. En todos ellos, su edad de formación se inscribe entre la de las superficies que los acoten.

- Inselberg cónicos (15 en cartografía): se suelen desarrollar allí donde un elemento estructural genera una resistencia puntual a la erosión. Los mejores ejemplos son los de Lancha de Los Ferreiros (717 m), Las Cumbres (732 m) y Lancha Blanca (758 m).
- Inselberg dómicos (16 en cartografía): 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, por ejemplo el Teso de La Garagalla (746 m).

- Inselberg lineales (17 en cartografía): son relieves residuales lineales de resistencia, en general sustentados por diques de cuarzo (sierros), por lo que tienden a presentar una dirección NNE-SSO. Buenos ejemplos son los del Picón de la División (677 m), La Serna (sobre 720 m), Atalaya (774 m) y El Guijo (756 m).

5.3.2.4. *Formas de Ladera*

En relación a los *coluviones* (22 en la cartografía geomorfológica), hemos diferenciado dos tipos según edad. Por un lado tenemos los coluviones ligados a escarpes, encajamientos y relieves residuales, cuyo desarrollo parece más o menos ligado a la progresión holocena del encajamiento de la red fluvial, y por otro tenemos un coluvión antiguo situado en la vertiente norte de la Sierra de Camaces, cuya posición dentro del esquema morfodinámico, por encima de las superficies cuaternarias y sin relación con las incisiones actuales, lo hacen posiblemente adscribible al Neógeno - Pleistoceno.

Los *canchales* (23 en la cartografía geomorfológica), son también formas con depósito generadas por procesos gravitacionales. Su desarrollo tiene un fuerte control litológico, limitándose a los afloramientos de cuarcitas de la Sierra de Camaces que aportan gran cantidad de fragmentos angulosos de esta roca y una práctica ausencia de matriz. Suelen tener una escasa continuidad longitudinal, apareciendo muchas veces como lenguas de derrubios con tendencia a encauzarse por valles paralelos a las pendientes. Su edad es del Holoceno más reciente e incluso con movilidad actual.

Dentro de las *rupturas bruscas de pendiente* (24 en la cartografía geomorfológica) han sido representadas únicamente las de mayor magnitud, es decir, las asociadas a los encajamientos más recientes de la red (¿Pleistoceno?), si bien, cada límite de superficie morfológica viene a corresponder con un escalón morfológico y un cambio de pendiente asociado.

5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

5.4.1. **Alteraciones**

Dentro de la Hoja de Villar del Ciervo hemos diferenciado dos tipos de alteraciones, por un lado la alteración de los materiales graníticos que da lugar a un lehm (B en la cartografía geomorfológica), que se sitúa principalmente en el norte de la Hoja, destacando la esquina NE; esta alteración crece en importancia en las Hojas vecinas de Lumbrales y Villavieja de Yeltes. Por otro lado, tenemos una alteración de tonos rojos (E en la cartografía geomorfológica) que produce la rubefacción y argilización del sustrato, localizada en manchas a lo largo de toda la Hoja. La mancha más septentrional se sitúa en las cercanías del Pico de la Decisión, la más meridional al norte de la población de Martillán; apareciendo otra en el área de Aldeanueva de Portanovis en relación con los depósitos de edad mioceno inferior.

A la primera de las alteraciones citadas no la podemos atribuir edad por la falta de depósitos asociados y su escasa relación con otros depósitos sedimentarios, en realidad puede

tener cualquier edad. En relación con la segunda cabría asignarla al Mioceno inferior, relacionándola de este modo con los depósitos rojos de la Fosa de Ciudad Rodrigo (CANTANO y MOLINA, 1987).

5.4.2. Depósitos fluviales

Depósitos arcósicos oligocenos

Los depósitos arcósicos oligocenos (A en la cartografía geomorfológica) cuya descripción ha sido ya realizada en el capítulo de estratigrafía (UTS P3, Tramo arcósico), se presentan en la Hoja de Villar del Ciervo rellenando un paleosurco entre el basamento granítico-metasedimentario más o menos arrasado que se extiende hacia el oeste y noroeste y el fuerte relieve residual que forma la sierra cuarcítica de Camaces. Dada la inclinación de la base erosiva del depósito y su naturaleza arcósica, el área fuente principal de los aportes debía corresponder a los afloramientos graníticos del borde occidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Por tanto, el funcionamiento de la cuenca es endorreico para el momento de su deposición.

Depósitos conglomeráticos oligocenos

Por encima de los depósitos arcósicos oligocenos aparecen unos materiales conglomeráticos (C en la cartografía geomorfológica) cuya descripción litológica, características sedimentológicas y posible adscripción cronológica al Oligoceno superior han sido ya tratados en el capítulo de estratigrafía (UTS P3, Tramo conglomerático).

Se trata de aluvionamientos poco potentes (1 - 9 m) pero posiblemente con una gran extensión a escala regional, discordantes tanto sobre el terciario como sobre el basamento hercínico y suavemente inclinados hacia el oeste o noroeste, encauzándose por paleosurcos hoy ocupados por importantes colectores de la red fluvial. Se componen de dos niveles de aterrazamiento; el más alto se preserva principalmente en interfluvios de dirección ESE-ONO y su base erosiva se correlaciona con la superficie que hemos denominado S_2 . El segundo aterrazamiento, que localmente se puede observar articulándose en forma de glacis con el más elevado, se haya encajado bajo éste del orden de los 20 m y su base erosiva es correlacionable con la superficie S_3 . Esta distribución de los depósitos más altos del Oligoceno implica para esta época el funcionamiento exorreico del borde occidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo, es decir, el establecimiento de una red de drenaje hacia el Atlántico que debía corresponder con el primitivo Río Agueda.

Depósitos de terraza

El progresivo encajamiento de la red de drenaje durante el final del Terciario y el Cuaternario deja como testigos tres sucesivos niveles de terrazas, alta, media y baja (G, H y J respectivamente en la cartografía geomorfológica), cuyas características han sido ya tratadas en el capítulo de estratigrafía. El más alto de ellos, de una edad posiblemente plio-pleistocena o tal vez

incluso miocena superior, puesto que no hay registro estratigráfico desde el Mioceno inferior, es posiblemente correlacionable con el nivel marcado por la superficie S_4 . Los siguientes niveles, de edades Pleistoceno-Holoceno y Holoceno, respectivamente, no guardan unas relaciones cartográficas claras con las superficies cronológicamente más cercanas, S_5 y S_6 .

Depósitos aluviales recientes

Dentro de este epígrafe podemos englobar los depósitos fluviales recientes, tanto los de fondo de valle como los conos de deyección (K en la cartografía geomorfológica), cuyas características han sido ya tratadas en el capítulo de estratigrafía. Constituyen un exiguo elemento morfogenético, ya que durante el Holoceno cobran mayor preponderancia los procesos de erosión frente a los de agradación. De hecho, los principales cauces del área de la Hoja no presentan depósitos recientes de importancia salvo en sus tramos más altos o en colectores secundarios, donde todavía no han sido alcanzados por la erosión remontante.

