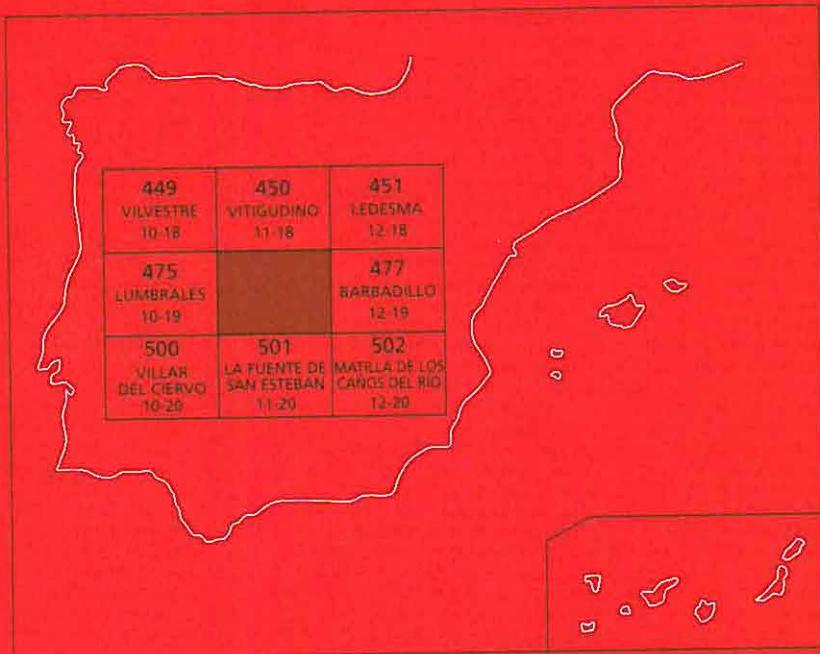




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VILLAVIEJA DE YELTES

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VILLAVIEJA
DE YELTES

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23 28003 MADRID

Depósito legal: M-33.573-2000

ISBN: 84-7840-406-6

NIPO: 320-00-007-6

Fotocomposición Cartografía Madrid, S. A.

Impresión Gráficas Muriel

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

Mapa Geológico:

Rocas Metamórficas: J. Escuder, L.R. Rodríguez Fernández y P. Villar

Rocas Igneas: J. Fernández, A. Díez Montes y J. Escuder

Terciario: R. Mediavilla

Cuaternario: M.A. Sanz Santos

Mapa Geomorfológico:

M.A. Sanz Santos

F.J. Rubio Pascual

Memoria explicativa:

Introducción: J. Escuder, L. R. Rodríguez Fernández y R. Mediavilla

Estratigrafía del zócalo hercínico: J. Escuder

Estratigrafía y Sedimentología del Terciario: R. Mediavilla

Rocas Igneas: A. Díez Montes, J. Fernández y G. Gallastegui

Geoquímica: F. Bellido, F. J. Rubio Pascual y C. Martín-Romera

Tectónica Hercínica y Metamorfismo: J. Escuder

Tectónica Alpina: R. Mediavilla

Cuaternario y Geomorfología: M. A. Sanz Santos y F. J. Rubio Pascual

Historia Geológica: J. Escuder y R. Mediavilla

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

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

Dirección y coordinación: L. R. Rodríguez Fernández

Asesoramiento:

A. Martín-Serrano

F. Bellido

J. R. Martínez Catalán y R. Arenas

ÍNDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA y ANTECEDENTES.....	10
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. INTRODUCCIÓN.....	11
2.2. MATERIALES HERCÍNICOS (Precámbrico Superior-Paleozoico)	12
2.2.1. Dominio N y NE	12
2.2.1.1. Metasedimentos preordovícicos (21)	12
2.2.2. Dominio S y SO	13
2.2.2.1. Ordovícico (26a, 26, 27)	13
2.2.2.2. La Sucesión anteordovícica. Serie Superior. Formaciones Mon- terrubio y Aldeatejada. (22, 24)	14
2.2.2.2.1. Formación Monterrubio (22)	14
2.2.2.2.2. Formación Aldeatejada (24)	15
2.2.3. TERCIARIO	17
2.3.1. Paleógeno	17
2.3.1.1. UTS P1 (Arcósica Basal) (28)	17
2.3.1.2. UTS P3 (Arcósica Superior) (29)	22
2.4. CUATERNARIO	25
2.4.1. Arenas con cantos de cuarcita y granito (31)	25
2.4.2. Terrazas (32, 33, 34)	25
2.4.3. Aluvial (35)	26
2.4.4. Coluviones (30, 36)	27
2.4.5. Conos de deyección (37)	27
3. PETROLOGÍA	28
3.1. ROCAS (GNEAS PREHERCÍNICAS	28

3.1.1. Ortogneises glandulares (20)	28
3.2. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS	29
3.2. 1. Macizo de Traguntía (1)	29
3.2. 2. Macizo de Pozos de Hinojo-San Cristobalejo (2, 2a, 3)	31
3.2. 3. Macizo de Yecla de Yeltes (4)	34
3.2. 4. Macizo de Picones (5)	37
3.2. 5. Macizo de Grandes (6)	39
3.2. 6. Macizo de San Cristóbal de los Mochuelos (7)	41
3.2. 7. Macizo de Ardonsillero-Rodasviejas (8)	41
3.2. 8. Macizo de Villar de Peralonso (9)	43
3.2. 9. Macizo granodiorítico de Bañobárez (10)	45
3.2.10. Macizos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey (11, 12, 13 y 14)	48
3.2.11. Dique de leucogranito (15)	65
3.2.12. Leucogranitos moscovíticos con granate (16)	66
3.3. ROCAS FILONIANAS	67
3.3.1. Pegmatitas y aplitas (17)	68
3.3.2. Pórfito granítico (18)	69
3.3.3. Diques de cuarzo ("Sierros") (19)	71
3.4. ROCAS METAMÓRFICAS	71
3.4.1. Descripción de los materiales	71
3.4.1.1. Metasedimentos pelíticos y pelítico-samíticos microalternantes de las zonas de la clorita y biotita	71
3.4.1.2. Alternancias de metasedimentos pelíticos y semipelíticos de las zonas del granate y la estaurolita	74
3.4.1.3. Metasedimentos pelíticos y semipelíticos de la 1 ^a y 2 ^a zonas de la sillimanita	77
3.4.1.4. Metaareniscas cuarzofeldespáticas y microconglomerados ..	80
3.4.1.5. Metasedimentos del Dominio N y NE	82
3.4.1.6. Milonitas y filonitas asociadas a la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntia (ZCJT)	84
3.4.2. Características del metamorfismo	85
3.4.2.1. Introducción	85
3.4.2.2. Metamorfismo inicial de media P/T (M_1)	85
3.4.2.3. Metamorfismo relacionado con el pico térmico (M_2)	92
3.4.2.4. Metamorfismo retrógrado (M_3)	97
3.4.3. Evolución termotectónica hercínica	98
3.5. GEOQUÍMICA	101
3.5.1. Macizos de Villavieja y Cipérez-Garcirrey	101
4. TECTÓNICA	101
4.1. INTRODUCCIÓN	101
4.2. TECTÓNICA HERCÍNICA	106
4.2.1. Zona de cizalla de Juzbado-Traguntía	106
4.2.2. Estructura del dominio S y SO	108
4.2.3. Estructura del dominio N y NE	110
4.3. TECTÓNICO ALPINAS	111

5. GEOMORFOLOGÍA	112
5.1. ANTECEDENTES	112
5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	112
5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	113
5.3.1. Estudio Morfoestructural	113
5.3.2. Estudio del modelado	114
5.3.2.1. Formas fluviales	114
5.3.2.2. Formas Endorreicas	115
5.3.2.3. Formas Poligénicas	115
5.3.2.4. Formas de ladera	118
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	118
5.4.1. Alteraciones	118
5.4.2. Depósitos fluviales	119
5.4.2.1. Depósitos arcosícos eocenos	119
5.4.2.2. Depósitos conglomeráticos oligocenos	119
5.4.2.3. Depósitos de características fluviales	119
5.4.2.4. Depósitos aluviales cuaternarios	120
5.4.2.5. Depósitos gravitacionales	120
5.4.2.6. Depósitos endorreicos: navas	120
5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA	121
5.6. PROCESOS ACTUALES	121
6. HISTORIA GEOLÓGICA	122
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	124
7.1. RECURSOS MINERALES	124
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	124
7.1.2. Minerales energéticos	124
7.1.3. Rocas y minerales industriales	125
7.2. HIDROGEOLOGÍA	126
7.2.1. Climatología	126
7.2.2. Hidrología superficial	128
7.2.3. Características hidrogeológicas	128
8 BIBLIOGRAFÍA	131

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja 476 (Villavieja de Yeltes) del MTN a E. 1:50.000 se sitúa en el NO de la provincia de Salamanca entre los $6^{\circ}31'10'',7$ y $6^{\circ}11'10'',7$ longitud O y los $41^{\circ}11'04'',8$ y $40^{\circ}50'04'',8$ latitud N. Limita al N con la Hoja 450 (Vitigudino), al S con la 501 (La Fuente de San Esteban), al E con la 477 (Barbadillo) y al O con la 475 (Lumbrales).

El relieve, suave y alomado, está formado por una altiplanicie situada en la parte septentrional de la Hoja y alineada en dirección ESE-ONO, suavemente inclinada hacia el ONO y situada entre los 840 y 860 m. Como punto más elevado de esta altiplanicie destaca el cerro de Las Cabezas (al NO de Cipérez) que con sus 868 m constituye el punto más alto dentro de la Hoja. Por el otro extremo, esta altiplanicie se ve rota por la incisión de los ríos Huebra y Yeltes en el extremo occidental de la Hoja, dando desniveles de hasta 100 m y la cota más baja de la Hoja (640 m).

Los cursos de agua (efimeros y perennes) dentro de la Hoja pertenecen a la cuenca del río Huebra (separada de la del río Tormes, al N, por la altiplanicie antes citada) y destacan los ríos Huebra, Yeltes y Oblea. Esta red presenta una disposición dendrítica con cierto control estructural (p. ej. el río Oblea y el Arroyo de Valdeaguileras) que vierten al O buscando al Duero.

El paisaje humano está formado por 21 municipios representados por núcleos irregularmente distribuidos, entre núcleos estables (cascos urbanos y caseríos) y núcleos de ocupación temporal. Entre los núcleos habitados cabe señalar a Villavieja de Yeltes, El Cubo de Don Sancho, Cipérez, Yecla de Yeltes y Villares de Yeltes, todos por encima de los 300 habitantes.

La economía de la zona es eminentemente ganadera en el centro y oeste de la Hoja y así el terreno está ocupado por dehesas para ganado vacuno y porcino, mientras que la agricultura cerealista está limitada al sur de la Hoja (llanos de La Fuente de San Esteban).

A nivel de comunicaciones la Hoja está surcada por carreteras comarcas (entre las que destaca la 525 entre Vitigudino y La Fuente de San Esteban) que discurren de N a S y que están unidas por numerosos caminos agrícolas.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ANTECEDENTES

Dentro de la Hoja estudiada se pueden diferenciar dos conjuntos geológicos bien delimitados, los materiales pertenecientes al ciclo hercínico y los materiales cenozoicos. Por ello, la situación geológica y los antecedentes se darán para cada uno de estos conjuntos.

Los materiales del ciclo hercínico se sitúan dentro de la Zona Centro-Ibérica definida por JULIVERT *et al.* (1972). DÍEZ BALDA *et al.* (1990) dividen esta zona en dos dominios tectónicos atendiendo a las estructuras de primera fase hercínica, dominio de pliegues recumbentes y dominio de pliegues verticales. De acuerdo con esta división, los materiales de esta Hoja se sitúan en la parte norte del dominio de pliegues verticales. Los trabajos realizados sobre la geología de estos materiales comienzan con GIL Y MAESTRE (1880) que describe la geología y minería de la provincia de Salamanca. SCHMIDT-THOME (1945) publica la primera cartografía de la región, diferencia distintos tipos de granitos y fases de deformación y realiza cortes geológicos que en cierto grado todavía son válidos. GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1968) describen por primera vez la zona de cizalla que aparece en el sector de Juzbado-Traguntia. GARCÍA DE FIGUEROLA (1971) realiza una cartografía detallada del sinclinal ordovícico-silúrico de Sequeros - Ahigal de los Aceiteros. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) estudia la petrografía, metamorfismo, estructura y geoquímica del NO de Salamanca, presentando una cartografía y clasificación de los distintos tipos de granitoides. CARNICERO (1980) realiza un estudio más detallado de estos granitoides y los cartografía en una zona situada al S de la zona antes mencionada. Estos estudios se complementan con los realizados por LÓPEZ PLAZA (1982) sobre el domo del Tormes, centrados en la problemática estructural y en la dinámica de los cuerpos graníticos. Estos tres últimos trabajos y otros más, realizados en las zonas circundantes, están recogidos en una síntesis cartográfica realizada por el Opto. de Petrología de la Universidad de Salamanca (1983).

Otros trabajos realizados sobre la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo, y que complementan al anteriormente mencionado, son: IGLESIAS y RIBEIRO (1981) quienes consideran que en la tardí-fase III se desarrollan cizallas dúctiles de desgarre, pero especulan que puede tratarse de un accidente muy precoz que ha rejugado durante el hercínico. LÓPEZ PLAZA (1982) indica que la banda de cizalla separa dos sectores, al N aparecen materiales metamórficos de alto grado, principalmente gneises, en cambio al S aparecen materiales metamórficos de menor grado. Por lo que respecta a los granitoides, considera que al N hay granitos autóctonos, subautóctonos o anatóxicos y al S granitos alóctonos y muy evolucionados. JIMÉNEZ ONTIVEROS y HERNÁNDEZ ENRILF (1983) realizan un estudio de las texturas y microestructuras que se producen con la deformación de la cizalla. RODRÍGUEZ ALONSO (1985) y DÍEZ BALDA (1986) realizan un estudio de los materiales metamórficos al S de la provincia de Salamanca, diferenciando dos unidades o formaciones: Monterrubio y Aldeatejada. GIL TOJA *et al.* (1985) definen una cuarta fase de deformación hercínica de alcance regional, pero desarrollada irregularmente, situando esta fase con posterioridad a las

tres fases principales de deformación hercínica y con posterioridad al emplazamiento de los granitoides tardihercínicos.

Las primeras dataciones absolutas que se conocen de la zona proceden de GARCÍA GARZÓN y LOCUTURA (1981) quienes obtienen unos resultados para el granito de Lumbrales-Sobradillo de 300 ± 8 Ma. y para el granito de Villar de Ciervo-Puerto Seguro de 284 ± 8 Ma. SERRANO PINTO *et al.* (1987) realizan una compilación de los datos radiométricos de los granitoides del Macizo Hespérico, así como una relación con las distintas fases de deformación hercínica.

Por último, es necesario citar el reciente trabajo de LÓPEZ PLAZA y MARTÍNEZ CATALÁN (1987) en él que realizan una síntesis sobre rocas graníticas del Macizo Hespérico, en el que se puede encontrar abundantes datos y revisiones de trabajos anteriores sobre rocas de esta Hoja y de zona próximas, así como algunos trabajos realizados al otro lado de la frontera.

Los materiales cenozoicos que afloran en el área de estudio se encuadran dentro de la Fosa de Ciudad Rodrigo - Salamanca, y más concretamente, forman parte del borde N de la misma.