5.4.3. Depósitos gravitacionales

Los depósitos más antiguos a los que suponemos un origen tal vez gravitacional son las lutitas rojas con cantos de la UTS N1, de edad Mioceno inferior (D en la cartografía geomorfológica). Sin embargo, a causa de su limitado afloramiento en esta Hoja, la única información morfodinámica que podemos obtener es su encajamiento hacia el Río Agueda, unos 50 m por debajo del techo del Oligoceno, corroborando el carácter exorreico y atlántico del drenaje a partir del Oligoceno.

El coluvión antiguo de la Sierra de Camaces (F en la cartografía geomorfológica) aparece marcando el nivel de base de la red fluvial para el final del Neógeno - principios del Cuaternario, unos 60 - 70 m por debajo del techo de los depósitos oligocenos.

Los coluviones y canchales de edad holocena (I en la cartografía geomorfológica), son depósitos de escasa repercusión geomorfológica en esta Hoja.

5.4.4. Depósitos endorreicos: navas

Los depósitos de zonas endorreicas o navas (L en la cartografía geomorfológica) aparecen ligados a superficies morfológicas de diferente edad, es decir, allí donde la baja pendiente posibilita los fenómenos de retención de agua. Su desarrollo es, por tanto, relativamente independiente de la evolución de la red fluvial.

5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El arrasamiento del edificio orogénico hercínico concluye con la creación de una gran morfoestructura peneplanizada de edad mesozoica a paleógena. Esta superficie compleja, pues

puede resultar de la superposición de varias superficies de distinta edad, es la Penillanura Fundamental de la Meseta (SOLÉ SABARIS, 1952). El labrado de esta estructura peneplanizada va acompañado de importantes procesos de alteración y degradación del sustrato bajo un clima de sabana (SOLÉ SABARIS, 1958; MOLINA y JORDÁ, 1982; MARTÍN-SERRANO, 1988).

Los tiempos alpinos traen consigo el levantamiento de la morfoestructura, su desmembramiento en bloques levantados y hundidos y el comienzo del rejuvenecimiento del relieve. Tras formarse la Cuenca del Duero, se individualizan cuencas de direcciones NE-SO, como la Fosa de Ciudad Rodrigo, que presenta una morfología en semigraben, con un borde norte pasivo (área a la que pertenece la superficie de la Hoja de Villar del Ciervo) y un borde sur tectónicamente activo. Esta zona del borde noroeste de la Fosa presentaba una morfología peneplanizada suavemente inclinada hacia el SE sobre la que destacaba el relieve residual de las cuarcitas de la Sierra de Camaces.

La ausencia de depósitos terciarios anteriores al Oligoceno 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. No es hasta el Oligoceno cuando la progradación de los materiales de relleno de la Fosa de Ciudad Rodrigo recubre esta zona del borde de la cuenca.

Hacia el final del Oligoceno, 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. La disposición de los aterrazamientos de conglomerados oligocenos, o de sus correspondientes superficies erosivas (S_2 y S_3), en niveles escalonados que se hunden progresivamente hacia el O (hacia el río Agueda) implican un descenso continuado del nivel de base del sistema fluvial.

Durante el Neógeno y el Cuaternario, continúa el encajamiento de la red de drenaje como consecuencia de la erosión remontante del Duero desde el Atlántico (MARTÍN-SERRANO, 1991). Durante esta etapa se labran las superficies S_4 (posiblemente en relación con los depósitos finineógenos de terrazas ocres y coluviones antiguos), S_5 y S_6 , y se depositan las últimas terrazas cuaternarias y los aluviales subactuales.

5.6. PROCESOS ACTUALES

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.

Otros procesos morfogenéticos activos son los de descamación, arenización y formación de berrocal en las áreas graníticas; y en las laderas de la Sierra de Camaces, los derrubios de

bloques cuarcíticos que forman los canchales, dada su inestabilidad por la ausencia de una matriz empastante, están sujetos a posibles movimientos.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Tiempos Precámbricos (Precámbrico terminal a Véndico-Cámbrico)

Hay evidencias de una tectogénesis Cadomiense en el Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centroibérica: A) Las discordancias entre el Alcudiense Inferior y el Superior (BOUYX, 1970; ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1983), las mismas que entre el Grupo Domo Extremeño (o su equivalente Serie Inferior del Domo de las Hurdes) y los Grupos Ibor (o Serie Intermedia) y Valdelacasa (que comprende entre otras a la Serie Superior de ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988). B) El volcanismo o plutonismo asociado, como la presencia de ortogneises pre-hercínicos en la Antiforma de Martinamor (GONZALO *et al.*, 1975) o en la Antiforma de Castellanos (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992). C) Una sedimentación de tipo “flysch” relacionada con depósitos sinorogénicos en una margen pasivo (cuenca de antepaís) (QUESADA, 1990).

Tiempos Preordovícicos

Considerando las descripciones y correlaciones establecidas en el Dominio de los pliegues verticales (ver apartados 1.1. y 1.2.), con posterioridad al plegamiento de los materiales del Domo de las Hurdes (Serie Inferior o Domo Extremeño) y durante la sedimentación del Grupo Valdelacasa (Serie Superior) habría una estructuración del área por efecto de grandes fallas normales, que controlarían la sedimentación del Grupo Valdelacasa anteriormente citado (ORTEGA *et al.*, 1988). Estos movimientos se interpretan como relacionados con una tectónica de bloques (Mc DOUGALL *et al.*, 1987).

La fase sárdica adquiere cierto desarrollo en la zona de estudio y colindantes, donde provoca un basculamiento generalizado (podría ser el flanco de un gran pliegue) de los materiales véndico-cámbricos hacia el S y produce pliegues suaves sinquistosos que podrían ser consecuencia del rejuego en dirección de las fallas normales citadas anteriormente. Recientemente se atribuye un carácter extensional a esta deformación en la que se generarían basculamientos y semigrabens ligados a las fallas normales, que también explicarían la distribución irregular de los depósitos del Ordovícico Inferior, así como los cambios de potencia o de facies de estas series (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992).

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

Tiempos Ordovícicos, Silúricos y Devónicos

Sobre el irregular paleorrelieve generado por las deformaciones previas y erosión subsiguiente a la etapa de deformación preordovícica se produce la transgresión postcámbrica.

GUTIERREZ MARCO *et al.* (1990) agrupan los diversos episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el Hiperciclo postcámbrico, en la Zona Centroeibérica, en dos grandes unidades: la primera que va, desde el Ordovícico inferior al Carbonífero inferior y que incluye tres megasecuencias de materiales preorogénicos y sinorogénicos tempranos y la segunda que comprende el Carbonífero Medio y Superior y es una megasecuencia de materiales postorogénicos.

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

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

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

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

Tiempos Hercínicos

Los materiales hasta aquí depositados (y conservados) tanto precámbrico como paleozoicos son deformados durante la Orogenia Hercínica. Esta orogenia es de carácter polifásico (tres fases principales de deformación y algunas estructuras más tardías y menos importantes) y va acompañada de metamorfismo y plutonismo. Las características de la primera fase (D_1) se han descrito en el capítulo de Tectónica. Durante ella, la región sufre un fuerte acortamiento NNE-SSO y el metamorfismo M1, de bajo grado, comienza con esta fase y alcanza su máximo desarrollo en la interfase D_1 - D_2 .

Las características de la segunda fase (D_2) también se describen en el apartado de tectónica. Esta fase representa un acortamiento subvertical de intensidad creciente hacia las zonas pro-

fundas, que origina un aplastamiento importante. Este aplastamiento tiene una componente de cizalla simple, que implica un movimiento hacia el E de las zonas superiores respecto a las inferiores. Con un poco de retraso respecto a esta fase y hasta la sin-tardi fase 3 (D_3) se desarrolla a escala regional (no en el área de estudio) un metamorfismo M2 de menor presión y mayor temperatura, en el que se pueden alcanzar condiciones de sillimanita-feldespato potásico.

La tercera fase (D_3) pliega las estructuras previas y puede originar figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967). En áreas próximas pliega las isogradas del metamorfismo M1. En el área de estudio (no regionalmente) hay una cierta retrogradación durante las deformaciones D_3 y D_4 .

El Batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez es sin- a tardicinemático respecto a D_4 , siendo el Macizo granodiorítico de Bañobárez precoz respecto al de Villar de Ciervo.

La cuarta fase de deformación afecta a todos los materiales descritos.

Tiempos tardihercínicos

La región fue afectada por la fracturación tardihercínica siendo el sistema más evidente el de dirección $N40^\circ$ E sinistral, PARGA (1969). Estas fallas han podido jugar posteriormente en tiempos alpinos y hasta recientes como normales o inversas ej. la que afecta al Terciario al N del Sinclinal de Endrinal, que presenta escarpes recientes.

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 SABARIS, 1958; MOLINA y JORDÁ, 1982; MARTÍN-SERRANO, 1988).

El zócalo hercínico que había permanecido estable durante el Mesozoico comienza, a finales del Cretácico, va a notar los primeros pulsos de la orogenia Alpina, que 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 procedentes del N y NE (UTS P3 Tramo arcósico).

La disposición de los materiales del techo de la UTS P3 (Tramo conglomerático) en niveles escalonados que se hunden progresivamente hacia el O (hacia el río Agueda) es consecuencia de la captura progresiva de la Cuenca por la red fluvial atlántica desde el final del Oligoceno.

Probablemente, una nueva reactivación de los frentes de sierra, marcaría la entrada del Neógeno en la Fosa de Ciudad Rodrigo. En este periodo (UTS N1) continua el encajamiento de los sistemas aluviales, como lo atestigua la disposición topográficamente más baja de sus depósitos con respecto a los del Paleógeno.

Durante el cuaternario la evolución geológica del área está marcada por la continuidad de los procesos de erosión y encajamiento de la red fluvial; y localmente por procesos de sedimentación que dejan testigos (terrazas) de los sucesivos pulsos de encajamiento.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios y depósitos de este grupo, en la presente Hoja, corresponden a mineralización de W, Sn y Li. En general, están representados por pequeñas labores artesanales en gran parte consecuencia de la fiebre del wolframio de los años 40, aunque la mayor explotación minera está definida por el "Grupo Minero Aurora" (S.O. de Barquilla) para recuperación de Sn y Li, explotada durante varias décadas de este siglo por compañías extranjeras. Minera de Duero, durante los años 80, investigó dicho grupo minero recuperando las labores antiguas.

Wolframio

La mayoría de los indicios de esta Hoja corresponden a esta sustancia, y presentan una gran similitud, tanto en su morfología como paragénesis.

Se trata de haces de filones de cuarzo subparalelos, situados en torno al contacto del granito de Villar de Ciervo con el metamórfico encajante, sea en situación intratolítica o extratolítica, y con direcciones, a grandes rasgos, similares a dicho contacto (N 80° E a N 110° E). Los buzamientos presentan una distribución simétrica, según su situación con respecto al granito: los filones situados al N del granito (Indicios 1, 2, 3 y 5) buzaban al sur (45° a 75°) y los situados al S del granito buzaban al norte (35° a 70°) (Indicios 7, 8, 9, 10, 11, 12, 14, 15 y 16). Los filones son en general de poca potencia (2 a 25 cm), separados aproximadamente 1 m, y con corridas máximas de 100 metros.

La paragénesis metálica es arsenopirita (mineral más abundante), pirita, scheelita, wolframita y casiterita, predominando en general la scheelita sobre la wolframita, y pudiendo faltar uno o varios de estos minerales en cada caso concreto.

Las alteraciones más frecuentes son silicificación, moscovitización y turmalinización, en una banda de pocos centímetros en las salbandas de los filones.

LÓPEZ PLAZA (1982), considera estos filones como rellenos, por fluidos hidrotermales, de diaclasas tensionales y de dilatación en zonas marginales o apicales, debidas al enfriamiento del propio granito.

Según la clasificación de GONZALO y GRACIA (1985, 1987) para los yacimientos de Sn y W del oeste de España, estos indicios corresponden al grupo de "filones de cuarzo complejos", en los que la mineralización se encuentra en enjambres o haces de filones ("swarms") con una dirección predominante y buzamientos más o menos constantes.

Estaño

Los únicos indicios representativos de esta sustancia, aparte de que la casiterita se encuentre como accesorio en los indicios del grupo anterior, son los correspondientes al Grupo Minero Aurora: Indicio nº 19 (Mina Inesperada) y nº 20 (Mina Aurora).

La roca encajante está constituida por esquistos con niveles calcosilicatados, cuarcitas y calizas de la Serie Superior, afectados por procesos de silicificación y excepcionalmente moscovitización en las salbandas de los filones.

Presenta una morfología filoniana: Filones de cuarzo blanco lechoso de dirección N15° E/30°-45° E, de 1 a 60 cms de potencia y corrida de hasta 350 m.

La paragénesis está constituida, además de cuarzo, por casiterita, amblligonita y sulfuros accesorios.

Según la clasificación de GONZALO y GRACIA, (1985, 1987) corresponde al grupo de "Filones de cuarzo individualizados".

Litio

La presencia de minerales de litio (fundamentalmente amblligonita) es importante en los indicios del grupo minero Aurora, aunque no existe referencia expresa de su beneficio. Diferente a dichos indicios, es el indicio nº 17 (sur de Aldea del Obispo) en el que la mena de litio está constituida por micas-Li (con eucryptita y casiterita accesorios) encajando en una pegmatita bandeada subhorizontal, de al menos 1 m de potencia y unos 300 m de corrida.

7.1.2. Minerales energéticos

Cuatro son los indicios de uranio que hemos considerado en este trabajo (4, 6, 13, 18), aunque existen varias zonas con anomalías radiactivas, siendo el más importante la Mina

Esperanza (indicio nº 13), actualmente inactiva. Se encuentra situada al E de Villar de Ciervo, en el paraje Las Navas (término municipal de Villar de la Yegua).

Este yacimiento fue detectado a finales de los años 50 y explorado mediante pozos y galerías por la JEN en los años 60. Posteriormente, fue investigada mediante sondeos por ENUSA con el fin de determinar la extensión de la mineralización.

La mina Esperanza encaja en materiales de la Serie Superior, próxima al contacto con el granito de Villar de Ciervo, quedando situada dentro de la aureola de metamorfismo de contacto.

La mineralización se encuentra en brechas y fracturas de direcciones predominantes N160° E, N10° E y N45° E. La mena principal es la pechblenda, llevando asociados sulfuros de hierro y plomo, y dando numerosos secundarios de uranio por alteración supergénica.