Los principales estudios relativos a los depósitos terciarios de la Fosa de Ciudad Rodrigo se desarrollan a partir de la década de los 70. Son fundamentalmente trabajos de carácter regional que inciden bien sobre aspectos estratigráficos (JIMÉNEZ, 1970, 1975; 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), bien sobre aspectos morfológicos (MOLINA y JORDÁ, 1982; JORDÁ, 1983; CANTANO, 1982; CANTANO y MOLINA, 1987) o bien sobre aspectos cronológicos (ALONSO GAVILÁN y VALLE, 1986; POLO *et al.*, 1987; JIMÉNEZ y MARTÍN IZARD, 1987). Sin embargo, la mayor parte de estos estudios se localizan hacia el extremo más occidental de la fosa situándose únicamente en las proximidades de la zona que nos ocupa (MINGARRO y LÓPEZ DE AZCONA, 1970; CANTANO y MOLINA, 1987; y MEDIAVILLA y MARTÍN-SERRANO, 1989).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

Los materiales más antiguos que afloran en el área de estudio son metasedimentos atribuidos, en primera aproximación, al Precámbrico superior-Paleozoico. Su composición litológica y rasgos estructurales varían sustancialmente a ambos lados del trazado cartográfico de la Cizalla de Juzbado – Traguntía que los afecta y por ello se han diferenciado dentro del ámbito de la Hoja dos dominios. El Dominio Norte y Noroeste se localiza al N de la Cizalla de Juzbado - Traguntía y está constituido por metasedimentos en grado medio y alto junto con ortogneises. El Dominio Sur y Sureste, ubicado al S de la cizalla, está constituido por metasedimentos en grado bajo y medio con ausencia de materiales ortoderivados.

Discordantemente sobre los materiales metasedimentarios y no conformes sobre los granitoides que afloran en el área de estudio se dispone un conjunto de depósitos terciarios de

origen continental y, finalmente los materiales cuaternarios, de naturaleza variada, que recubren a gran parte de los materiales precedentes.

2.2. MATERIALES HERCÍNICOS (Precámbrico Superior-Paleozoico)

2.2.1. Dominio N y NE

Las rocas incluidas en este apartado se encuentran en la mitad N de la Hoja, siempre al N y NO de la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntía y enmarcados por los afloramientos de granitoides sincinemáticos, correspondiendo a parte del "Complejo Laminar Pegmatoide", o "Serie del Alamo" de GARCÍA DE FIGUEROLA y FRANCO (1975) y al "Tercer Segmento" de GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1983). Dicho Complejo ha sido descrito en esta zona como "Tramo Inferior" con carácter de formación por CARNICERO (1980) y GONZALO (1981).

Además de una potente secuencia de metasedimentos en grado medio y alto, dentro de este dominio aparecen ortogneises glandulares y gran profusión de intercalaciones granitoides y rocas filonianas hercínicas.

2.2.1.1. Metasedimentos preordovícicos (21)

En el presente trabajo, se considera a la referida "Serie del Alamo" como parte integrante del "Complejo Esquisto-Grauváquico" s.l. (CEG) y no como una unidad independiente, aunque, por el momento no ha sido posible referir a los materiales que nos ocupan bajo este epígrafe, como consecuencia de la escasez y poca calidad de los afloramientos, a alguno de los Grupos o Formaciones actualmente definidas en el CEG. En nuestra opinión, la presencia o ausencia de intercalaciones de granitoides, pegmatitas o venas, no constituye un criterio para distinguir los metasedimentos aquí considerados como una formación o unidad cartográfica independiente.

La relación genética clara de buena parte de las intercalaciones paraconcordantes de granitoides que caracterizan a la "Serie del Alamo" con los macizos y alineaciones de granitos sincinemáticos, nos ha permitido englobar al Complejo junto al resto de materiales del CEG con la particularidad de que en entornos próximos a los macizos graníticos, el CEG presenta una mayor profusión de intercalaciones de granitoides paraconcordantes.

La ausencia de diferencias composicionales notables entre los metasedimentos de ambas unidades, el agrupamiento en torno a los macizos graníticos de las intercalaciones de forma marginal y apical denotando el carácter cogenético, o con respecto a un mismo evento plutonometamórfico, el aumento de la abundancia de las intercalaciones hacia los contactos con los granitos, así como la disminución o tránsito gradual entre el "Complejo Laminar" y el resto de los metasedimentos, constituyen argumentos que nos permiten corroborar la anterior afirmación.

Los materiales aquí considerados son mayoritariamente micaesquistos y paragneises feldespáticos provenientes de protolitos pelíticos y pelítico-grauváquicos, cuya composición y aso-

ciación resulta distinta a las rocas que afloran en grado metamórfico medio y fundamentalmente bajo, al S de la ZCJT, en el Dominio S y SO de la Hoja. Presentan también intercalaciones locales de metapsamitas, en ocasiones cuarcíticas y delgados lentejones "boudines" de rocas de silicatos cálcicos.

Forman un conjunto cuya edad es con seguridad preordovícica, ya que sobre él descansa regionalmente una potente secuencia detritica de edad Ordovícico-Silúrico. La edad más probable para estos metasedimentos es Precámbrico Superior, sin descartar que en sus tramos más altos pueda alcanzar el Cámbrico Inferior.

La descripción de los materiales gneúsicos ortoderivados aflorantes en este dominio (ortogneises glandulares) se realiza en el apartado de Rocas Igneas Prehercínicas.

2.2.2 Dominio S y SO

Dentro de este Dominio, dos conjuntos estratigráficos pueden ser distinguidos: el superior en bajo grado y edad Ordovícica, principalmente compuesto por rocas silicídísticas y que descansa discordante sobre el inferior, constituido por rocas metasedimentarias en grados bajo y medio cuyo protolito resulta más variado y cuya edad se establece como Cámbrico Inferior sin descartar, tal vez, la presencia en los niveles estratigráficamente más bajos del Precámbrico Superior (Véndico).

2.2.2.1. Ordovícico (26a, 26, 27)

El Ordovícico que aparece en el área estudiada constituye la prolongación al noroeste del gran "Sinclinal de Tamames" que, con dirección general NO-SE, sufre a partir de la localidad de Bogajo (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1971), una brusca torsión que inflexiona su trazado y tomando una dirección E-O continúa hasta Ahigal de los Aceiteros, ya en la frontera con Portugal.

En el marco geográfico de la Hoja, el Ordovícico sólo se presenta en el ángulo SO de la misma, muy reducido de espesor y frecuentemente estirado pero con afloramientos continuos. Sufre modificaciones debidas tanto al metamorfismo y la deformación como por asimilaciones inducidas por los granitos, así como una fuerte deformación por cizallamiento dúctil bien observable en la Hoja de Lumbreras (475), en parte producida por la acción de la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo.

Entre el Cerro de la Berzosa (828 m) y Teso del Sierro (814 m), el Ordovícico forma una estructura sinclinal de orientación general NO-SE, sinesquistosa, caracterizada por una fuerte recristalización, de tal forma que resulta difícil discernir la estratificación y la polaridad de las capas.

La litología está constituida por cuarcitas blancas que constituyen la base de la serie y sobre la que se superponen hacia el núcleo del sinclinal micaesquistos y filitas, pudiendo pasar a

unos esquistos negros frecuentemente grafitos, visibles en ocasiones por debajo de un importante manto de alteración (corte de la carretera entre Villavieja de Yeltes y Retortillo). Las cuarcitas (26) en bancos potentes se presentan en la típica "Facies Armoricana" (Arenig), los esquistos y pizarras negras estratigráficamente suprayacentes (27) deben representar tramos básales del Llanvir-Llandeilo (pizarras negras tipo "Luarca"). Cuando las condiciones de afloramiento lo permiten, se ha encontrado una alternancia de cuarcitas y pizarras intercaladas entre las dos anteriores unidades cuya potencia no sobrepasa los 15 m.

También, por debajo de la Cuarcita en "Facies Armoricana" aparece localmente una alternancia, cuya potencia no debe sobrepasar pocos metros, de capas de cuarcita y esquistos o pizarras en niveles de potencia decimétrica que pueden representar al Tremadoc (26a), no obstante, su observación es difícil ya que se encuentran siempre por debajo de un importante coluvión que enrassa con los resaltes morfológicos superiores definidos por las cuarcitas arenigenses. DÍEZ BALDA (1986) cita, en el Cerro de la Corona del Sinfo de Tamames, la presencia de un conglomerado basal cuarcítico en la base de la "Cuarcita Armoricana" discordante directamente sobre las "Calizas de Tamames" (Cámbrico Inferior).

2.2.2.2. La Sucesión anteordovicica. Serie Superior. Formaciones Monterrubio y Aldeatejada. (22, 24)

El "Complejo Esquisto-Grauváquico", o CEG, (CARRINGTON DA COSTA, 1950; TEXEIRA, 1955; DÍEZ BALDA, 1986), ha sido objeto de estudio en la provincia de Salamanca por varios investigadores, como GARCÍA DE FIGUEROLA (1970, 1971), CORRETGÉ y LÓPEZ PLAZA (1976), RODRÍGUEZ ALONSO (1979), CARNICERO (1980), DÍEZ BALDA (1980, 1982, 1986), así como en áreas adyacentes en Portugal (en este sentido baste la recopilación recogida en los capítulos de introducción y antecedentes efectuada por REGENCIO MACEDO, 1988). Recientemente ha sido estudiado desde puntos de vista variados, así como correlacionado con otras áreas del Macizo Hercínico como Montes de Toledo y Las Hurdes-Sierra de Gata (RODRÍGUEZ ALONSO 1979 y 1985; DÍEZ BALDA, 1980 y 1986; SOUSA, 1981; y NOZAL y ROBLES, 1988).

La sucesión estratigráfica anteordovicica (Cámbrico Inferior) que puede establecerse en el área que nos ocupa, sigue las pautas terminológicas definidas por DÍEZ BALDA (1982), habiendo reconocido las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada. Estas formaciones son correlacionables con la Serie Superior (ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA, 1988; MARTÍN HERRERO, 1989) y son netamente diferenciables del Complejo Esquisto-Grauváquico.

2.2.2.2.1. Formación Monterrubio (22)

Aflora en una banda con orientación NO-SE entre las localidades de Pozos de Hinojo y Villares de Yeltes. Estructuralmente se encuentra en el flanco normal de una antiforma de F_3 cuya zona de charnela se encuentra situada más al norte, por lo que conforme avanzamos hacia el S y SO nos encontramos con niveles estratigráfica y estructuralmente más altos, a la vez que disminuye el grado de transformación metamórfica.

Dicha Formación se ha establecido en la localidad tipo de forma informal, ya que no aflora la base. En el sector aquí considerado los términos más inferiores pasan gradualmente, con aumento progresivo de la abundancia de intercalaciones en granitoides paraconcordantes, a los macizos graníticos sincinemáticos, con los que estas últimas están relacionadas genéticamente de forma marginal y apical.

Está constituida por una potente sucesión de limolitas y pelitas que forman alternancias con niveles y paquetes de potencia decimétrica y métrica constituidos por cuarcitas, areniscas frecuentemente microconglomeráticas y conglomerados, característicos de esta formación. Muy frecuentemente presentan estos niveles detriticos feldespatos, habiéndoseles denominado tradicionalmente "porfiroides" (23). Hacia techo e intercalándose entre los niveles metaconglomeráticos, aparecen tramos de pizarras más homogéneos, microbandeadas (pizarras negras, sensu DÍEZ BALDA). El techo de la formación se sitúa en el último nivel conglomerático cartografiable, pasando por encima de forma concordante a la "Formación Aldeatejada".

La existencia a grandes rasgos de una estructura interna para las capas y tramos conglomeráticos con gradación normal, que pasa gradualmente a niveles tamaño arena en los que se desarrolla laminación paralela, junto con la presencia de superficies erosivas a la base de los niveles, en ocasiones con cantos blandos de pizarra negra (relacionables a una erosión sin-sedimentaria del sustrato deposicional), la ocurrencia de secuencias-capa individuales para los niveles de arenisca, con una estructuración interna que evoluciona en el sentido de disminuir tanto el tamaño de grano como el nivel energético del medio testificado por las estructuras sedimentarias, para pasar a techo a unas lutitas (pizarras) con laminación paralela, así como la existencia de "ripples" de corriente y oscilación, además de otras evidencias de la acción del oleaje, ha permitido referir sedimentológicamente la "Formación Monterrubio" a un ambiente de plataforma (s.l.) con sucesivas bajadas del nivel del mar marcadas por la irrupción brusca de los tramos conglomeráticos (NOZAL y ROBLES, 1988).

Las morfologías asociadas al afloramiento de estos materiales presentan notables variaciones, observándose que en el extremo norte y nororiental del conjunto se desarrollan formas aplanadas o alomadas poco abruptas, suaves pendientes y cauces de arroyos poco encajados. Esta uniformidad da una idea de la monotonía del conjunto metasedimentario y de la relativa homogeneidad en el reparto de las intercalaciones metaareniscosas, determinando el que no se desarrollen contrastes morfológicos en relación con tramos de características litológicas diferentes. El relieve se hace más abrupto conforme nos acercamos a los ríos Huebra y Yeltes, con fuertes encajamientos, dando lugar a una característica morfología condicionada por la presencia de pequeños resalte asociados a algún tramo litológico competente (granitoides paraconcordantes intercalados y niveles metaareniscosos y metaconglomeráticos).

2.2.2.2.2. *Formación Aldeatejada* (24)

Aflora a lo largo del sinform de tercera fase de orientación NO-SE, situado al SE de la localidad de Villavieja de Yeltes, cartográficamente subparalelo al sinclinal Ordovícico de la cota

de Teso del Sierro (814 m), localizado inmediatamente al SO. Entre ambas estructuras sin-formales se observa un antiforme menor desarrollado en tramos esencialmente pizarrosos, estos materiales orlan exteriormente la sinforma y vuelven a aparecer en el otro flanco, al NE, en la localidad de Villares de Yeltes. La base del Ordovícico descansa discordantemente sobre la "Formación Aldeatejada" y cartográficamente se va apoyando sobre términos estratigráficamente distintos de la misma.

La "Formación Aldeatejada" se sitúa por encima y concordante con la "Formación Monterrubio", sin que se haya encontrado contacto erosivo o brusco entre ambas, sólo la desaparición de las intercalaciones conglomeráticas tipo "Monterrubio" y el cambio litológico a los materiales esencialmente metapelíticos característicos de "Aldeatejada". Ambas formaciones forman parte de una Unidad litoestratigráfica mayor denominada "Grupo Valdelacasa" de edad Cámbrico Inferior (NOZAL y ROBLES, 1988).

La morfología asociada a este tipo de materiales está fuertemente condicionada por la presencia de niveles conglomerático areniscosos intercalados periódicamente en una serie esencialmente pizarrosa. Dichas intercalaciones, más resistentes a la erosión diferencial, forman crestones o resaltes topográficos que, en combinación con la megaestructura cartográfica hercínica, dan lugar a un modelado típicamente estructural.

Está constituida casi en su totalidad por pizarras y limolitas gris verdosas y negras, generalmente masivas aunque pueden observarse amplios tramos con un microbandeado sedimentario, en ocasiones con "microslumps" y algún fino nivel arenoso intercalado. Hacia el techo de la serie aflorante aparecen también pizarras microbandeadas y niveles conglomeráticos monogénicos de clastos de cuarzo (25). Estas últimas litologías afloran bien hacia el núcleo del sinforme situado al SE de Villavieja de Yeltes.

En dicha área, se observan niveles conglomeráticos, de potencia métrica, que lateralmente pueden transitar a facies cuarcíticas o arenosas así como disminuir su espesor, constituidos por clastos redondeados de cuarzo exclusivamente (sin feldespatos) y mostrando organizaciones internas gradadas normales e inversas y estratificaciones y laminaciones cruzadas. La geometría es lenticular, con bases erosivas sobre los materiales pelíticos infrayacentes, a los que pueden englobar en forma de cantos blandos ("clay-chips"). Son frecuentes las superficies erosionales internas y una cierta amalgamación; frecuentemente evolucionan hacia techo a niveles arenosos con laminaciones paralelas y facies con cantos de cuarzo dispersos y pelitas laminadas, dotando al conjunto de los niveles conglomerático-arenosos de una estructuración general gradada normal, así como una evolución hacia techo de las estructuras sedimentarias visibles en el sentido de disminuir la energía del medio tractor. Representan la formación y el relleno progresivo con posterior abandono de pequeños canales excavados, con alta relación anchura/profundidad del canal.