Las hipótesis más recientes (ARRIBAS, 1985 y MARTÍN IZARD, 1989) sobre la génesis de estas mineralizaciones sugieren una lixiviación del U contenido en los niveles ampelíticos del CEG y su posterior deposición en zonas fracturadas y brechificadas relacionadas con la tectónica alpina.

7.1.3. Rocas industriales

Las explotaciones de rocas industriales de la Hoja se limitan a algunas pequeñas canteras de poca importancia de las cuales se extrajo roca (granito o pizarra) mediante labores artesanales y para uso exclusivamente local. Sin embargo, estas rocas muestran características favorables para su uso como Piedra Natural en construcción.

Granito

De los distintos cuerpos plutónicos aflorantes en la Hoja, dos de ellos tienen cierto interés industrial como roca ornamental. El primero es la granodiorita de Bañobárez; se trata de una roca biotítica, de grano grueso, porfídica, cuyos megacristales de feldespato alcanzan los 10 cms de longitud. Son frecuentes los enclaves básicos microgranudos.

Su valor ornamental es medio-bajo debido a que se trata de una facies de granito gris común. Su canterabilidad en algunos puntos es buena, como por ejemplo cerca del vértice Ferreiro con coordenadas $x=648.85$, $y=4520.95$, (indicio 21) donde el sistema de fracturas verticales permite obtener bloques naturales con una base cuya superficie media es de más de 10 m².

Otro granito interesante, aunque es también una facies común de granito gris, por lo cual su valor ornamental es medio, es el granito de Villar de Ciervo.

Se trata de un granito biotítico con cordierita y andalucita, de grano medio, porfídico, con fuerte orientación de los megacristales, que presenta pocos cambios de facies.

En la carretera de Puerto Seguro existen varios macizos con buena canterabilidad, alguno de ellos casi sin fracturas ($x=691.4$, $y=4516$), como el indicio nº 22 considerado.

Ambos granitos han sido estudiados y valorados para su uso como roca ornamental por el IGME (1985).

Pizarra

Las pizarras limolíticas del Cámbrico inferior pueden ser utilizadas como rocas de construcción (mampostería, pavimentos, revestimientos), no siendo adecuadas para su uso como pizarras para cubiertas.

Han sido explotadas de forma artesanal en las cercanías de Serranillo ($x=696.350$, $y=4504.1$) (indicio nº 23) y de Barquilla ($x=691.0$, $y=457.1$). En las cercanías del Puente de Siegaverde ($x=698.8$, $y=4508$) aflora una capa de unos 40 m de potencia de pizarra limolítica gris, cuya foliación primaria, a pesar de estar ligeramente afectada por una foliación de crenulación secundaria, permite que la roca sea hendida o exfoliada en planchas de 1 cm de grosor, aproximadamente.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

En general, las precipitaciones en la cuenca del Duero se caracterizan por la irregularidad en cuanto a la 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. En la Hoja, la precipitación media se encuentra comprendida entre 600 y 700 mm/año. (Fig. 13), con isomáximas para un período de 24 horas que varían entre 50 y 100 mm.

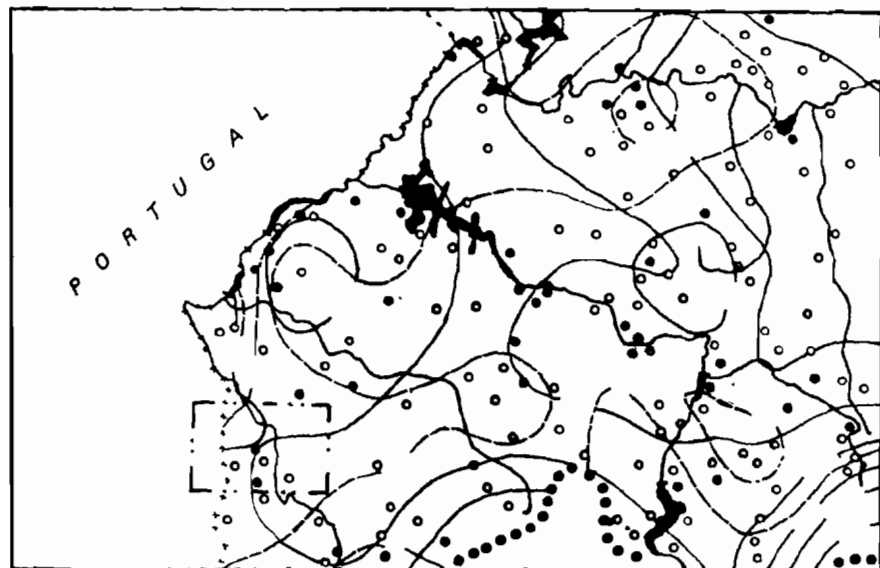
La temperatura media anual oscila entre 12 y 13°C, coincidente con la de la cuenca hidrográfica (Fig. 13) y la evapotranspiración potencial media calculada según el procedimiento de Thornwaite está comprendida entre 700 y 750 mm.

El clima según la clasificación de Papadakis, es Mediterráneo Templado, con temperaturas rigurosas y precipitaciones escasas. Por el régimen de humedad predomina en la zona el tipo climático Mediterráneo seco. Sólo en algunas áreas montañosas cambia a Mediterráneo húmedo.

7.2.2. Hidrología Superficial

El principal cauce que recoge la aportación hídrica, fundamentalmente la escorrentía superficial, es el río Agueda, cuyas aguas están reguladas por el embalse del Agueda, que se encuentra situado aguas arriba y fuera de los límites de la Hoja.

ESQUEMA REGIONAL DE ISOYETAS E ISOTERMAS



ESCALA 1:1.200.000 (Extraído 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).
- Límite de cuenca.
- · - · - Límite de hoja considerada 1:50.000.

Fig. 13. Esquema regional de isoyetas e isotermas
(Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero, MOPU).

7.2.3. Características Hidrogeológicas

Los materiales dominantes en la Hoja, principalmente granitos y rocas del paleozoico, no constituyen acuíferos de entidad regional dadas sus características litológicas que les confieren un comportamiento básicamente impermeable o de baja permeabilidad (Fig. 14).

No obstante cabría admitir en los granitos una permeabilidad asociada tanto al desarrollo de fracturas como a la existencia de zonas de alteración, si bien las captaciones existentes aportan caudales que no superan los 2 l/s.

Por lo que se refiere a los afloramientos paleozoicos, deben considerarse impermeables por su propia naturaleza, con excepción de las cuarcitas de la sierra de Camaces, que por su fracturación pueden dar lugar a surgencias locales en la mayoría de los casos de carácter estacional.

Es importante destacar, que afloran sedimentos terciarios que pueden constituir depósitos de interés hidrogeológico y que se distribuyen a lo largo del borde Este de la Hoja. Dichos sedimentos se sitúan dentro de la fosa de Ciudad Rodrigo, que constituye una de las subcuencas asociadas a la Cuenca del Duero en su extremo más meridional. En los sedimentos terciarios se ha diferenciado la Unidad Arcósica, Conglomerática y la Lutítico-Conglomerática Roja.