Sedimentológicamente, ha sido interpretada en áreas al S de Salamanca (NOZAL y ROBLES, 1988), como referible a un medio marino de plataforma similar al de la "Fm. Monterrubio", con la salvedad de representar unas condiciones más uniformes y constantes en la sedimentación, que evoluciona a facies arenosas de "near-shore".

En el área estudiada no se han encontrado materiales estratigráficamente más altos referibles a las Fms. "Areniscas y Calizas de Tamames" ("Serie de la Rinconada", Ovetense, de GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA, 1972).

2.3. TERCARIO

2.3.1. Paleógeno

Durante la realización de los proyectos "Confección de las Hojas del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nºs 422, 423, 424, 448 bis, 449, 450, 451, 452, 474, 475, 476 y 500" y "Confección del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nºs 477, 478, 501, 502, 503, 528, 728, 729, 734 y 735" se ha obtenido un conjunto de nuevos datos que nos ha permitido ampliar y concretar los conocimientos sobre la estratigrafía y evolución tectosedimentaria de los sedimentos terciarios que conforman el borde O de la Cuenca del Duero y del sector centro-occidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Como resultado de todo ello se han diferenciado cuatro UTS (*sensu* 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 Villavieja de Yeltes, sólo están representadas las UTS P1 (Arcósica Basal) y P3 (Arcósica Superior). Ambas están integradas por sedimentos arcósicos que, en líneas generales, constituyen el registro de ambientes aluviales.

2.3.1.1. UTS P1 (Arcósica Basal) (28)

Aflora de un modo irregular a lo largo del borde S de la Hoja y se dispone inconforme sobre los granitoides y discordante sobre los metasedimentos hercínicos, aunque también muestra un contacto mecánico con estos últimos. Su disposición estructural es horizontal o subhorizontal y únicamente en los puntos donde se ven afectados por fracturas (N30°E) pueden llegar hasta los 50° por efecto del arrastre de las fallas.

Su espesor oscila entre los 5 y 30 m y las máximas variaciones se producen en la dirección NO-SE, mientras que en la dirección transversal (NE-SO) la potencia sufre mínimas variaciones. El trazado cartográfico de esta unidad pone de manifiesto que esa distribución de espesores viene determinada por la existencia de una paleotopografía previa a la sedimentación. Esta condicionó la distribución litológica dentro de la unidad, como se justificará posteriormente.

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

Los conglomerados son de carácter arcósico y presentan un contenido medio del 70% en gravas, 0-10% en arena y 20-30% en arcilla. La fracción grava, con un centímetro de 15 cm, muestra

un marcado carácter bimodal con tamaños que oscilan entre 2 y 4 mm y 3 y 7 cm. Está constituida por cantos angulosos-subangulosos de cuarzo (10-30%), feldespato (10-35%) -fundamentalmente potásico (microclina y ortoclasa) y en menor proporción calcosídicos- 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, este último componente suele presentarse muy alterado (sericitizado) y con frecuentes gollos de corrosión. La fracción arcillosa está constituida por biotita en buen estado de preservación y, más frecuentemente, con sus bordes deflecados, moscovita, como compuesto accesorio, esmectitas y, ocasionalmente, paligorskita, la cual suele aparecer cuando los otros constituyentes aparecen intensamente alterados. Tanto las arcillas como las micas se disponen en torno a las gravas (fábrica granoestriada) 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. 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 esta se hace tanto más difusa a medida que el contenido en arcillas de la roca aumenta.

Las arenas son volumétricamente menos importantes que los conglomerados, aunque aparecen ampliamente representadas. Son arcosas o subarcosas de submaduras a inmaduras y un tamaño de grano grueso o medio. En el primer caso son de carácter bimodal, con una moda en torno a 0,8 mm y la otra en torno a 0,125 mm y generalmente presentan clastos dispersos (fragmentos de granito, cuarcita, cuarzo y, más raramente, esquisto) de 2 a 4 mm. En las arenas de grano medio los tamaños más frecuentes se sitúan en torno a 0,25 mm y oscilan entre 0,125 y 1,5 mm. En ambos casos la fracción arenosa representa entre el 50 y el 75 % y está constituida por cuarzo (40-65%) de anguloso a subredondeado, feldespato potásico (20-45 %) muy alterado y con abundantes gollos de corrosión y feldespato calcosídico (2-15 %) de anguloso a subanguloso. La matriz, con un contenido que oscila entre 25 y 35 %, es limoso-arcillosa y está constituida por granos de cuarzo, feldespato (generalmente con los bordes corroidos), biotita (en buen estado de preservación o con formas de listón deflecado en los extremos), moscovita en escasa proporción y esmectita, apareciendo además paligorskita cuando el grado de alteración de los otros componentes es notable. En relación a la matriz, ésta puede ser tanto detritica, lo cual se deduce de su disposición al azar constituyendo el soporte de los granos, como iluvuada, mostrando una clara orientación alrededor de los granos o bien tapizando porosidades estriadas (grietas de retracción). Su organización interna consiste en estratificación cruzada en surco (St) de mediana escala o planar (Sp), la cual se hace tanto más difusa a medida que la roca muestra una mayor presencia de rasgos postsedimentarios llegando incluso a mostrar un aspecto masivo (Sm) cuando el grado de edafización (pedotúbulos) es alto. Los rasgos postsedimentarios que muestran estos materiales son: iluviación de material arcilloso, presencia de nódulos de óxidos de hierro que presentan límites difusos y, localmente, sustituciones (epigénesis) del material arcilloso por carbonato (calcita y, más raramente, dolomita).

Las lutitas de tonos verdes o verdes-rojizas 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 paligorskita. 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) así como los procesos de epigénesis carbonatada (calcita o dolomita).

Estos materiales forman cuerpos de morfología canalizada que se superponen y truncan a lo largo del tiempo o bien forman bancos de geometría tabular, estos últimos son menos frecuentes que los primeros y se disponen bien lateralmente o bien intercalados entre aquellos.

Dentro de los cuerpos de geometría canalizada se han diferenciado dos tipos fundamentales de asociaciones de facies, que siguiendo la nomenclatura de facies de MIALL (1978) son:

- a) Gp → Sp. Se encuentra representada en la columna de Buenamadre (figura 1) y se interpreta como debida a la migración de barras con caras de avalancha (*sensu* MIALL, 1981) sobre un lecho conglomerático-arenoso.
- b) Gt → St → Sm. Aparece representada en el corte del Cubo de Don Sancho (figura 2) y representa el relleno de un paleocanal. Consideramos que su génesis está ligada a la migración de *megaripples* de gravas de cresta sinuosa (Gt) evolucionando a *megaripples* de arenas de cresta sinuosa (St); finalmente estos depósitos debieron ser colonizados por la vegetación, como lo evidencia la abundancia de rasgos postsedimentarios de carácter edáfico (iluviación de arcillas, pedotúbulos, etc.).

Los bancos de geometría tabular están constituidos por arenas, generalmente de grano fino, y/o lutitas. Dentro del conjunto de estos depósitos son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios descritos en los párrafos anteriores. Se interpretan como depósitos de llanura de inundación arenosa y/o lutítica sometida a frecuentes períodos de exposición subaérea.

Hay que señalar que la distribución espacial de estos dos tipos de bancos está claramente determinada por la presencia de la paleotopografía preexistente; así es en las zonas topográficamente más deprimidas donde predominan los bancos canalizados, mientras que las zonas más elevadas lo hacen los de geometría tabular.

De todo esto se deduce que esta unidad se sedimentó a partir de un sistema fluvial de aguas claras con canales entrelazados ("braided") en los que migraban barras con caras de avalancha. Este sistema discurría hacia el S "encajado" en paleovalles definidos por los materiales hercinos, lo que restringió la aparición de una llanura de inundación arenosa, mientras que en los momentos de desbordamiento se produjo la sedimentación de materiales finos en las posiciones más altas. El sistema mostraba un comportamiento episódico probablemente ligado a un régimen estacional, como lo evidencia el desarrollo de procesos edáficos (épocas de estiaje), generalmente de un modo sistemático, a techo de cada una de las secuencias de relleno de canal (épocas de avenida).

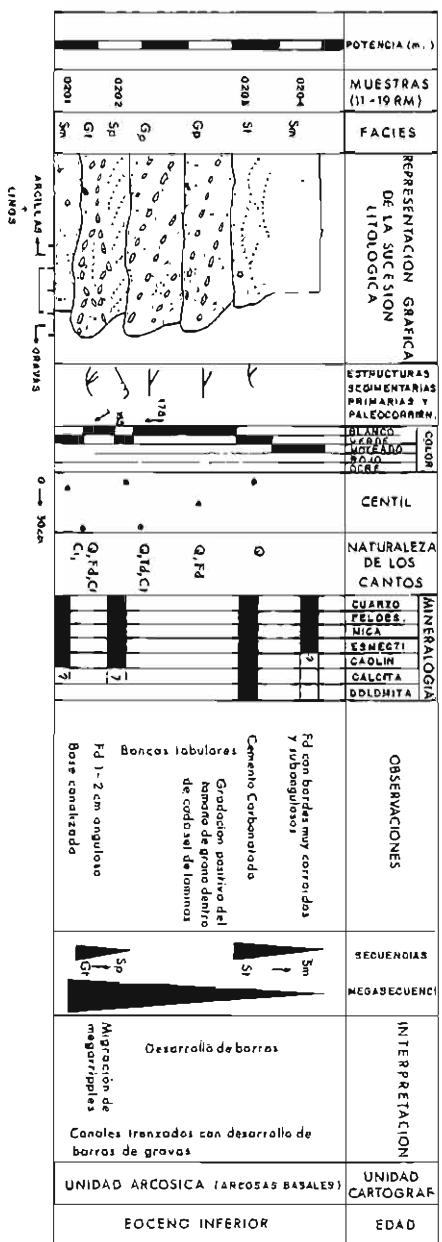


Fig. 1. Columna estratigráfica correspondiente a las facies Gp (Sp de la UTS P1 (unidad Arcóstica Basal).

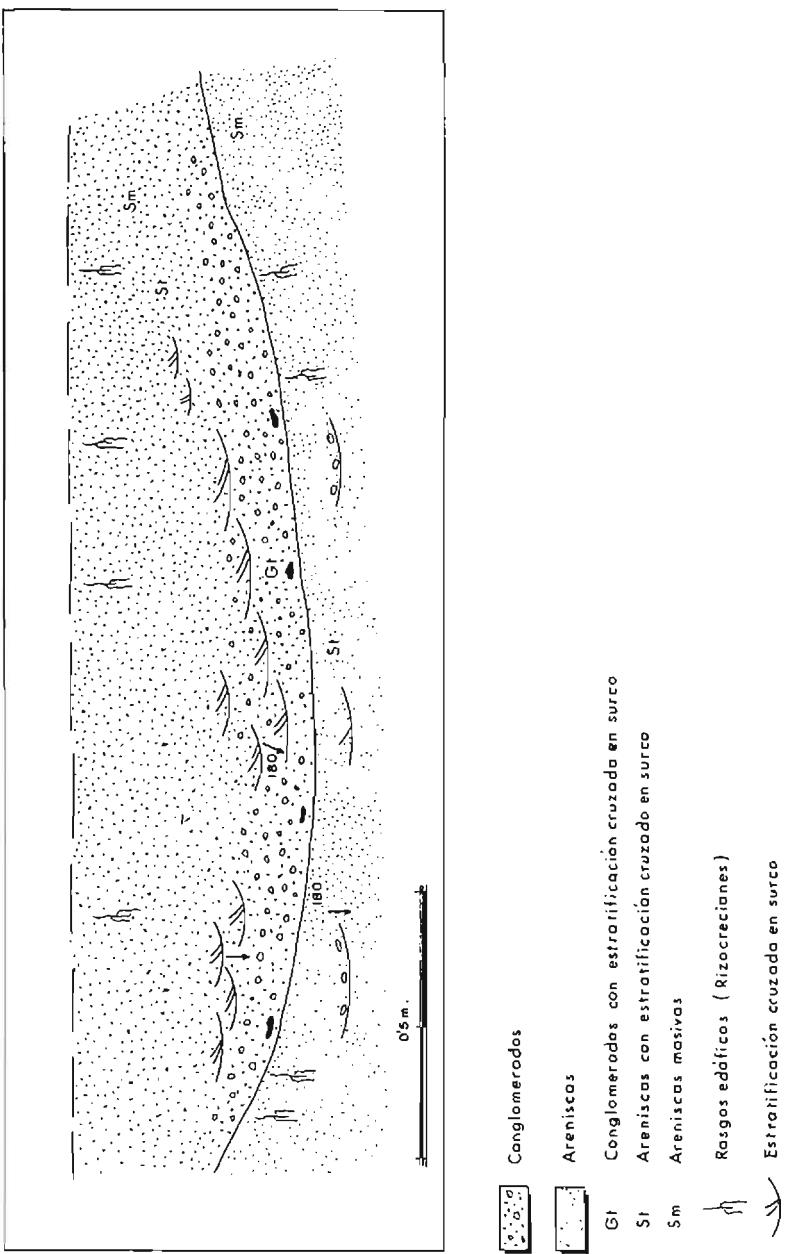


Fig. 2. Esquema sedimentológico de las facies Gt → St → Sm de la UTS P1
(unidad Arcosica Basal).

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

Asumimos para el conjunto de estos depósitos una edad de Eoceno inferior de acuerdo con los siguientes datos:

- 1) Se extienden hacia el sur y se hallan ampliamente representados en la Hoja de La Fuente de San Esteban (501) donde están fosilizados por los materiales que integran la UTS P2 (Detritica Intermedia), los cuales se han datado en las proximidades de Salamanca como Eoceno medio (Rhenaniense) en base a reptiles y macromamíferos (JIMÉNEZ, 1970, 1972). Por lo tanto, la edad de los depósitos de la UTS P1 debe ser anterior al Eoceno medio.
- 2) Los depósitos que conforman esta UTS P1 se continúan cartográficamente desde la Hoja de Villavieja de Yeltes hasta la Hoja de Zamora, a través de las Hojas de Ledesma, Salamanca, La Vellés y Villamor de los Escuderos. En el área de Zamora se han datado como Eoceno inferior (Neustriense-Rhenaniense inferior) en base a restos de peces, quelonios y cocodrilos (JIMÉNEZ, 1974, 1983).

2.3.1.2. UTS P3 (Arcosica Superior) (29)

Aflora de un modo irregular a lo largo de los cuadrantes NE y SO de la Hoja y se dispone discordante sobre los metasedimentos hercínicos, inconforme sobre los granitoides y discordante sobre los depósitos terciarios de la UTS P1 (Arcosica Basal) infrayacente.

Su espesor oscila entre 1 y 9 m y está constituida por conglomerados y arenas de tonos blancos en la base y anaranjados o incluso rojos hacia el techo de la unidad. Se diferencia de la unidad infrayacente por:

(1) mostrar un mayor contenido en cantos de cuarcita, (2) los clastos mayores son de cuarcita y su centímetro alcanza valores de hasta 30 cm y (3) las arenas son fundamentalmente litarenitas o areniscas líticas.

Los conglomerados son de carácter bimodal, con una moda muy extendida en torno a los 2 mm y otra alrededor de los 3 cm, su centímetro puede alcanzar un valor de 30 cm y están constituidos por cantos subangulosos a subredondeados de cuarzo (10-30 %), cuarcita (10-25 %), fragmentos de granito (20-55 %) y, ocasionalmente, de esquisto (0-2 %). La fracción arena gruesa o media, raramente alcanza el 10 % y está constituida por granos de cuarzo (30-35 %), fragmentos de granito (40-70 %) y feldespato (0-15 %) fundamentalmente potásico y muy alterado. La matriz micácea-arcillosa aparece fuertemente reorientada y sus componentes (biotita, muy degradada hacia el techo de la unidad, moscovita y esmectita) se disponen en torno a los granos, lo cual induce a considerar que en gran parte es de iluvación. Muestran una

estructura interna que consiste en estratificación cruzada en surco (Gt) de mediana escala, estratificación cruzada planar (Gp) de mediana o gran escala o bien son masivas (Gm) en cuyo caso son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios de carácter edáfico (pedotúbulos, acumulaciones de hierro en torno a poros circulares y grietas, concreciones de óxidos en forma de nódulos de límites difusos, intensa alteración de la biotita y el feldespato, etc.).

Las arenas son de grano grueso (con tamaños que oscilan entre 1,5 mm y 0,25 mm) o medio (con una moda situada en 0,2 mm) y están constituidas por granos de cuarzo (0-35 %) de subangulosos a subredondeados, feldespatos fundamentalmente potásicos (0-8 %) subredondeados y con un grado de alteración muy variable, fragmentos de granito (0-45 %) y de cuarcita (0-5 %). El contenido en matriz micáceo-arcillosa se sitúa entre el 10 y el 20 % y aparece soportando a los granos, sin una orientación acusada, o fuertemente reorientada. Estas arenas muestran estratificación cruzada en surco (St) o planar (Sp) de mediana escala o bien son masivas (Sm), en cuyo caso y, al igual que en las facies Gm, los rasgos postsedimentarios de carácter edáfico son muy frecuentes.

La ordenación espacial y vertical de estos materiales, que se interpretan como depósitos de canal por su morfología, se ha representado en la figura 3. En ella se recogen los rasgos más significativos de un banco conglomerático-arenoso que aflora en el km. 12,5 de la carretera que une El Cubo de Don Sancho y Traguntia.

Se trata de un banco de geometría tabular con frecuentes superficies erosivas internas. Estas superficies representan la morfología cambiante del fondo del canal durante las crecidas y se asocian a estructuras sedimentarias de alta energía (Gt). Delimitan cuerpos caracterizados por asociaciones de tipo Gt → St que representan el relleno del paleocanal por *megaripples* de cresta sinuosa, y pasan lateralmente (hacia los márgenes del canal) a arenas masivas (Sm) con abundantes rasgos edáficos. En otras ocasiones aquellas superficies erosivas delimitan cuerpos constituidos por la superposición de asociaciones de tipo Gp → Sp; estas se generan como consecuencia de la migración de barras con caras de avalancha (*sensu* MIALL, 1981) en un lecho conglomerático-arenoso. Las barras migran corriente abajo y crecen fundamentalmente a partir de un margen del canal, como pone de manifiesto el hecho de que los depósitos de gravas (Gp) y arenas (Sp) se adosen a las superficies erosivas de morfología canalizada.

A la luz de lo expuesto en los párrafos anteriores, consideramos que estos cuerpos de geometría tabular se originaron por canales con una relación anchura/profundidad elevada que cambiaban de posición, dentro del mismo cauce, de un modo muy continuo.

A partir del conjunto de rasgos descritos hasta este momento consideramos que los depósitos de esta unidad se originaron por canales inestables de ríos de baja sinuosidad, con una estacionalidad marcada, que migraban hacia el SSO. Sin embargo, su escaso espesor nos impide aportar conclusión alguna sobre la tendencia general de la unidad.

Los tonos rojos que se observan hacia el techo de la unidad son correlativos con el grado de alteración de la biotita y el feldespato. Ponen de manifiesto los procesos de rubefacción y, probablemente, también argilización a que se vieron sometidos estos materiales después de su depósito. Procesos postsedimentarios similares se han descrito en distintas partes de la

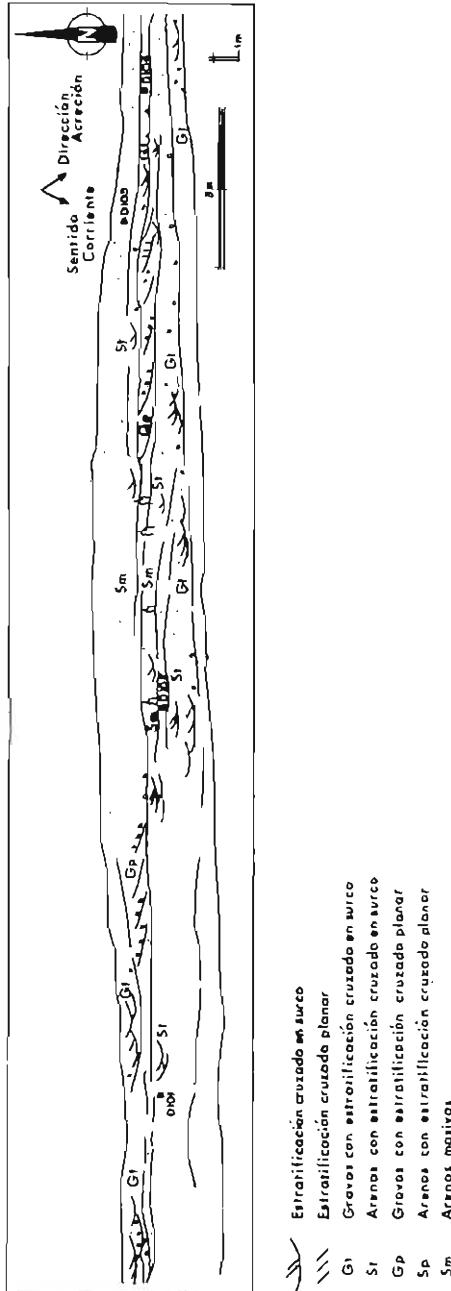


Fig. 3. Esquema sedimentológico de los materiales correspondientes a la UTS P3 (unidad Arcosica Basal).

Fosa de Ciudad Rodrigo (BLANCO *et al.*, 1989) y de la Cuenca del Duero (MARTÍN-SERRANO, 1988) y se han relacionado con perfiles de alteración de edad Mioceno inferior.

Se le atribuye una edad Oligoceno superior dado que ocupa una posición estratigráfica similar a la de la Formación Arcosas de la Alamedilla la cual ha sido datada mediante restos polínicos (POLO *et al.*, 1987).

2.4. CUATERNARIO

La escasez de datos paleontológicos en los depósitos más recientes nos imposibilita la correcta datación de éstos dentro de la Hoja, además de la inexistencia de datos similares en las Hojas cercanas y el escaso desarrollo de estos depósitos, las dataciones se basarán en la situación altitudinal y las relaciones espaciales, y por tanto la datación será cualitativa. Aún así creemos que los depósitos más recientes pueden considerarse de edad Pleistoceno y Holoceno.

De forma general los materiales cuaternarios son escasos y están reducidos a los cauces y algunas laderas, si exceptuamos el desarrollo de terrazas del río Huebra y afluentes en las cercanías de El Cubo de Don Sancho; 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.

2.4.1. Arenas con cantos de cuarcita y granito (31)

Este depósito aparece en dos zonas cercanas entre sí, la más importante se localiza al sur de la población de Traguntia en la margen izquierda del arroyo de Aguas Amargas y la de menor extensión en un pequeño retazo en la ladera este del cerro de Alcornoque.

La litología está conformada por arenas de tipo arcónico sueltas que engloban bloques y cantos de cuarcitas y granitos tanto angulosos como redondeados, con tamaños variables, pero que en general superan los 20 centímetros. Superficialmente está retocado por un glacis y desciende suavemente hasta unirse a la terraza del arroyo de Aguas Amargas.

Su origen lo atribuimos a procesos fluviales, considerando que podría tratarse de depósitos de terrazas dejados por el arroyo durante su encajamiento y posteriormente retocados por procesos de arroyada, que darían lugar al suavizado de la ladera y la generación del glacis.

La edad de estos sedimentos la consideramos como posiblemente Pleistoceno, mientras los retoques que daría su actual fisonomía los establecemos como posiblemente holocenos.

2.4.2. Terrazas (32,33,34)

Dentro de la Hoja hemos diferenciado tres niveles de terrazas, cuyo mejor desarrollo se localiza en la confluencia del río Huebra con los arroyos de Valdeguilera y Saucera en las cercanías de El Cubo de Don Sancho.

Las terrazas más altas (32) situadas a una cota de unos 40 metros sobre el cauce están constituidas por arenas de tipo arcósico y cantos de cuarcita redondeados a subredondeados de tamaños variables, siendo su media de 10 a 15 cm. En el arroyo de Valdeguilera se localizan exclusivamente en la margen derecha del río entre los cerros de Tres Picos y los Casetones; al sur y este del Cubo de Don Sancho se encuentran algo mejor desarrolladas y están localizadas a ambos lados de la confluencia del arroyo de Saucera con el río Huertas; por último en el río Oblea quedan bien representadas entre la población de Moralita el norte y el regato de Morales al sur, pero como en el caso del arroyo de Valdeguilera, solamente se localizan en la margen derecha.

El nivel medio de terrazas (33) presenta una amplia representación en el recorrido de los ríos Huebra y Oblea y los arroyos del Parral, Tumbafrailes, Valdeguilera, Granizo y Saucera, y en menor grado en el río Yeltes. Presentan una litología muy similar conformada por arenas de tipo arcósico, limos más o menos abundantes y cantos de cuarcita redondeados a subredondeados; en cuanto a los tamaños de los cantos, para la zona del Cubo de Don Sancho se observa que el tamaño medio es menor que en el resto de los depósitos estableciéndose entre 5 y 8 centímetros, mientras que en el resto oscila entre 7 y 12 centímetros. La cota de estos depósitos respecto a los cauces oscila entre los 5 y 2 metros, siendo su cota media de 3 metros.

El nivel más inferior (34), situado al norte de la población del Cubo de Don Sancho presenta unas características litológicas más finas, quedando formado por arenas, limos y arcillas, entre los que aparecen algunos cantos de cuarzo flotando con tamaños no superiores a los 3 centímetros. La cota a la que se sitúa esta terraza respecto al cauce del río Huertas es inferior a un metro.

La edad de estos depósitos es difícil de establecer debido a la inexistencia de datos paleontológicos, hecho que hemos indicado en el comienzo de este apartado, si nos guiamos por lo expuesto en zonas cercanas (Lumbreras y Villar del Ciervo) las terrazas altas las podríamos considerar como Pleistocenas, incluso, no es de desdeniar la posibilidad de que entrasen dentro del Plioceno. Los depósitos medios los hemos considerado como Holocenos, pero como en el caso anterior no tenemos criterios para localizarlas temporalmente más concretamente. El depósito inferior, ligado estrechamente al cauce del Huebra lo consideramos con edad Holoceno.

2.4.3. Aluvial (35)

Los depósitos aluviales de los ríos están formados principalmente de arenas y cantos de variado tamaño de cuarcitas, cuarzo y granitos, redondeados a subredondeados. Los cauces de mayor entidad, como puede ser el Huebra y el Yeltes presentan barras de gravas con tamaños variables y centímetros de varias decenas de centímetros, siendo las litologías principales de cuarcitas, pegmatitas, granitos de grano fino y en menor grado de metasedimentos.

En los ríos y arroyos de menor entidad suelen aparecer cantos subredondeados y angulosos, presentándose la matriz arenosa más reducida que en los cauces principales y presentándose limos de tonos grises en las áreas más remansadas.

La potencia de estos depósitos es escasa en los cauces secundarios y algo más importante en los principales, oscilando entre los 30 centímetros y los 70 centímetros visibles en las zonas mejor desarrolladas. La edad de los materiales la atribuimos al Holoceno, con las restricciones ya indicadas anteriormente.

2.4.4. Coluviones (30,36)

Dentro de los depósitos coluviales hemos diferenciado dos tipos en cuanto a edad, el más antiguo de estos se situaría en dos zonas, la de mayor entidad se localiza en la esquina SO de la Hoja en torno al cerro de Berzosa, el de menor extensión se sitúa al N de la Hoja, en el Cerro Cotorinas; el segundo de los tipos lo constituyen el resto de los coluviones de la Hoja.

El coluvión más antiguo (30) está formado por gravas de tonos pardos constituidas por cantos angulosos de cuarcita, posee matriz arenolutítica de carácter arcósico mal calibrada. En el cerro de Berzosa presenta tonalidades ocres que en algunos casos se hacen rojas; en el otro afloramiento la matriz es más arcillosa y con los tonos rojos más marcados.

El tamaño de cantos de estos coluviones más antiguos varía entre los 5 y 10 centímetros y en general se encuentra en su interior aureolas de tonos ocres y rojo que se van palideciendo hacia el interior de los mismos. La edad de estos depósitos la estimamos como Pleistoceno, si bien podría prolongarse al Holoceno.

El resto de los coluviones de la Hoja, a los cuales les hemos considerado una edad holocena (36), tienen una composición litológica variada, que depende de los materiales que constituyan el sustrato allí donde se desarrollan.

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 llenan los huecos entre los fragmentos líticos. El tamaño de los cantos es variado pudiendo alcanzar los 40 centímetros en los casos en que los depósitos estén ligados a sierros, en el resto los tamaños son más reducidos teniendo una media de 10 a 20 centímetros.

2.4.5. Conos de deyección (37)

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.

3. PETROLOGÍA

3.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS

3.1.1. **Ortogneises glandulares (20)**

Los ortogneises glandulares se encuentran aflorando en el NE y O de la Hoja y pertenecen al conjunto de materiales que están incluidos dentro del dominio N-NE delimitado por la zona de cizalla de Juzbado-Traguntia.

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

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

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

La matriz de la roca es un agregado granudo, inequigranular de grano medio a grueso compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita y normalmente, sillimanita. En algunas muestras también se encuentra cordierita en cantidades accesorias. La biotita y la sillimanita, parcialmente sustituidas por moscovita, forman agregados, a modo de "schlieren", que definen la foliación.

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

Son relativamente comunes las intercalaciones laminares concordantes de rocas graníticas de grano fino foliadas, de aspecto aplitoide, similares a las que se encuentran intercaladas

en los metasedimentos de toda la región (áreas de Martinamor, Lumbreras, Vitigudino o Aldeadávila de la Ribera). También se encuentran intercalaciones de granitoide inhomogéneo, que deben corresponder a leucogneises intensamente migmatizados.

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

3.2. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS

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

3.2.1. Macizo de Traguntía (1)

El Macizo granítico de Traguntía se encuentra situado en el centro-norte de la Hoja. Los materiales encajantes corresponden al "Complejo Esquisto-Grauváquico y presenta una forma cartográfica alargada según E-O, la cual puede estar condicionada por el desarrollo de la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo. Los afloramientos son lájas a ras de suelo o en bolos redondeados de pequeño tamaño que no llegan a dar berrocales.

A escala de campo puede observarse que es un granito de grano medio a medio-grueso, de dos micas no porfídico, aunque suele presentar fenocristales de feldespato potásico de 2-3 cm, de forma tabular, siendo posible también reconocer feldespatos de tamaño menor a 1 cm.

Desde un punto de vista estructural se encuentra deformado por la cizalla dúctil de Juzbado, sobre todo en su mitad sur, observándose estructuras S-C que dan criterio siniestro. Estas estructuras se observan en la mitad sur de este macizo y presentan direcciones N 70-80°E y buzando al sur 50°. Se produce una fuerte reducción del tamaño de grano. Al alejarnos del pueblo de Traguntía y hacia el norte, la deformación producida por la cizalla va desapareciendo, siendo poco visible en el contacto N de este macizo. Los fenocristales de feldespato dan formas sigmoidales de acuerdo con el criterio de la cizalla, llegando a producir texturas de tipo milonítico.