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

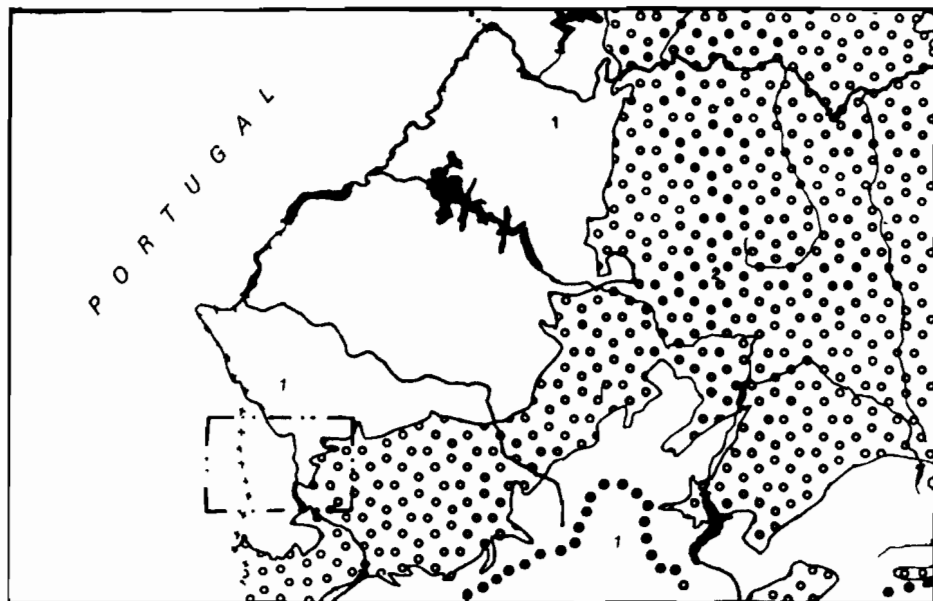
- Terrazas con una permeabilidad debida a porosidad intergranular variable en función del contenido de arenas.
- Aluviales y Conos de deyección que constituyen depósitos de escasa potencia, restringidos a los lugares en los que el cauce se encuentra poco encajado en el sustrato. Los conos de deyección se sitúan en la salida de encajamientos de poco recorrido y escasa incisión.
- Coluviones con una composición litológica variada y en ciertos casos difícil de separar del depósito terciario.

En la 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.

En la Hoja existen numerosos puntos de agua, la mayoría de los cuales están constituidos por manantiales y pozos de diámetro intermedio con caudales de explotación reducidos y de escasa profundidad en general. Dichos puntos, cuyo resumen se adjunta en el cuadro 1, se sitúan preferentemente en zonas de alteración de 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 bicarbonatadas cálcicas y cálcico-magnésicas, excepto en el triángulo formado por los pueblos de Villar de la Yegua, Barquilla y Castillejo de Dos Casas, donde las facies predominantes son sulfatadas y bicarbonatadas magnésico-cálcicas.

ESQUEMA HIDROGEOLÓGICO REGIONAL



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.



— · · — Limite de hoja considerada 1:50.000.

Fig. 14. Esquema Hidrogeológico regional
(Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero, MOPU).

Este hecho podría explicarse teniendo en cuenta la existencia de yacimientos e indicios de pirita. Por otra parte, señalar la existencia de facies cloruradas cálcico-sódicas en el extremo suroriental de la Hoja, en la sierra de Camaces.

En general las aguas están muy poco mineralizadas, con un pH, normalmente ácido, entre 5,8 y 7,7 y conductividad eléctrica comprendida entre 30 y 551 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La dureza varía entre 6,7 y 230 ppm de calcio (en general son aguas blandas).

Todas las muestras analizadas se pueden calificar de potables con conductividades por debajo de 600 $\mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$.

8. BIBLIOGRAFÍA

ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973). "Presencia de una nueva fase de deformación, probablemente prelarínica en el NW y centro de la Península ibérica". *Stvd. Geol. Salmantica*, VI, págs. 29-48.

ALONSO GAVILÁN, G. y CANTANO, M. (1987). "La Formación Areniscas de Ciudad Rodrigo: Ejemplo de sedimentación controlada por paleorreliques (Eoceno, Fosa de Ciudad Rodrigo)". *Stvd. Geol. Salmantica*, 24, págs. 247-258.

ALONSO GAVILÁN, G. y POLO, M.A. (1986-87). "Evolución tecto-sedimentaria oligo-miocénica del SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Acta Geol. Hisp*, 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. Civis y M.F. Valle, *Actas de Palinología (Actas del VI Simposio de Palinología, A.P.L.E.)*, págs. 269-275. Universidad de Salamanca.

ALTHAUS, E. (1967). "The triple point andalusite - sillimanite - kyanite". *Contrib. Miner. Petrol*, 16, págs. 29-44.

ALTHAUS, E.; NITSCH, K.H.; KATOTKE, E. y WINKLER, H.G.F. (1970). "An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz". *N. Jb. Miner. Mh*, 7, págs. 325-336.

ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.J.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTERERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLÉ, F.J., (1988). "Unidades litoestratigráficas en los materiales precámbricos-cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centroibérica". Congreso Geológico de España. Comunicaciones Vol.1.

ÁLVAREZ NAVA, H. y ROBLES CASAS, R. (1988). "Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteguinaldo-Pastores, SO de Salamanca (Zona Centroibérica)". Congreso Geológico de España. Comunicaciones vol. 2

- ARNAIZ, J.; RUIZ, B. y RUIZ, J. (1989). "Update of uranium resources in Spain; U deposits in the Salamanca province". Technical committee meeting on Uranium resources and Geology en Europe. Sept. 1989. Czechoslovakia. (En prensa)
- ARNAIZ DE GUEZALA, J. (1990). "Geología del área de Ciudad Rodrigo". "Development of new multidiciplinary techniques for mineral exploration in sevelan areas of the western iberian peninsula". Vol II. ITGE-ENUSA-Universidad de Southampton (Reino Unido): Universidad de Salamamca (España).
- 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, Viena, págs. 211-234.
- ARRIBAS, A. (1987). "Sobre el origen de las mineralizaciones españolas de Uranio en rocas metasedimentarias". *Bol. Geol. Min*, XCVIII-V, págs. 705-711.
- ARRIBAS, A.; MARTÍN IZARD, A. y MONTES, J. (1983). "Las mineralizaciones de Uranio de la zona de Alameda de Gardón, y su posición en el contexto geotectónico de las pizarras del Oeste de la provincia de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVIII, págs. 201-224.
- BARRERA, J.L.; BELLIDO, F. y FLEIN, E. (1985). "Contact metamorphism in synkinematic two-mica granites produced by younger granitic intrusions, Galicia, NW Sapain". *Geol. en Mijnbouw*, 64, págs. 413-422.
- BASCONES ALVIRA, L.; RODRÍGUEZ ALONSO, MD.; GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C.; ROBLES CASAS, R.; ÁLVAREZ NAVA, H. y PICART BOIRA (1988). "Mapa Geológico de España" Escala 1:50.000 2ª Serie Hoja nº 550 (10-22) Fuenteguinaldo. *ITGE*.
- BIROT, P. (1937). "Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidental" *Ann. Geol. Paris*, XLVI, págs. 25-42.
- BOUSEILY, A.M.EL Y SOKKARY, A.A.EL (1975). The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16, págs. 207-219.
- BOUYX, E. (1970). "Contribution a l'étude des Formations Anteordoviennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Memorias. IGME*, 73, págs. 1-263.
- BRASIER, M.D.; PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M.A. (1979). "Discovery of an important fossilíferous Precambrian -Cambrian sequence in Spain". *Est. Geol*, 35, págs. 379-383.