Petrográficamente, presenta una textura holocrystalina, heterogranular, deformativa-recris-talizada en mosaico. La textura deformativa está producida principalmente por la zona de

cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo en la mitad sur del macizo, y se manifiesta por una reducción del tamaño de grano y estructuras de tipo S-C. La textura recristalizada se observa principalmente en el cuarzo, el cual muestra formas poligonales con bordes rectos y puntos triples de unión, formando texturas en mosaico. Esta textura se observa principalmente en la mitad sur, aunque también se ha observado en otras láminas situadas en la parte norte del granito.

Mineralógicamente, los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son opacos, apatito, circón y turmalina, y la clorita, rutilo sagenítico y granular, sericitá y moscovita como secundarios. Las alteraciones más importantes son la cloritización de la biotita y la sericitización y moscovitización de los feldespatos.

El cuarzo principal se presenta con hábito anhedral, extinción ondulante y formación de subgranos. En las zonas donde la deformación es más intensa el cuarzo presenta formas alargadas ("ribbons"), reducción del tamaño de grano y texturas de recristalización en mosaico (dinámica y/o estática ?).

Otros tipos de cuarzo que se pueden diferenciar se encuentran como inclusiones en la moscovita y en el feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta en la mesostasis o como fenocristales. Estos fenocristales presentan la macla de microclina-Carlsbad, con formas subhendradas. Tiene pertitas tipo "vein" y más raramente pertitas tipo "patch". Son pobres en inclusiones de plagioclasa subidiomorfás, estas plagioclasa suelen tener el núcleo alterado a sericitá. Los fenocristales también incluyen a cuarzo con formas redondeadas, apatito, opacos. Por lo que se refiere al feldespato potásico de la mesostasis, presenta formas anhendradas, con la macla de la microclina y más raramente de microclina-Carlsbad. Se pueden observar procesos de sustitución de plagioclasa por feldespato potásico (feldespatización).

La plagioclasa es subhedral a anhedral, con la macla de la albita, presenta los núcleos algo alterados a sericitá, y tiene un proceso de moscovitización, desarrollando finas moscovitas que se disponen según los planos de exfoliación. Es muy frecuente observar pequeñas manchas con formas irregulares de feldespato potásico en el interior de los cristales de plagioclasa, a la cual sustituye.

La biotita se presenta en cristales individuales, menos frecuente en agregados de 2-3 cristales. Presenta formas anhendradas, de color marrón rojizo. Tienen inclusiones de opacos y circones que desarrollan halos pleocroicos.

La moscovita aparece en grandes placas xenomorfás. Presenta gran abundancia de inclusiones de circones que desarrollan halos pleocroicos, apatitos, cuarzo y opacos con formas alargadas que tienden a disponerse entre los planos de exfoliación (001), estas moscovitas proceden a partir de las biotitas, observándose, a veces, restos de biotita dentro de las moscovitas, presentando la misma extinción. Se puede diferenciar otro tipo de moscovita de menor tamaño y procedente de la plagioclasa, la cual suele disponerse según los planos de

exfoliación de la plagioclasa. Con lo cual toda la moscovita que se observa es de origen secundario y/o tardía.

Dentro de las zonas afectadas por la zona de cizalla, la moscovita presenta formas de peces de micas, reducción del tamaño de grano.

Como minerales accesorios más característicos se encuentra el apatito con formas aciculares o bien redondeadas-globosas, estas últimas suelen tener inclusiones de pequeños circones. La turmalina se encuentra siempre en cristales aislados de hábito anhedral. El circón se presenta con formas redondeadas, rara vez bipiramidales y siempre como inclusiones en otros minerales.

3.2.2. Macizo de Pozos de Hinojo-San Cristobalejo (2,2a,3)

Se encuentra en el centro de la Hoja, aflorando en dos sectores, Pozos de Hinojo al E y San Cristobalejo al O. Encaja en materiales del CEG y está intruido por los macizos de Alcoba de Ituero, San Cristóbal de los Mochuelos y por los macizos tardíos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey. Aflora muy mal, en pequeños bolos y lajas a ras de suelo que no llegan a dar berrocales.

La facies mayoritaria consiste en un granito homogéneo, de grano medio-fino, de textura equigranular de tipo "Sacaroideo", y de dos micas. Esporádicamente se pueden ver fenocristales de feldespato de 1-3 cm que nunca son idiomorfos. El cuarzo puede llegar a formar cristales de 1 cm de diámetro. La moscovita, subidiomorfa o idiomorfa, forma grandes placas (5 mm); la biotita siempre es de menor tamaño. Suelen observarse nódulos de cuarzo lechoso de hasta 5 cm de anchura, y bandas leucocráticas estrechas (3-4 cm) Enriquecidas en moscovita y con total ausencia de biotita que son características de este macizo (greissen).

Hay enclaves surmicáceos (3-4 cm), de encajante (5-6 cm), biotíticos, migmatíticos y granito porfídico; estos últimos están constituidos por un granito de grano grueso de dos micas y con fenocristales de feldespato potásico de 2-3 cm de forma tabular; un enclave de este tipo, de dimensiones cartografiables se ha distinguido en el sector de San Cristobalejo y será descrito más adelante.

En el sector de San Cristobalejo se ha diferenciado una subfacies (ver Mapa Geológico, 2a), que se caracteriza por: tamaño de grano similar o mayor que la facies común, abundancia de enclaves biotíticos y de fenocristales de feldespato potásico de 3-4 cm, subidiomorfos a alotriomorfos, y sin ningún tipo de estructuración.

En general, el granito presenta una foliación marcada por la biotita y con una dirección N 120°E y buzante al S unos 40°, que en las proximidades de la zona de cizalla cambia de dirección hacia E-O, concordante con la dirección de dicha estructura.

También en el sector de San Cristobalejo se ha diferenciado cartográficamente un megaenclave (ver Mapa Geológico, 3), situado en las proximidades de dicha localidad y que se carac-

teriza por: matriz de grano fino a medio, sin moscovita y una gran abundancia de fenocristales de feldespato potásico tabulares de 2-3 cm de longitud, que están fuertemente orientados N 120°-130° E y verticales, cuyo contacto con la facies común parecen graduales y se realizan por una disminución progresiva de los fenocristales. Otro afloramiento de este tipo se sitúa a la entrada de Pozos de Hinojo por la carretera que llega desde el este.

Texturalmente son granitos holocristalinos, heterogranulares de grano medio afectados por la deformación y así recristalizados.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito, circonio y como secundarios, clorita, rutilo, sagenítico, feldespato potásico como producto de cloritización de la biotita y sericitita como producto de la sericitización de las plagioclasas. Estos dos procesos son de poca importancia en comparación al proceso de desarrollo de moscovita tardía y/o secundaria a partir de la biotita y de la plagioclasa principalmente.

Petrográficamente, el cuarzo principal es alotrómorfo, con extinción ondulante y tendencia a poligonizarse, incluye aquijas de rutilo, pequeñas biotitas y circones.

El feldespato potásico se presenta con formas anhédrales, mostrando la macla de la microclina y desarrollando a veces texturas micropertíticas ("film pertite"). Lleva inclusiones de plagioclasas subidiomorfas con el núcleo alterado a sericitas, cuarzo con formas redondeadas, apatito, circones, biotita. También se puede encontrar feldespato potásico sustituyendo a las plagioclasas o en las biotitas alterándose a clorita como finos husos dispuestos entre los planos (001) como un subproducto de dicha alteración, que se forma de acuerdo con la reacción de CHAYES (1955), la cual es:



En el contacto con plagioclásas se desarrollan texturas de tipo mirmequítico. A veces entre los cristales de feldespato potásico se puede observar plagioclasa, la cual puede deberse a procesos de albitización.

La plagioclasa con formas anhédrales, y macla de la albite esta alterada a sericitá, proceso poco importante, siendo de mayor relevancia la moscovitización, encontrándose las moscovitas orientadas según los planos de exfoliación de la plagioclasa. Las plagioclasas suelen mostrar procesos de feldespatización, observándose cómo el feldespato potásico está sustituyendo a la plagioclasa. Como inclusiones lleva cuarzo, opacos, biotita, apatito.

La biotita se presenta en pequeñas placas, xenomorfa, de color marrón-rojizo, y poco alterada a clorita. Tiene inclusiones de opacos, apatito, circones que desarrollan halos pleocroicos. Cuando está alterada a clorita da como subproducto feldespato potásico.

Las moscovitas se presentan en grandes placas xenomorfas, con un ligero pleocroismo y sin extinción ondulante. La gran abundancia de inclusiones de circones hace que se desarrollen

halos pleocrómicos. Otros minerales que aparecen incluidos en los cristales de moscovita son, apatitos, opacos y cuarzo. En general estas moscovitas proceden de biotitas, ya que es muy frecuente observar restos de éstas dentro de las moscovitas y en continuidad óptica con ellas. Se puede diferenciar otro tipo de moscovita de menor tamaño y procedente de la plagioclasa, la cual suele disponerse según los planos de exfoliación de la plagioclasa. Con lo cual toda la moscovita que se observa es de origen secundario y/o tardía.

Como accesorios más característicos hay apatitos redondeados y circones, los cuales normalmente aparecen como inclusiones en las grandes placas de moscovita, presentándose con formas alargadas y a veces bipiramidales, o incluidos en cristales de apatito.

Por lo que se refiere al enclave mencionado anteriormente, presenta las siguientes características:

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita. Como accesorios hay opacos, apatito, y circón. Los minerales de carácter secundario y/o tardío son, clorita, rutilo sagenítico y feldespato potásico procedentes de la cloritización de la biotita; sericitita procedente de la sericitización de la plagioclasa y moscovita procedente de la moscovitización de la plagioclasa y de la biotita.

La textura de la roca es holocristalina, heterogranular, porfidica debido al desarrollo de fenocristales de feldespato potásico y de grano medio.

El cuarzo es xenomorfo, con fuerte extinción ondulante y con procesos de poligonización e incluye agujas de rutilo y pequeñas biotitas.

El feldespato potásico se presenta en la mesostasis o como fenocristales. Estos fenocristales presentan la macla de la microclina, microclina-Carlsbad, con formas subhédrales y a veces tienen textura micropertítica. Son ricos en inclusiones de plagioclasa subidiomorfás, que a veces presentan un zonado y bordes albíticos, estas plagioclases suelen tener el núcleo alterado a sericitita, y a veces incluye a biotitas. Los fenocristales también incluyen a cuarzo con formas redondeadas, apatito y opacos. Presentan una fracturación rellena por cristales de moscovita. Por lo que se refiere al feldespato potásico de la mesostasis, presenta formas anhédrales, con la macla de la microclina y más raramente de microclina-Carlsbad, a veces tiene textura micropertítica y con inclusiones de cuarzo, biotita, opacos y apatito. Se pueden observar procesos de feldespatización.

La plagioclasa es subhedral a anhedral, con la macla de la albita, presenta los núcleos algo alterados a sericitita, y tiene un proceso de moscovitización, desarrollando finas moscovitas que se disponen según los planos de exfoliación. En el contacto entre los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa se suelen desarrollar mirmequitas.

La biotita presenta formas anhédrales, de color marrón rojizo, en cristales individuales. Tienen inclusiones de opacos y circones que desarrollan halos pleocroicos. La alteración de la biotita es bastante importante, desarrollándose clorita con formación de rutilo sagenítico y feldespato potásico en forma de husos dispuesto entre los planos (001) de la clorita, de

acuerdo con la reacción descrita por CHAYES (1955) y descrita anteriormente. Otro proceso desarrollado sobre la biotita es la moscovitización de ésta, dando lugar a la moscovita tardía en la cual se puede observar restos de la biotita, así como inclusiones de opacos, circones que desarrollan halos pleocroicos, apatito y a veces estas moscovitas tienen un ligero pleocroismo. Estas moscovitas tardías suelen desarrollar bordes simplectíticos con el cuarzo. Otro tipo de moscovita tardía se desarrolla a partir del feldespato potásico, desarrollándose bordes simplectíticos.

Los accesorios más comunes son, apatito con formas redondeadas e inclusiones de circones. Con las observaciones realizadas al microscopio se puede clasificar al granito como un granito dos micas, porfídico, aunque hay que hacer referencia a que toda la moscovita es de origen tardío y/o secundario.

3.2.3. Macizo de Yecla de Yeltes (4)

Está situado en el centro y noroeste de la Hoja. Hacia el N y NE encaja en materiales del CEG y migmatitas, hacia el S está intruido por el macizo tardío de Villavieja de Yeltes.

Aflora bastante mal, pero en la parte O de la Hoja el encajamiento del río Huebra, proporciona zonas de mayor relieve. En estas áreas se puede observar una fuerte disyunción prismática debido al espaciado métrico de las diaclasas.

La facies mayoritaria consiste en un granito homogéneo, de grano medio-fino, de textura equigranular de tipo "sácaroideo", y de dos micas.

Esporádicamente se pueden ver fenocristales de feldespato de 1-3 cm que nunca son idiomorfos. El cuarzo puede llegar a formar cristales de 1 cm de diámetro. La moscovita, subidiomorfa o idiomorfa, forma grandes placas (5 mm); la biotita siempre es de menor tamaño. Suelen observarse nódulos de cuarzo lechoso de hasta 5 cm de anchura, y bandas leucocráticas estrechas (3-4 cm) enriquecidas en moscovita y con total ausencia de biotita que son características de este macizo (greissen).

Hay enclaves surmicáceos (3-4 cm), de encajante (5-6 cm), biotíticos, migmatíticos y porfídicos; estos últimos están constituidos por un granito de grano grueso de dos micas y con fenocristales de feldespato potásico de 2-3 cm de forma tabular.

Al S de Escuernavacas, en las proximidades del arroyo del Granizo y (al E de Escuernavacas), se han observado zonas inhomogéneas que tienen un tránsito gradual con la facies mayoritaria y que presentan las siguientes características: tamaño de grano similar o mayor que la facies común; abundancia de enclaves biotíticos, schlieren muy alargados de dirección E-O y fenocristales de feldespato potásico de 2-3 cm, existencia de zonas en las que se reconoce deformación por cizalla dúctil sinistra de orientación E-O; presencia de restos migmatíticos, diques de cuarzo y pegmatitas. En la zona situada al E de Escuernavacas, presenta feldespatos potásicos de 2-3 cm con forma tabular. La parte oriental de esta macizo se encuentra afectada por la cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo, observándose estructuras S-C con cri-

terio sinistral, encontrándose los planos C espaciados 1-2 cm. Los fenocristales de feldespto se encuentran rotados y alargados según el sentido de la cizalla.

En general, en el granito no se observan foliaciones muy fuertes, salvo hacia el O donde se encuentran dos zonas con direcciones N-S, subverticales o buzando 70° al O y en el límite de la Hoja, a la altura de Bogajo aparece una foliación subhorizontal.

En el centro de la Hoja (ver Mapa Geológico, 4a), se ha diferenciado una facies a la cual se la puede denominar macizo de Alcoba de Ituero y presenta las siguientes características: encaja en materiales de la Formación Monterrubio al S, O y N; al E está intruido por el macizo tardío de Cipérez, y al NE limita con el macizo de San Cristobalejo, cuyas relaciones mutuas se ignoran. Aparece en grandes afloramientos compuesto por bolos métricos de forma redondeada, los cuales dan berrocales.

Está formado por un granito de dos micas, de grano medio-grueso (con variaciones locales). La biotita forma cristales de 2-3 mm; la moscovita aparece en pajuelas o como cristales de 4-5 mm; el feldespato potásico habitualmente forma cristales de 5-7 mm. Localmente puede tomar un aspecto ligeramente porfidico a causa de la presencia de fenocristales de feldespato potásico de 2-3 cm. Su textura es, pues, ligeramente inequigranular.

Se han observado en este macizo dos tipos de enclaves. En primer lugar, unos siempre redondeados oscuros, compuestos fundamentalmente por biotita y plagioclasa. En segundo lugar, otros leucocráticos de tendencia aplítica, pero con algunos cristales mayores de cuarzo, biotita y moscovita, que afloran con contornos redondeados o angulosos y con formas de tortas, el tamaño que tienen oscila de centimétrico hasta 1-2 m.

En general, no presenta ningún tipo de estructuración, localmente se nota una orientación muy débil (N 160°-170° E).

Se trata de un granito con una textura holocristalina, inequigranular de grano medio, algo porfidica, con orientación deformativa marcada principalmente por las micas. Dicha orientación varía en intensidad de unos lugares a otros, reflejándose en una reducción del tamaño de grano, fuerte extinción ondulante de los minerales con tendencia a formar subgranos y kink en las micas.

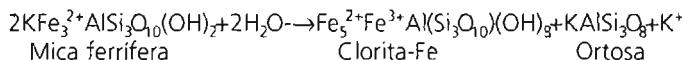
Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios se observan apatito, circón y opacos, y como minerales secundarios se han podido reconocer clorita, rutilo (sagenítico), leucoxeno, feldespato potásico como subproducto de la cloritización de la biotita y sericitita debida a la sericitización de la plagioclasa, principalmente alterada en su núcleo, siendo este proceso de poca intensidad. También se puede observar como mineral secundario la moscovita tardía o histerógena, formada a partir de plagioclasa y/o biotita principalmente.

El cuarzo es alotriomorfo, con extinción ondulante. En la parte O de la Hoja, donde hay una foliación norteada, el cuarzo está fuertemente deformado, presentando bordes suturados, formas alargadas según la dirección de la foliación y suele formar "ribbons" para-

lelos a la foliación general de la roca. Al alejarnos de esta zona, la deformación disminuye, presentando el cuarzo formas más poligonales, y en algunos casos se puede apreciar procesos de recristalización, con puntos triples de unión y con extinción ondulante no muy fuerte.

El feldespato potásico es microclina, presenta la macla de la microclina y con menos frecuencia microclina-Carlsbad. Es poco pertítico, desarrollando pertitas de tipo "film" y "vein", y con menor frecuencia del tipo "patch". Se presenta en cristales subidiomorfos, sin llegar a producir fenocristales. Incluye a cuarzo, biotita, apatito y plagioclásas, teniendo estas últimas bordes albíticos y un núcleo alterado a sericitá. A veces el feldespato potásico tiene carácter intersticial. Un proceso muy frecuente e importante es la sustitución de plagioclasa por feldespato potásico (feldespatización).

Existe un feldespato potásico de origen secundario, originado en el proceso de cloritización de la biotita, que se dispone formando pequeños husos según los planos de exfoliación (001) y se produce de acuerdo con la reacción de CHAYES (1955).



La plagioclasa presenta la macla de la albita, en cristales subidiomorfos a alotriomorfos, en las láminas que pertenecen a la parte más occidental de este macizo y con una foliación norteada, presentan deformada la macla, con extinción ondulante. Presentan un grado variable de sericitización y moscovitización, desarrollando una moscovita secundaria y/o tardía, que se dispone orientada según los planos de exfoliación. Cuando las plagioclasas están en contacto con feldespato potásico desarrollan mirmequitas, siendo estas muy escasas y poco desarrolladas. Incluye apatito, cuarzo y biotita.

En la moscovita se pueden diferenciar dos familias, una de origen primario de pequeño tamaño y otra secundaria-tardía, que se presenta en grandes placas y que en su mayoría procede de la biotita, ya que se observan restos de biotita en la moscovita, con la misma exfoliación-extinción, así como inclusiones de opacos, circones y a veces finos husos de feldespato potásico procedentes de la alteración de la biotita. Estas grandes placas de moscovita suelen desarrollar bordes simplectíticos. En general, estas moscovitas tardías no están deformadas, pero en la parte oeste de la Hoja, se puede observar estas micas con extinción ondulante, kink y a veces tienden a formar peces de micas, formando una foliación en la roca junto con las biotitas. Otras moscovitas de origen secundario son las procedentes de la plagioclasa y del feldespato potásico.

Las biotitas se presentan en placas de menor tamaño que la moscovita, de color marrón-rojizo, con inclusiones de apatito, opacos y circones metamíticos que desarrollan halos pleocroicos. La alteración es variable. Suele estar sustituida por moscovita secundaria y/o tardía descrita anteriormente. El otro proceso de alteración de la biotita es la cloritización, a partir del cual se desarrollan como producto de alteración los siguientes minerales: rutilo sagenítico, leucoxeno y feldespato potásico que se dispone con forma de husos entre los planos (001) de la clorita y que se forma según la reacción descrita anteriormente.

Como accesorio más característico se encuentra apatito, apareciendo en cristales subidiomorfos redondeados e incluyendo circones.

A unos 500 m del contacto con el granito tardío de Villavieja de Yeltes, se ha observado andalucita, rodeada de una fina película de sillimanita y todo ello dentro de grandes placas de moscovita.

Con las observaciones realizadas, se puede concluir que la deformación que aparece en la parte oeste del macizo, con direcciones norteadas (ver mapa geológico) es tardía, siendo posterior a la formación de las grandes placas de moscovitas tardías y/o secundarias.

Petrográficamente, este granito se puede clasificar como un granito de dos micas, aunque casi toda la moscovita es de origen secundario y/o tardío.

3.2.4. Macizo de Picones (5)

Este granito aparece representado por dos pequeños afloramientos localizados en el NO de la Hoja, que pueden continuarse por las Hojas adyacentes de Vilvestre (449), Vitigudino (450) y Lumbreras (475).

El macizo de Picones forma parte del conjunto granítico denominado Barrera-Saldeana-Picones y constituye la facies no porfídica de dicho conjunto.

Consta de un granito de grano grueso de dos micas e intruye en materiales del CEG, situado en la misma esquina NO de la Hoja. Se puede observar que tiene algunos megaenclaves metamórficos de escala cartográfica (ver mapa geológico de la Hoja de Vilvestre, nº 449). Aflora en grandes bolas de tamaño métrico con formas redondeadas, dando pequeños berrocales que se presentan aislados, siendo la alteración del granito muy fuerte. Se pueden observar orientaciones según E-O a N100° E considerando a este macizo como tardíofase III. En algunos puntos se pueden encontrar pequeñas estructuras S-C de carácter dúctil, en pequeños afloramientos, con los planos C según N 100° E y criterio dextro. El granito, en general, tiene pocos enclaves, siendo estos del encajante y biotíticos. Se pueden observar schlieren, debidos a un enriquecimiento de biotita así como pequeñas concentraciones de turmalina. Como diques se encuentran pegmatitas y cuarzo ("sierras"), estos últimos forman el contacto más oriental del granito.

A escala de afloramiento el cuarzo presenta un tamaño de 4-5 mm, observándose cuarzos redondeados de 10-15 mm. El feldespato potásico generalmente muestra tamaños entre 5 y 7 mm, observándose ocasionalmente fenocristales de 2-3 cm. Las micas se encuentran individualizadas, con biotitas de 2-3 mm presentando, a veces, formas exagonales. La moscovita presenta tamaños muy variables, así, se observan grandes placas xenomorfas de 15 mm, las cuales pueden tener incluidos pequeños cristales de biotita, y moscovitas romboidales de 2-3 mm.

Petrográficamente, esta facies presenta una textura holocrystalina, heterogranular de grano grueso a muy grueso y algo microporfídica a escala microscópica.

La asociación mineralógica principal la constituyen el cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios hay opacos, círcón, apatito y sillimanita. Los secundarios que se observan son, sericitita, moscovita y clorita.

El cuarzo se presenta en agregados de cristales anhédrales de tamaño muy variable. Tiene extinción ondulante, poco marcada y presenta procesos de poligonización, dando lugar a la formación de subgranos.

Presenta muy pocas inclusiones, siendo éstas opacos, circones, apatitos, moscovitas, estas últimas a veces presentan hábito idiomorfo (romboidal), plagioclasa y feldespato potásico.

Otros tipos de cuarzos que se puede distinguir, de carácter tardío son los cuarzos de intercrecimiento:

a) Cuarzo simplectítico, desarrollado en los bordes de las moscovitas tardías-blásticas.

b) Cuarzo mirmequítico, muy escaso, estando poco y mal desarrolladas las mirmequitas.

A veces el cuarzo presenta fenómenos de corrosión sobre las plagioclásas.

El feldespato potásico es microclina, se presenta como cristales generalmente aislados en la mesostasis, y a veces como microcristales de 7 mm subhédrales, dando un carácter microporfídico al granito. Tiene maclas de microclina y Carlsbad, siendo poco o nada per-títico.

Es bastante frecuente observar un feldespato potásico de carácter blástico-tardío, el cual se encuentra reemplazando a las plagioclásas, aparece en manchas irregulares en el interior de los cristales.

Otros tipos de texturas que presenta el feldespato potásico son las pertitas de tipo "vein pertite" y "film pertite".

Como inclusiones presenta cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita, apatito.

La plagioclasa se encuentra como cristales aislados o en agregados de 2-4 individuos, de hábito anhedral-subhedral, maclados según la ley de la albata. El contenido en anortita es de 0-10%, siendo normalmente entre 0-5% (Albata).

Los procesos de alteración que presentan son sericitización y moscovitización, siendo ambos poco importante en su intensidad.

Las inclusiones que presenta son de cuarzo, y a veces desarrolla pequeñas mirméquitas, con plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita y apatito.

En algunos cristales de plagioclasa, se observa como están corroidas en los bordes por el cuarzo.

Se puede diferenciar una albita secundaria desarrollada por una albitización postmagmática en procesos de pertitización ("vein y film pertite"), más raramente es una albita intergranular.

La biotita normalmente se encuentra en cristales aislados, aunque también en agregados de dos a cuatro cristales, con un tamaño muy variable. Su proporción con respecto a la moscovita es igual o menor. Presenta un pleocroísmo que varía de marrón rojizo a amarillo claro.

Presenta inclusiones de opacos, circones y apatitos. Todos los cristales presentan halos pleocroicos desarrollados por los circones o por otros minerales radiactivos que no se pueden identificar.

El proceso de cloritización es muy poco importante, casi es nulo, cuando ocurre suele dar como subproducto pequeñas agujas de rutilo con textura sagenítica. Otro proceso que sufre la biotita, es la moscovitización, mediante el cual la moscovita sustituye de forma parcial o total a la biotita, creciendo en continuidad cristalográfica.

La moscovita se encuentra en mayor o igual proporción que la biotita, con un tamaño de cristal muy variable. Presenta un hábito anhedral-subhedral pero en alguna ocasión se aprecian secciones euhedrales-romboidales. Se pueden distinguir los siguientes tipos de moscovita:

- a) Moscovita asociada a los feldespatos (plagioclasa).
- b) Moscovita asociada a la biotita, con la cual crece en continuidad óptica.
- c) Moscovita asociada a la sillimanita, ésta se encuentra como restos en el interior de la moscovita, en forma de finos y pequeños prismas o bien como fibrolita, proceso que queda reflejado en la reacción de EVANS (1965).

En general, estos tipos de moscovita presentan un carácter blástico, tardío y presentan crecimientos simpleteíticos en los bordes con el cuarzo.

Como inclusiones tiene cuarzo, apatito, opacos, sillimanita y biotita.

Como mineral accesorio más característico se encuentra el apatito, el cual se presenta en pequeños cristales idiomorfos (secciones exagonales), prismas aciculares o como cristales de gran tamaño de forma redondeada y que suelen tener inclusiones de pequeños circones. La sillimanita, que se presenta como fibrolita o como finos y pequeños prismas, siempre se encuentra incluida en la moscovita. Llama la atención la ausencia de grandes circones, como ocurre en otros granitos, en donde se encuentran como inclusiones en casi todos los minerales.

3.2.5. Macizo de Grandes (6)

Este macizo está situado en la parte noreste de la Hoja, continuándose por la Hoja de Barbadillo (477). Se encuentra a lo largo del borde norte del Macizo de Cipérez-Garcirrey, con una dirección N70° E, por el cual está intruido. Aflora formando berrocales, con bolos

redondeados de pequeñas dimensiones y como lajas a ras del suelo. Intruye en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico situados al norte. También se encuentra formando una orla al sur del Macizo de Villar de Peralonso.

Está formado por un granito de dos micas, grano grueso, no porfídico de color leucocrático. Tiene una matriz inequigranular y una textura en ala de mosca formada por la biotita, la cual se presenta en grandes placas de 7-8 mm. La moscovita se presenta con un tamaño un poco menor que la biotita. Muy raramente se observan fenocristales de feldespato potásico, de forma exagonal, con un tamaño de 2 cm.

Este granito en su parte norte se encuentra afectado por la zona de cizalla dúctil sinistral de Juzbado-Penalva do Castelo, presenta orientaciones según N70° E, buzando 60° -70° al sur. En algunos puntos se observa una reducción de tamaño de grano, sobre todo en las micas. Fuera de la zona de cizalla, el granito presenta una orientación N130° E y buzando al S, la cual es concordante con las estructuras regionales que se encuentran en la zona, y que se puede apreciar en la Hoja de Barbadillo.

Texturalmente el granito de Grandes es de tipo holocrystalino, inequigranular, y algo porfídico de grano grueso. Este granito se encuentra afectado por la cizalla sinistra de Juzbado-Penalva do Castelo, observándose en las láminas una fuerte deformación, con reducción del tamaño de grano y orientación de los minerales, principalmente de las micas. Al observar en lámina delgada esta deformación, se aprecia que es más intensa en estrechas bandas que se anastomosan y donde se puede observar estructuras S-C con criterio sinistro.

Los componentes esenciales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son los comunes en este tipo de rocas, circón, apatito y opacos. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios se encuentran clorita, rutilio, sericita, feldespato potásico, sericita como resultado de la cloritización de la biotita y sericitización de la plagioclasa. El feldespato potásico procedente de la biotita se dispone en finos husos en los planos (001), pero es muy escaso. También se puede diferenciar una moscovita secundaria procedente de la biotita y que da lugar a grandes placas de moscovita tardía, y otra procedente de la plagioclasa con menor tamaño y que se encuentra orientada reticularmente dentro de cada cristal de plagioclasa.

El cuarzo principal es alotriomorfo, con fuerte extinción ondulante, formando "ribbons" sigmoidales, en las láminas delgadas donde se observa una deformación muy intensa, el cuarzo puede presentar una fuerte poligonización, con bordes suturados y también se pueden observar formas poligonales con puntos triples de unión.

El feldespato potásico es microclina, con extinción ondulante en zonas donde se observa una fuerte reducción del tamaño de grano, dando lugar a texturas en mortero. En láminas donde la deformación es más intensa, el feldespato potásico presenta formas poligonales, con puntos triples de unión, con finas micas entre los cristales, junto con el cuarzo que presenta esta misma textura, se puede decir que ha existido un proceso de recristalización. El feldespato potásico presenta textura pertítica y mirmequítica. Incluye a cuarzo y plagioclases bastante idiomorfas.

La plagioclasa, en las zonas menos deformadas, es subidiomorfa a idiomorfa, con maceta de albita, observándose que está deformada en las zonas próximas a la zona de cizalla, produciéndose una reducción del tamaño de grano. Está poco sericitizada, tiene inclusiones de cuarzo y moscovita.

Otro tipo de plagioclasa se encuentra como inclusiones de los feldespatos potásicos, presentando formas subhendradas a euhedrales, con los núcleos alterados a sericita.