- 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 (Portugal)". *Rev. Geol. Dynam. Geogr. Phys.*, 22, 1, págs. 51-63.
- CANTANO, M. (1982). "*Estudio Morfoestructural del área de Golpejas (provincia de Salamanca)*". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca. 59 págs.
- CANTANO, M. y MOLINA, E., (1987). "Aproximación a la evolución morfológica de la "Fosa de Ciudad Rodrigo" (Salamanca, España)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 82 (1-4), págs. 87-101.
- CARBALLEIRA, J. y CORRALES, I. (1977). "La serie Ordovícica de la Peña de Francia (Salamanca). VIII Congreso de Sedimentología. Oviedo-León.
- CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I. y POL, C. (1980). "Características del Ordovícico Inferior en las Unidades de Tamames - Sierra de Francia. (Salamanca - Cáceres)". IX Congreso Nacional de Sedimentología. Guía de Sesiones de Campo. Ediciones Universidad de Salamanca, págs. 25-47.
- 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.
- CARNICERO, A. (1981). "Granitoides del centro oeste de la provincia de Salamanca. Clasificación y correlación". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, págs. 45-49.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). "Quelgnes remarques sur la tectonique du Portugal". *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8, págs. 193- 206.
- 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. UCM. Madrid, 321 págs.
- CLEMENS, J.D. y WALL, V.J. (1981). "Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas". *Canad. Miner*, 19, págs. 111-131.
- CLEMENS, J.D. y WALL, V.J. (1988). "Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks". *Lithos*, 21, págs. 53-66.
- COMA, F. (1985). "Litología, tectónica y mineralización de Fe, Saelices el Chico, Salamanca". *Stvd. Geol*, XX, págs. 7-18.

- CORRALES, I.; MANJÓN, M. y VALLADARES, I. (1974). "La Serie Carbonatada de Navarredonda de la Rinconada (Salamanca - España)". *Stvd. Geol. Salmantica*, 8, 85, 91. Salamanca.
- 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. Salmantica*, 11, págs. 121-149.
- CORRETGE, L. G. y LÓPEZ PLAZA, M (1977). "Geología del área granítica y metamórfica al oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): II. Las rocas graníticas". *Stvd. Geol. Salmantica*, 12, págs. 47-73.
- CORRETGE, L.G. y MARTÍNEZ, F.J. (1975). "Albitización y sodificación en granitos hercínicos españoles". *Stvd. Geol. Salmantica*, IX, págs. 115-141.
- CORRETGE, L.G. y MARTÍNEZ, F.J. (1978). "Problemas sobre estructura y emplazamiento de granitoides: aplicación a batolitos hercínicos de la Meseta Ibérica. En "Geología de la parte norte de Macizo Ibérico. Edición homenaje a Isidro Parga Pondal". *Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos* nº 27, 111-137. Ediciones del Castro, Sada, La Cortuña.
- CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J. (1983). "Las Depresiones del Borde Suroccidental de la Cuenca del Duero". Libro Jubilar J.M. Ríos. *Geología de España*. T. II, págs. 513-521.
- CRIMES, T.P.; LEGG, J.; MARCOS, A. y ARBOLEYA, M.L. (1977). "Late Precambrian-low lower Cambrian trace fossils from Spain In: Trace fossils 2 (T.P. Crimes y J.C. Harpes Edit)". *Geol. Journ Special Issue*, 9, págs. 91-138.
- CHAYES, F. (1955). "Potash feldspar as a by-product of the biotite chlorite transformation". *J. Geol*, 63, págs. 75-82.
- 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. The bearing of enclaves on the origin of granites". *Elsevier, S. Publ. Co. Amsterdam*, 393 págs.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1975). "*Estudio estructural de los materiales anteordovícicos de los alrededores de Alba de Tormes (Salamanca)*". Tesis de Licenciatura. UCM. Madrid, 114 págs.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1979). "Investigación geológico-minera de la zona de Guijuelo (Salamanca)". Vol. I. Estudio geológico de la Hoja de Guijuelo. Memoria y Mapa. 81 págs. IGME. Div. Minería. (Inédito).
- 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 Seguros (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 Paleozóicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". Ed. Univ. Salamanca, 162 págs., 19 láms., 1 mapa.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986). "El complejo Esquisto-grauváquico, las series paleozoicas, la estructura hercínica al Sur de Salamanca". Ediciones Universidad de Salamanca. Salamanca. Ciencias 52.
- DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977). "La deformación hercínica en los materiales precámbricos y paleozoicos al sur de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmantica*, XII, págs. 91-108.
- DÍEZ BALDA, M.A.; AYARZA, P. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1992). "El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso extensional". III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Iberoamericano de Geología. Simposios Tomo 2, págs. 365-374.
- DÍEZ MONTES, A. y GALLASTEGUI, G. (1992). "El plutón granítico de Cipérez-Garcirrey". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, vol. 17, págs 279-292.
- DORAIS, M.J.; WITHNEY, 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.
- DURÁN, ME. (1984). "*Petrología y geoquímica del granito de Villar del Ciervo (Salamanca)*". Tesis de licenciatura. Univ. Barcelona.
- FENTÓN, M.W. y WILSON, C.J.L. (1985). "Shallow-water turbidites: An example from the Mallacoota Beds, Australia". *Sedim. Geol.*, 45, págs. 231-260.
- FLEUTY, M.J. (1964). "The description of folds". *Geol. Assoc. Proc.*, 75, págs. 461-492.
- 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, USA". *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, 4, págs. 105-108.

- 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, J.R. (1968). "Sobre los ortogneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significado tectónico". *Acta. Geol. Hisp*, 5, págs. 105-108.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, J.R. (1971). "Características fundamentales de los "sierros" de la provincia de Salamanca". *Bol. Geol. Min. de España*, LXXXII-III-IV, págs. 287-290.
- GARCÍA GARZÓN, J. y LOCUTURA, J. (1981). "Datación por el método Rb/Sr de los granitos de Lumbrales - Sobradillo y Villar del Ciervo - Puerto Seguro". *Bol. Geol. Min*, 92 (1), págs. 68-72.
- GARCÍA SÁNCHEZ, A.; MARTÍN PATINO, M.T. y SAAVEDRA, J. (1985). "Pegmatitas mineralizadas con Li (Sn, Ta, etc.) en el centro oeste de España". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 131-147.
- 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 Doctoral. UCM. Madrid, 425 págs.
- GIL Y MAESTRE, A. (1980). "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, F.J. y GRACIA, A.S. (1985). "Yacimientos de Estaño del Oeste de España: ensayo de caracterización y clasificación económica". *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.J. 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.
- GONZALO, F.J.; SAAVEDRA, J.; GARCÍA, A.; PELLITERO, E.; ARRIBAS, A. y RODRÍGUEZ, S. (1975). "Las rocas graníticas de la antiforma de Martinamor (Salamanca, España central). II Reunión de Geología Económica Argentina IV, págs. 227-246.
- GRACIA PLAZA, A.S.; GARCÍA MARCOS, J.M y JIMÉNEZ, E. (1981). "Las fallas de "El Cubito": Geometría, funcionamiento y sus implicaciones cronoestratigráficas en el Terciario de Salamanca". *Bol. Geol. Min*, 92 (4), págs. 267-273.

- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; DE SAN JOSÉ, M.A. y PIEREN, A. (1990). "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy". En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Eds.: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, págs. 160-171.
- GUMIEL, P. (1984). "Tipología de los yacimientos de Estaño y Wolframio del Macizo Ibérico". I Congreso Español de Geol. T.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. Mus. Cienc. Nat. Ser. Geol.* 38, 584 págs.
- HUDLESTON, P.J. (1973). "Fold morphology and some geometrical implications of theories of folds development". *Tectonophysics*, 16, págs. 1-46.
- IGLESIAS, M. y RIBERO, A. (1981). "La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca)-Peñalba de Castelo (Visen): un lineament ancien réactivé pendant l'orogénese hercynienne?". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 67, 1, págs. 89-94.
- IGME. (1975). "Mapa Metalogenético de España, E. 1:200.000, Hoja nº 36 -Vitigudino. 1ª Edición.
- IGME. (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 sur-occidental de la Cuenca del Duero*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 323 págs.
- JIMÉNEZ, E. (1973). "El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas". *Stvd. Geol. Salmantica*, 5, págs. 107-136.
- 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. Salmantica*, 24: 215-228.
- JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y HERNÁNDEZ ENRILO, J.L. (1983). "Rocas miloníticas indicadoras de la formación progresiva en la zona de cizalla hercínica de Juzbado-Peñalba de Castelo". *Stvd. Geol. Salmantica*, XVIII, págs. 139-158.
- JORDA, J. (1983). "Evolución morfogenética de la vertiente NO de la sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Revista Provincial de Estudios*, 8, págs. 129-168.

- JULIVERT, M; FONTBOTE, J.M; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". Escala 1:1.000.000. *ITGE*.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEON. (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 basaltic and granitic magmas in a Svecofennian postorogenic granitoid intrusion, Åland, southwest Finland". *Lithos*, 22, págs. 13-23.
- LÓPEZ DE AZCONA, J.M; MINGARRO MARTÍN, F. y LOPEZ AZCONA, M.C. (1967). "Mapa Geológico de la Provincia de Salamanca. Escala 1/200.000". *IGME*.
- LÓPEZ PLAZA, M. (1982). "*Contribución al conocimiento la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantina-zamorana*". Tesis doctoral. Univ. de Salamanca.
- LÓPEZ PLAZA, M. y CARNICERO, A. (1988). "El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (centro-oeste de España): visión del conjunto en el contexto geológico regional. En: BEA, F. et al., (Eds.). *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro homenaje a L.C García de Figuerola, págs. 53-68.
- LÓPEZ PLAZA, M.; CARNICERO, A. y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (1984). "Estructura del granito de Villar de Ciervo (Salamanca)". I Cong. Esp. de Geol, II, págs. 177-192.
- LÓPEZ PLAZA, M. y GONZALO, J.C. (1986). "Los granitos hercínicos como indicadores de la evolución estructural del macizo hespérico". *Hercynica*, 2 (1), págs. 57-64.
- LÓPEZ PLAZA, M. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1988). "Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del Macizo Hespérico". En: BEA, F. et al., (Eds.). "*Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*". Libro homenaje a L.C. García de Figuerola, págs. 195-210.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, págs. 78-92 (traducido por J. M. Ríos: Observaciones respecto a la división de las variscidas de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp*, V, págs. 149-166, 1950).

- MACAYA, M. (1980). "*Estudio geológico-estructural de los materiales infraordovícicos y ordovícicos de la región de las Batueras y Peña de Francia (Prov. de Salamanca y Cáceres)*". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca.
- MACEDO, C.A.R. (1988a). "Idades de intrusão e deformação dos ortogneisses e granitoides da região entre Trancoso e Pinhel (Portugal central)". X Reunión Geol. W peninsular. Bragança.
- MACEDO, C.A.R. (1988b). "*Granitoides, complexo xisto-grauvaquico e ordovico na região entre Trancoso e Pinhel (Portugal central)*". Tesis doctoral. Univ. Coimbra. 430 págs.
- MARTÍN HERRERO, D.; ALBERT COLOMER, V.; LÓPEZ PLAZA, M. y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (1989). "Mapa Geológico de España" Escala 1:50.000 2ª Serie Hoja 525 (10-21) Ciudad Rodrigo ITGE.
- MARTÍN IZARD, A. (1985). "*El origen de los yacimientos de Uranio en las pizarras del Complejo Esquisto-Grauvaquico*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 365 págs.
- MARTÍN IZARD, A. (1986a). "Las mineralizaciones uraníferas del Complejo Esquisto-Grauvaquico en la provincia de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 23, págs. 7-59.
- MARTÍN IZARD, A. (1986b). "Caracteres tectónicos de los metasedimentos del oeste de la Provincia de Salamanca". *Est. Geol*, 42, págs. 415-432.
- MARTÍN IZARD, A. (1988). "Estratigrafía y sedimentología del Complejo Esquisto-Grauvaquico en la zona de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 25, págs. 37-58.
- MARTÍN IZARD, A. (1989). "El origen de los yacimientos de Uranio en las pizarras del Complejo Esquisto-Grauvaquico". 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.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAÚN, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992). "Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain". *Geologische Rundschau*, 81/2, págs. 545-560.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F.J. (1974). "Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora)". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 286 págs. Publ. en: *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 7, págs. 3-141.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, T. (1973). "Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinanese (Salamanca)". *Bol. Geol. Min*, 84-VI.
- MC DOUGAL, P.J.; REBELO, A. y ROMANO, M. (1987). "Fans and fan deltas precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia". *Geol. Mag*, 124, págs. 347-359.
- 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.
- MEGÍAS, A.G. (1982). "Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *Actas V Congr. Latinoamer. Geol*, 1, págs. 385-402.
- MIALL, A.D. (1978). "Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary". *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol*, 5, págs. 597-604.
- MIALL, A.D. (1981). "Analysis of Fluvial Depositional Systems". *Am. Ass. Petrol. Geol. Educ. Course Notes Series*, 20, 75 págs.
- MINGARRO MARTÍN, F. y LÓPEZ DE AZCONA, MC., (1970). "Mapa Geológico de España a E. 1: 50.000, Hoja 501, La Fuente de San Esteban". *IGME*. Madrid.
- MINGARRO, F.; MINGARRO, E. y LÓPEZ DE AZCONA, M.C. (1971). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Hoja 500, Villar de Ciervo". *IGME*. Madrid.
- MOLINA, E. (1980). "Alteración relativa y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvd. Geo. Salmantica*, 16, págs. 15-25. Salamanca.
- MOLINA, E. y JORDÁ, J., (1982). "Le piémont nord du 'Sistema Central' espagnol dans le province de Salamanca". *Resúmenes del Congreso 'Montagnes et Piémont'*, Toulouse. 11 págs.
- MOLINA, E. y JORDÁ, J. (1984). "Le piemont nord du 'Sistema Central' espagnol dans la province de Salamanca". *Montagnes et piemont RGPSO*. págs. 157-164. Toulouse.
- MORENO SERRANO, F. (1974). "Las formaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa". *Bol. Geol. Min*, 85, 4, págs. 306-400.

- MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976). "Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia sárdica en el Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)". *Brev. Geol. Astúrica*, 20 (1), págs. 8-16.
- NOZAL, F. y ROBLES CASAS, R. (1988). "Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el Sur de Salamanca". Congreso Geológico de España, comun., 1, págs. 139-143.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983, publicado 1986). "La discordancia intra-Alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica". *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4, págs. 27-32.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988). "Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centroibérica". Simposio sobre Cinturones Orogénicos. II Congreso Geológico de España, págs. 85-89.
- PALACIOS, T. (1989). "Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico superior (Región Central de la Península Ibérica). *Mem. Mus. Paleont. Univ. Zaragoza*, 3, 2, págs. 1-91.
- PARDILLO, J. (1983). "Las rocas graníticas del área de Villar del Ciervo y las mineralizaciones estanno-wolframíferas y uraníferas asociadas". Tesis de licenciatura. Univ. Salamanca. 99 págs.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. y TINDLE, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrol.*, 25, págs. 956-983.
- PARGA, J.R. (1969). "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. Laxe*, 37: 1-15.
- PEDRAZA GILSANZ, 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.
- PERCONIG, E.; VÁZQUEZ, F.; VELANDO, F. y LEYVA, F. (1983). "Sobre el descubrimiento de fosfatos sedimentarios en el Precámbrico Superior de España". *Bol. Geol. Min*, 114 (3), págs. 187-207.
- PEREJÓN, A. (1972). "Primer descubrimiento y descripción de Arqueociatos en la provincia de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, IV, págs. 143-149. Salamanca.
- PHILLIPS, G.N.; WALL, V.J. y CLEMENS, J.D. (1981). "Petrology of the Strathbogie batholith: a cordierite-bearing granite". *Canad. Miner*, 19, págs. 47-63.

- 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.
- QUESADA, C. (1990). "Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt". En: R.A. Strachan, G.K. Taylor (Eds.). *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*, Blakie and son Ltd., págs. 109-133.
- RAMSAY, J.G. (1967). "Folding and fracturing of rocks". Mc Graw Hill Book Co. 568 págs.
- REGENCIO MACEDO, C.A. (1988). "Granitóides, Complexo Xisto-Grauváquico e Ordovícico na região entre Trancoso e Pinhel (Portugal Central)". *Geologia, Petrologia, Geocronologia*. Centro de Geoc. da Univ. de Coimbra. Ins. Nac. de Investigacao Cientifica, Coimbra, 430 págs.
- 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. Geol. Iber*, 7, págs. 633-644.
- RICHARDSON, S.W.; GILBERT, MC. y BELL, P.M (1969). "Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point". *Am. J. Sci*, 267, págs. 259-272.
- ROBLES CASAS, R. y ÁLVAREZ NAVA, H. (1988). "Los materiales precámbrico-cámbricos del Domo de Las Hurdes: Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (Zona Centroibérica)". 2º Congreso Geológico de España. Comunicaciones, Vol. 1.
- RODA QUEROL, J. (1981). "Investigaciones sobre el "Complejo Esquisto-Grauváquico anteor-dovícico" al NO. de Ciudad Rodrigo". Tesis de Licenciatura, Univ. Salamanca.
- 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. Salamanca.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (1985). "El Complejo Esquisto-Grauváquico y el paleozoico en el centro-oeste español". Ed. Univ. de Salamanca.
- Rölz, 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)". Technischen Universität München.
- SAAVEDRA, J. (1982). "Procesos geológicos y geoquímicos en la génesis de yacimientos estano-wolframíferos Centro-Ibéricos". *Bol. Geol. Min*, XCIII-IV, págs. 297-313.

- SAAVEDRA, J.; DURÁN, ME.; GARCÍA SÁNCHEZ, A. y PELLITERO, E. (1985). "Contribución al conocimiento de los granitos especializados de dos micas centroibéricos: Estudio del Batolito de Villar del Ciervo (Salamanca)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 333-338.
- SAN JOSÉ, M.A. DE (1983). "El Complejo sedimentario pelítico grauváquico". En: Libro Jubilar J.M Ríos. IGME. Tomo I, págs. 91-100.
- SANTISTEBAN NAVARRO, J.I. (1987). "*Sedimentación de plataforma durante el Carbonífero inferior (Formación Terena) en el área de Santa Olalla del Cala (Huelva, España)*". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca, 82 págs. (Inédita).
- SANZ DONAIRE, J.J. (1979). "El corredor de Béjar". Instituto de Geología aplicada, CSIC. 195 págs. Madrid.
- SANZ SANTOS, M.A. (1988). "*Los relieves residuales de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). Sucesión y génesis*". Tesis de Licenciatura. UCM. Madrid, 125 págs.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1956). "Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire - Sao Pedro do Sul - Sátão region (Northern Portugal)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, XXX-VII, págs. 1-617.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945). "Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge in Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres)". *Geotect. Forsch*, 6, págs. 37-77, Berlín. Traducido por J.M. Ríos: Basamento paleozoico y cobertera moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres). *Publ. Extr. Geol. Esp*, 5, págs. 93-146, Madrid, 1950.
- SCHWENZNER, J.E. (1936). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes" (Ref. a la Traducción de Vidal Box 1943, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat*, 41, 121-147, Madrid) *Geogr. Abhandlungen*, 3, 10, Stuttgart.
- SERRANO PINTO, M; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L.C y PORTUGAL FERREIRA, M (1988). "Síntese geocronológica dos granitoides do maciço Hespérico". En: BEA, F. et al., (Eds.). Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola, págs. 69-86.
- SEVIGNY, J.H.; PARRISH, R.R. y GHENT, E.D. (1989). "Petrogenesis of peraluminous granites, MORashee 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. Edit. 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.

- Sousa, MB. (1981). "Complexo xisto-grauvaquico do Douro: a Formação de Bateiras: Facies ocorrência e significado litoestratigráfico". *Cuad. Geol. Iber*, 7, págs. 645-651.
- Spry, A. (1969). "Metamorphic textures". Ed. Pergamon Press, 350 págs.
- Streckeisen, A. (1976). "To each plutonic rock its proper name". *Earth Sci. Rev.*, 12, págs. 1-33.
- Streckeisen, A. y Le Maitre, R.W. (1976). "A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks". *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 136, págs. 169-206.
- Teixeira, C. (1955). "Notas sobre a Geologia de Portugal. O Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico". Lisboa, 50 págs.
- Ugidos, J.M (1973). "*Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.
- 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.
- Valladares, I. y Corrales, I. (1980). "Las series carbonatadas del Cámbrico inferior de Salamanca". 9º Congreso Nacional de Sedimentología. Guía de Sesiones de Campo. Ed. Universidad de Salamanca, págs. 15-25
- 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 (2), págs. 153-156.
- Vernón, R.H. (1983). "Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites". *J. Proc. R. Soc. N.S.W.*, 116, págs. 77-103.
- Vernón, 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, P.; Escuder, J. y Martínez Catalán, J.R. (1992). "La Zona de Cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo en el sector español". III Congreso Geológico de España. Simposiums Vol. II, págs. 446-458.
- Wall, V.J.; Clemens, J.D. y Clarke, D.B. (1987). "Models for granitoid evolution and source compositions". *J. Geol.*