La moscovita se presenta en grandes placas procedentes de la biotita principalmente, quedando restos en su interior, así como de los circones y apatitos. Con la deformación, las micas (moscovita y biotita) presentan extinción ondulante, con kink y tienden a formar peces de micas. Otra moscovita es la procedente de la plagioclasa, que se presenta en pequeñas láminas, y se disponen según las líneas de exfoliación de la plagioclasa. Otro tipo de moscovita, pero menos abundante, es la procedente del feldespato potásico. Con lo cual la gran mayoría de la moscovita tiene un origen tardío y/o secundario.

La biotita se presenta en pequeñas placas de color marrón-rojizo con frecuentes inclusiones de circones metamíticos, y a veces de apatito. Está poco alterada a clorita.

3.2.6. Macizo de San Cristóbal de los Mochuelos (7)

Está situado en el centro-este de la Hoja, y se le ha denominado con el nombre de la única población asentada sobre él (San Cristóbal de los Mochuelos).

Aflora formando bolos métricos o grandes lajas a ras del suelo. Sus contactos con los materiales del encajante Complejo Esquisto-Grauváquico, al N, E y O, son netos; mientras que al S se haya limitado por una falla inversa NE-SO con posible rejuego normal alpino.

Es un granito de grano medio-grueso, en el que domina siempre la biotita sobre la moscovita. La biotita aparece formando cristales de 3-4 mm, con morfología en Ala de Mosca característica. Localmente existen diferenciaciones aplíticas en los que las biotitas conservan este tipo de morfología.

En principio tiene una cierta semejanza con la facies Ala de Mosca del Macizo de Cipréz, pero la diferencia es que este último es posterior a cualquier deformación penetrativa, mientras que el Macizo de San Cristóbal está afectado por la zona de cizalla dúctil sinistra de Juzbado-Penalva do Castelo, observándose muy bien en su mitad S ($N80^\circ E/55^\circ S$).

3.2.7. Macizo de Ardonsillero-Rodasviejas (8)

Aflora en la esquina SE de la Hoja, siendo los afloramientos muy escasos y de mala calidad, continuándose hacia el E por la Hoja de Barbadillo donde aflora mejor. Este macizo en su parte NO está intruido por el granito tardío de Cipréz-Garcirrey, hacia el NE se encuentra en contacto con los metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico, presentando la

misma dirección de la foliación ambos materiales y hacia el S está recubierto por materiales terciarios.

Está constituido por una serie de granitos y leucogranitos de dos micas, de tamaño de grano variable de medio a grueso, y que presenta una fuerte deformación, la cual se observa muy bien, pues produce una fuerte foliación. En este sector, la foliación presenta una dirección N 130° E y un buzamiento de 60-70° al SO. Se pueden observar a simple vista minerales accesorios como turmalina, granates, apatito, presentando éstos una distribución muy irregular, pero siendo en algunos puntos muy abundantes, sobre todo la turmalina y los granates.

Los enclaves que presenta son de tipo metamórfico, con unos tamaños que varían desde centimétricos hasta 2-3 m de diámetro. Los diques son principalmente de cuarzo ("sierros"), con direcciones al NE, coincidentes con la fracturación tardihercínica, pegmatitas y aplitas.

La descripción petrográfica de este granito se ha realizado a partir del estudio de las láminas pertenecientes a la Hoja contigua de Barbadillo (477), ya que en el área que abarca esta Hoja los afloramientos en general son bastante escasos.

La textura que presenta es holocrystalina, heterograngular de grano medio a medio-grueso, con orientación deformativa.

Los constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios más frecuentes se pueden observar cordierita completamente pseudomorfizada, andalucita, sillimanita, opacos, circón y apatito. Los minerales secundarios son sericita, moscovita, clorita, rutilo como resultado de los distintos procesos de desestabilización de los distintos minerales esenciales y accesorios.

El cuarzo se presenta con un tamaño de grano variable. Presenta formas poligonales, sin extinción ondulante, con puntos triples de unión, indicando procesos de recristalización. En aquellos cuarzos con extinción ondulante, se observa una tendencia de los granos a la poligonización. Otros tipos de cuarzo de origen tardío, son aquellos que se encuentran incluidos dentro de las moscovitas tardías o formando bordes simplectíticos.

El feldespato potásico está casi completamente desestabilizado a moscovita y sericita principalmente, siendo de difícil reconocimiento.

La plagioclasa presenta formas anhedrales y en ocasiones se encuentra de forma intersticial. La macla que puede observarse es la de tipo albita y no se muestra nada pertitizada. Está alterada con una intensidad variable a sericita y moscovita. El contenido en anortita es inferior a 10 %.

La biotita se presenta en pequeñas placas, con un pleocroismo que varía de marrón-rojizo a casi incoloro. Es muy común que se encuentre marcando la foliación que la roca muestra en campo. Está muy desestabilizada a moscovita. La cloritización es muy escasa, dando como subproducto rutilo. Presenta inclusiones de opacos y circones, estos últimos desarrollan halos pleocroicos.

La moscovita en su mayoría es de origen secundario, procedente de la desestabilización de varios minerales, los cuales se describen a continuación. Moscovita procedente de la biotita, la cual se presenta en grandes placas, con restos de biotita en su interior, así como de opacos, circones, suele presentar la misma exfoliación y la misma extinción, con lo cual también marcan la foliación dentro de la lámina. Otro tipo de moscovita procede a partir de la desestabilización de la andalucita, también se presenta en grandes placas, las cuales conservan pequeños restos de andalucita. Moscovita procedente del feldespato potásico, también se presenta en grandes placas. Estos tipos de moscovitas suelen tener incluido cuarzo, así como desarrollar bordes simplectíticos. Otro tipo de moscovita de menor tamaño es el que se produce a partir de la desestabilización de la plagioclasa y cordierita.

La andalucita se presenta como restos incluidos en las moscovitas, y presenta un ligero pleocroismo que va de un rosa pálido a incoloro. La cordierita se encuentra completamente pseudomorfizada por moscovita y sericitita.

Petrográficamente este granito se puede clasificar como un leucogranito de dos micas.

Por lo que se refiere a los enclaves de origen metamórfico (corneanas), estos presentan una foliación relictica ligeramente plegada, la cual se encuentra marcada principalmente por la biotita. Todo ello ha sufrido un proceso de recristalización, presentando los minerales formas subhendradas, sin fuerte extinción ondulante. La mineralogía que presentan estos enclaves es la siguiente: cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, cordierita, turmalina, circones, y opacos.

El cuarzo presenta una textura típica de recristalización con formas poligonales y con puntos triples de unión.

La plagioclasa es subhedral a anhedral, con la macla de la albita. El contenido en anortita da una composición de oligoclásica ácida. Están poco o nada sericitizadas.

La biotita se presenta en formas subhendradas, de color marrón-rojizo. Se encuentra marcando una esquistosidad muy grosera, la cual está ligeramente plegada. Está poco alterada a clorita, con formación de rutilo, así como desestabilizada a moscovita. Se puede observar una biotita de tamaño pequeño que procede de la retrogradación de la cordierita y que está parcialmente cloritizada.

La moscovita es mucho más escasa que la biotita, presentándose con el mismo tamaño o en placas un poco mayores. Se pueden diferenciar dos moscovitas, una de origen primario y otra de origen secundario y procedente de la retrogradación de la biotita y de la cordierita. La cordierita se observa con formas bastante prismáticas y totalmente pseudomorfizada a clorita, moscovita, cuarzo, biotita y feldespato potásico.

3.2.8. Macizo de Villar de Peralonso (9)

Está situado en el borde NE de la Hoja. Estos afloramientos constituyen el borde S del macizo, que se prolonga ampliamente en la Hoja situada al N (Vitigudino). Aflora formando berrocales

en los que los bolos nunca suelen alcanzar alturas mayores de 1 m. Encaja en materiales metómorficos del Complejo Esquisto-Grauváquico y en gneises glandulares ("facies Ollo de Sapo"). En los bordes SE y O está rodeado por una orla de una anchura máxima de 500 m, compuesta por un granito de grano medio-grueso, de dos micas con la biotita formando cristales en "Ala de Mosca", que pertenece al granito de Grandes, situado más al S.

Está constituido por un granito de dos micas, de grano medio, no porfídico y afectado por la zona de cizalla dúctil sinistra de Juzbado-Penalva do Castelo, en la parte situada más al S. Tiene una matriz inequigranular. La biotita se presenta con formas muy finas y con un tamaño de 3-4 cm, las cuales están marcando una foliación con dirección E-O a N80° E, subvertical o buzando al S. La moscovita se presenta en placas mayores que la biotita (5-7 mm), y no están orientadas; a veces se observa como la moscovita está rodeando o formando una orla sobre la biotita.

Está afectado por la fracturación tardihercínica, con fracturas al NE y N-S, que producen desplazamientos de los contactos. También se pueden encontrar fracturas al NO. Estas fracturas tardihercínicas suelen llevar asociados procesos de episienitización de las rocas (granitos, gneises), con una anchura de pocos metros a cada lado de la falla.

Al microscopio muestra una textura alotriomorfa inequigranular, algo microporfídica.

Los componentes esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón, opacos, rutilo, sillimanita, fibrolita y turmalina, mientras que como minerales secundarios contiene clorita, sericitá, opacos, moscovita, leucoxeno, óxidos de hierro, rutilo e ilmenita.

El cuarzo se encuentra formando agregados de cristales anhedrales con aspecto globoso y tiene un poder corrosivo relativamente intenso sobre los minerales anteriormente cristalizados, afectando principalmente a la plagioclasa y al feldespato potásico. Los cristales de cuarzo raramente aparecen incluidos en otros minerales.

El feldespato potásico, de tipo microclina, es subhedral en los escasos fenocristales (menores de 1 cm) y anhedral en la mesostasis; es poco o nada pertítico, corre y sustituye a la plagioclasa.

Los cristales de plagioclasa presentan formas anhedrales o subhedrales que se disponen de manera aislada, a veces formando agregados o, localmente, como microfenocristales; presenta a veces un ligero zonado composicional normal y frecuentemente los cristales tienen una corona externa de feldespato potásico.

La biotita forma cristales pequeños (hasta 4 mm) intensamente pleocroicos (pardo a marrón oscuro) que se disponen de manera aislada o formando agregados de pocos individuos; es rica en halos radiactivos, está corroída por el cuarzo y los feldespatos, y su alteración consiste más en una decoloración que en cloritización.

La moscovita es más abundante que la biotita y de mayor tamaño que los demás componentes de la roca; suele crecer en continuidad cristalográfica con biotitas y muestra hábitos subautomorfos o poiquiloblásticos; los cristales de mayor tamaño suelen incluir sillimanita.

Localmente aparece turmalina de aspecto blástico que engloba feldespato potásico o biotita.

3.2.9. Macizo granodiorítico de Bañobárez (10)

Regionalmente comprende dos facies, Granodiorita de Bañobárez y facies tonalítica-granodiorítica, pero aquí sólo está representada la primera de ellas que también es la mayoritaria.

Su extensión en esta Hoja es muy reducida puesto que se limita a una pequeña porción de su borde noreste, mientras que en las Hojas adyacentes (Lumbreras, Villar de Ciervo y La Fuente de San Esteban) ocupa áreas mucho mayores.

Aflora en la esquina SO de la Hoja en dos sectores que están separados por la intrusión posterior de los Macizos de Villavieja de Yeltes y Villar de Ciervo. Está intruyendo en materiales de la Formación Aldeatejada (Fm. Monterrubio), con los cuales sus contactos son netos y subverticales o fuertemente buzantes al norte, y están ligeramente retocados por fracturas tardías de dirección N30° E. A lo largo de este contacto no se ha observado ningún tipo de deformación penetrativa que pudiese estar relacionada con su emplazamiento.

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

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

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 leucogneísicos. Los primeros tienen dimensiones decimétricas o centimétricas, 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. Dicha facies ha sido descrita en las Hojas de Villar de Ciervo y Lumbreras, donde tiene

una amplia representación, mientras que en este Hoja está reducida a simples enclaves aislados de tamaño decimétrico. Su composición varía entre tonalítica y granodiorítica, y su tamaño de grano oscila entre fino y medio. Frecuentemente tiene fenocristales grandes de feldespato potásico (similares a los de la Granodiorita de Bañobárez 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; todos estos fenocristales son considerados xenocróstales, pues son fases minerales pertenecientes a la Granodiorita de Bañobárez que han entrado a formar parte de la facies tonalítica a través de un proceso de mezcla magmática (una discusión más amplia sobre este tema se puede encontrar en las memorias MAGNA de las Hojas de Villar de Ciervo, 500 y de Lumbreras, 475).

Petrográficamente 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 plagioclásas desarrollan fenocristales pero de tamaño muy inferior a los de feldespato potásico. La textura de la mesostasis varía de hipidiomórfica a alotriomórfica heterograngular 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, apatito, opacos, circón, rutilo, xenotima y, quizás monacita. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios contiene serícita, 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 subhédrales, 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 tardí- 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 poiquíltica. 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 plagioclásas según pequeñas manchas irregulares a modo de antipertitas. También aparece asociado con otros productos de alteración de plagioclasa.

Las plagioclásas 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 oligoclásia (An_{0-30}) en el límite con andesina ácida. Engloban inclusiones de biotita, plagioclásas 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 saussuritzadas dando como productos de alteración mezclas de filosilicatos, feldespato potásico, zoisita-clinzoisita y carbonatos. Además son frecuentes los cristales anhedrales de fluorita generados a partir de una cristalización tardía, relacionada muy probablemente con los procesos de alteración (SCHERMERHORN, 1956).

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

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

En etapas postmagmáticas existe una recristalización del cuarzo durante la cual corroe sobre todo al feldespato potásico y a las plagioclásas, 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 mirmekitas 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, círcón 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 moscovitzizada, 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 agófisis dactilíticas en sus bordes, y en los procesos de alteración de las plagioclásas, existen algunos cristales de moscovita blástica o histerógena que crecen principalmente a expensas del feldespato potásico.

Entre los accesorios, el apatito presenta formas exagonales, 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 albite postmagmática suele desarrollar hábitos aciculares. El círcón 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 plagioclásas, se encuentran rellenando pequeñas fracturas o fisuras en la roca.

3.2.10. Macizos de Villavieja de Yeltes y Cipréz-Garcirrey (11, 12, 13 y 14)

Estos dos macizos de Villavieja de Yeltes y Cipréz-Garcirrey se encuentran situados al O y E de la Hoja respectivamente. El primero tiene forma redondeada, encontrándose su parte más occidental en la Hoja de Lumbrales, presenta dos prolongaciones, una de ellas hacia el NE y con una dirección paralela a la cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo y otra hacia el SO, uniéndose con la facies común del Macizo de Villar de Ciervo, aunque los afloramientos son muy escasos y malos. Presenta contactos netos, al N con el granito de dos micas del Macizo de Yeltes y con el de Pozos de Hinojo al O, S y al SE con los materiales metamórficos de la Formación Monterrubio sobre los que produce un metamorfismo de contacto y corta discordantemente a las estructuras hercínicas.

Aflora en grandes bolos bien redondeados de dimensiones métricas, formando berrocales y como extensos lanchares. El macizo de Cipréz-Garcirrey también presenta una forma redondeada, continuándose hacia el E por la Hoja de Barbadillo (477), intruye a los granitos de dos micas en su parte E y aflora en grandes bolos de dimensiones métricas, redondeados y con formas alargadas de dirección N-S, debido al fuerte diaclasado que presenta este gra-

nito. Ambos granitos presentan una facies en común, mientras que en el macizo de Cipréz-Garcirrey tiene otras facies que no están presentes en el macizo de Villavieja de Yeltes, aunque en este último se puede diferenciar de forma local una facies de borde, en el contacto N y O del macizo, que se caracteriza por tener un tamaño de grano un poco menor que la facies normal, y por ser un poco más rica en biotita.

En general, se pueden diferenciar tres tipos de facies, las cuales son:

a) *Granito grano grueso-muy grueso (11), dos micas, porfidico y con cordierita (facies común)*. Ocupa la mayor parte del macizo y es la facies principal. Está constituida por un granito de grano grueso a muy grueso, dos micas, localmente la biotita es más abundante que la moscovita, y con carácter porfídico. Tiene una matriz inequigranular y el carácter porfídico está marcado por los feldespatos. Aflora en grandes bolos de dimensiones métricas y con forma redondeada.

La biotita presenta formas xenomorfas a subidiomorfás con un tamaño de 2-3 mm como más frecuente. La moscovita presenta el mismo tamaño, aunque se puede diferenciar otro tipo de moscovita que se presenta en grandes placas de hasta 7 mm. El cuarzo se presenta en grandes cristales de 10-15 mm de diámetro. Los feldespatos presentan formas subidiomorfás a idiomorfás, tabulares o exagonales, con un tamaño de 4-5 cm, pero pueden alcanzar los 7-8 cm, presentando maclas que se pueden observar a simple vista. Los feldespatos de forma exagonal presentan un zonado, a veces marcado por la inclusión de finas biotitas, dando lugar a texturas de tipo "Frasl". Los feldespatos tienen pequeñas oquedades con tonalidades rojizas o rosáceas. Se observan prismas de cordierita de 1-2 cm de longitud, y siempre están alterados a un agregado de minerales de color verde oscuro. El granito tiene turmalina de forma diseminada o formando cavidades miarolíticas. Es frecuente encontrar bolsadas de tipo pegmatítico ricas en feldespato y turmalina.

Localmente se encuentran schlieren de un granito de grano medio muy rico en biotita y que no tiene carácter porfídico.

El granito presenta una foliación marcada principalmente por los feldespatos, aunque también puede estar marcada por la biotita, con unas direcciones N-S y N170° E como más frecuentes, para el macizo de Cipréz, y en el macizo de Villavieja de Yeltes, las direcciones varían de N-S a N 20° E.

Los enclaves que se han observado, aunque muy escasos, son biotíticos, metamórficos, migmatíticos y microgranulosos, todos ellos de pequeño tamaño.

b) *Granito tipo "Ala de Mosca"*. En estos granitos pueden distinguirse dos subfacies, una de grano grueso-muy grueso (12), y otra de grano medio (13), (Leucogranitos de dos micas). El granito Ala de Mosca de grano grueso-muy grueso (12), de dos micas, no presenta carácter porfídico y es de color leucocrático. Se encuentra como facies de borde en el N y NO del macizo, aflora en bolos redondeados de tamaño métrico. Presenta una matriz inequigranular. El cuarzo puede alcanzar un tamaño de 10-12 mm de diámetro. La biotita se presenta en pequeñas secciones de 4-5 mm. En la moscovita se puede diferenciar dos familias, una

de igual tamaño que la biotita y otra de mayor tamaño formando moscas de 11-12 mm, que suelen incluir a pequeños cristales de biotita. Localmente, muy escasos, esta facies presenta megacristales de feldespato potásico, los cuales son iguales a los de la facies anterior. La turmalina se puede encontrar diseminada por el granito o formando cavidades miarolíticas. Nunca se han observado prismas de cordierita. No se han observado enclaves.

En la parte NO, este granito presenta una fuerte alteración, encontrándose lugares en donde se ha explotado para el firme de las pistas y caminos.

El granito "Ala de Mosca" de grano medio, dos micas, no presenta carácter porfidico y color leucocrático. Se sitúa en el centro-oeste de la Hoja, centro del macizo. Presenta una matriz cuarzofeldespática bastante equigranular. La biotita forma moscas con un tamaño de 4-5 mm. La moscovita aparece en placas un poco mayores que la biotita, produciéndose un intercrecimiento de ambas o la moscovita incluye a la biotita. Se encuentra turmalina diseminada por el granito o en pequeños nódulos con un tamaño de 5-7 mm.

c) *Leucogranito principalmente moscovítico de grano medio-fino* (14). Aflora en los dos macizos, en el de Villavieja de Yeltes está situado en la parte SO de la Hoja, en la prolongación que une los macizos de Villavieja de Yeltes y Villar de Cielo. Presenta una forma cartográfica alargada según la dirección de dicha prolongación. El otro sector se encuentra en el macizo de Cipréz-Garcirrey en el centro-este del macizo. Aflora en bloques angulosos en su parte N, en cambio al S aflora muy mal. Presenta una matriz equigranular y con textura sacaroide.

Por lo general, el leucogranito sólo tiene moscovita, pero hacia el contacto con la facies anterior, presenta biotita de forma accesoria formando moscas de 4-5 mm.

Estas dos últimas facies no presentan ningún tipo de foliación u orientación de los minerales.

El macizo de Villavieja de Yeltes presenta un diaclasado según N10° E, N70° E y N85° E, el cual se puede apreciar muy bien en foto aérea en la parte O del macizo. En el macizo de Cipréz-Garcirrey se observan dos familias de fracturas: una con dirección N20° E a N30° E, otra familia de fracturas con dirección N-S. Estas dos familias de fracturas producen un movimiento del bloque oeste hacia el S. El granito, en la facies "a", presenta un fuerte diaclasado N-S, que condiciona la morfología de los afloramientos.

En ambos macizos se observan los siguientes tipos de diques: los de cuarzo ("sierras", ver Mapa Geológico, 19), con direcciones N20° E a N30° E, y que intruyen a favor de las fracturas mencionadas anteriormente; en el macizo de Cipréz-Garcirrey se puede observar un dique de pórfito que se encuentra en la parte más occidental del macizo (ver Mapa Geológico, 17), dentro de la facies a) y con una dirección N100° E, presenta una matriz muy fina. El cuarzo presenta formas angulosas y redondeadas, en estos últimos se pueden apreciar golbos de corrosión. No contiene moscovita. La biotita varía de xenomorfa a idiomorfa, con un tamaño de 3-4 mm. Los feldespatos tienen formas tabulares y exagonales con un tamaño de 4 cm, pudiendo alcanzar los 7 cm. En los de forma exagonal, se puede observar a simple vista un zonado, a veces marcado por la inclusión de finas biotitas. Los feldespatos están orientados con una dirección N100° E a N110° E, al igual que en los afloramientos que

los rodean. En los macizos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey se observa un pequeño dique de pegmatita, en el cerro Mina, el cual presenta una pequeña labor minera.

Los macizos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey no se encuentran afectados por la zona de cizalla dúctil sinistra de Juzbado-Penalva do Castelo. Las orientaciones que presentan, con direcciones norteadas, se puede deber a que estos cuerpos han intruído en un estadio de esfuerzos correspondientes a la F_4 hercínica.

A continuación se describen las petrografías de ambos macizos individualmente.

Macizo de Villavieja de Yeltes.

Desde el punto de vista petrográfico el sector del macizo de Villavieja de Yeltes que aflora en la Hoja corresponde a la facies común del mismo, caracterizándose como un granito de dos micas de carácter porfídico y tamaño de grano grueso o muy grueso, ya que es frecuente que sus constituyentes mayoritarios, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y en ocasiones moscovita superen 5 mm de tamaño.

Dentro de este macizo granítico se han estudiado dos enclaves de diferente naturaleza que serán, brevemente descritos al final de este capítulo. Uno de ellos es un xenolito de rocas metamórficas encajantes y el otro es un enclave de naturaleza granítica. Con respecto a los enclaves, CARNICERO (1980) pone de manifiesto la ausencia de los mismos dentro del macizo de Villavieja de Yeltes, aunque como ya se ha dicho son frecuentes en él pequeños enclaves metamórficos a veces parcialmente migmatizados.

La textura del granito varía de alotriomórfica a hipidiomórfica inequigranular y generalmente es de tendencia porfídica debido al desarrollo de fenocristales y megacristales de feldespato potásico, que destacan en tamaño frente a los constituyentes de la mesostasis superando fácilmente 0,5 cm de longitud en lámina delgada, en ocasiones también las plagioclásas muestran una tendencia a desarrollar fenocristales pero nunca llegan a alcanzar los tamaños del feldespato potásico.

Las principales variaciones observadas en las muestras estudiadas de este macizo radican en el diferente grado de porfidismo de la roca, es decir, variaciones en el porcentaje y tamaño del feldespato potásico, así como variaciones relativas de los constituyentes mayoritarios y de la relación biotita/moscovita. Una característica a destacar es la presencia común, aunque siempre en cantidades accesorias, de silicatos de aluminio, andalucita y sillimanita (generalmente fibrolita) así como seudomorfos 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 quizás otros minerales radiactivos no identificados.

Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios se encuentra sericitita, moscovita, clorita, rutilo, esfena, leucoxeno, epidotas, feldespato potásico, albita, cuarzo, óxidos de hierro, carbonatos, topacio, fluorita y turmalina.

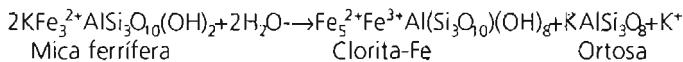
El feldespato potásico es uno de los constituyentes mayoritarios de la roca y se presenta con varias formas. En la mesostasis se encuentran como cristales o agregados generalmente de hábitos anhedrales que pueden presentar maclas de Carlsbad y microclina; este feldespato potásico se caracteriza por ser escasamente o nada pertítico y pobre en inclusiones. Más raramente puede mostrar carácter intersticial.

La mayor parte del feldespato potásico se encuentra, sin embargo, constituyendo fenocristales de 0,5 a 1,5 cm de longitud aunque su tamaño es variable y de tendencia seriada llegando a desarrollar megacristales que alcanzan los 4 ó 5 cm. Son cristales de hábitos subhedrales, casi siempre con macla de tipo Carlsbad y que suelen mostrar o no macla de la microclina, la cual puede estar desarrollada afectando parcial o totalmente al cristal.

Al contrario que los cristales de la mesostasis son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita, feldespato potásico de menor tamaño y sobre todo plagioclasas, las cuales suelen mostrar una disposición zonada (inclusiones "Frasl"). La abundancia de las inclusiones hace que en muchos casos presenten un hábito marcadamente poiquilitico. Por otro lado, algunos cristales parecen haber tenido más de un episodio de crecimiento puestos de manifiesto por el reconocimiento de antiguos bordes más o menos netos los cuales pueden estar marcados por inclusiones.

Otra característica que los individualiza de los cristales de la mesostasis es que suelen ser cristales muy pertíticos en los que se desarrollen más de una generación o sistemas de pertitas conjugadas. Morfológicamente pueden considerarse como "film pertite" y "vein pertite" correspondientes principalmente a los tipos "string, band or ribbon, braid, interpenetrant, flame" y pertitas de tipo "patch", según la clasificación de ALLING, en SPRY (1969). Así pues, aunque existen algunas pertitas de evolución ("string"), son en su mayoría pertitas de sustitución debidas a procesos de albitización postmagmática.

Además el feldespato potásico debe tener un crecimiento blástico en etapas tardí- o post-magmáticas durante el cual sustituye o reemplaza parcialmente a las plagioclasa y llega a englobar en algún caso al cuarzo que forma agregados en la mesostasis (cuarzo normal de la roca o cuarzo III); por último, existen pequeñas cantidades de feldespato potásico de origen secundario originadas en los procesos de cloritización de la biotita de acuerdo con la reacción de CHAYES (1955):



en el feldespato potásico presenta formas de huso según las trazas de exfoliación de la clorita, planos (001)

La plagioclasa puede encontrarse como cristales aislados y más frecuentemente en agregados, con hábitos subhédrales o anhédrales. Algunos cristales constituyen fenocristales que destacan ligeramente sobre la mesostasis. Suelen estar macladas según albita, albita-Carlsbad y periclina, presentan zonados compositionales continuos u oscilantes y en algunos casos zonados irregulares o a parches, "patchy zoning" de VANCE (1965), afectando a los núcleos de los cristales.

Los cristales no zonados muestran una composición predominantemente albítica con $An < 10\%$ mientras que los cristales zonados tienen núcleos de oligoclasa ácida An_{12-14} y bordes albíticos An_4 (CARNICERO, 1980; CARNICERO et al., 1987), aunque estos autores dan un contenido de An_{31} en el núcleo de una plagioclasa zonada. Estas plagioclases de composición predominantemente albítica o albita-oligoclasa ácida son consideradas por algunos autores (TUTTLE y BOWEN, 1958) como originadas por desmezcla y no como un producto de cristalización magmática, sin embargo de acuerdo con CORRETGÉ y MARTÍNEZ (1975) las consideramos de origen primario dado que como describen estos autores la albita aparece incluida y corroída por el feldespato potásico lo que descartaría una desmezcla feldespática.

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

La alteración es por lo general poco intensa y casi siempre parcial afectando principalmente al núcleo de los cristales. La alteración más frecuente es a agregados de sericita-moscovita, aunque también se alteran a minerales arcillosos; en casos aislados se originan pequeñas cantidades de epidota (zoisita, clinozoisita) y una sola vez se han observado carbonatos como producto de alteración. Es típico que presenten núcleos de color rosado o pardo rojizo y algunas veces oscurecidos por óxidos de hierro. Es común la existencia de fluorita anhédrula asociada a las plagioclases, mineral de cristalización tardía o secundaria relacionado muy probablemente con el proceso de sericitización (SCHERMERHORN, 1956).

Otro tipo de plagioclasa presente corresponde a albita secundaria desarrollada por procesos de albitización postmagmática en la que además de albita originada en los procesos de pertitivación por sustitución antes escritos, se incluirían: 1) albita mirmequítica originada en el contacto plagioclasa-feldespato potásico y 2) albita intergranular monocristalina y polícrstalina, a veces débilmente mirmequítica, desarrollada principalmente en la interfase feldespato potásico-feldespato potásico, tal y como describen CORRETGÉ y MARTÍNEZ (1975) dentro de los procesos de albitización secundaria o postmagmática.

En el primer caso no se puede hablar exactamente de una albitización mirmequítica, ya que aunque existe una acción blástica de la plagioclasa sobre el feldespato potásico adquiriendo la primera una cierta morfología lobulada, el desarrollo de mirmequitas es bastante escaso. De todas formas esta pobreza de cuarzo mirmequítico podría explicarse por el escaso contenido en Ca de las plagioclases, dada la relación directa existente entre su contenido en Ca y la riqueza en bastoncillos de cuarzo (WIDENFALK, 1969). El segundo caso de albitización está mejor desarrollado siendo frecuente que la albita intergranular forme orlas continuas en los contactos entre feldespatos potásicos. Aunque es poco frecuente, en el proceso de albitización puede originarse albita de cierta tendencia coalescente como la descrita por CORRETGÉ y MARTÍNEZ (1975).

El cuarzo aparece también con diferentes formas y significado. El mayor porcentaje en la roca se encuentra como agregados de cristales anhédrales que fácilmente alcanzan o superan el centímetro (3-10 mm) y engloban los minerales previamente cristalizados. Estos agregados presentan frecuentemente formas externas globosas mientras que los contactos entre

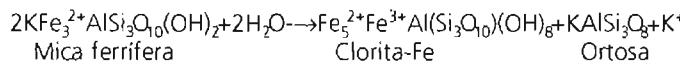
El feldespato potásico es uno de los constituyentes mayoritarios de la roca y se presenta con varias formas. En la mesostasis se encuentran como cristales o agregados generalmente de hábitos anhédrales que pueden presentar maclas de Carlsbad y microclina; este feldespato potásico se caracteriza por ser escasamente o nada pertítico y pobre en inclusiones. Más raramente puede mostrar carácter intersticial.

La mayor parte del feldespato potásico se encuentra, sin embargo, constituyendo fenocristales de 0,5 a 1,5 cm de longitud aunque su tamaño es variable y de tendencia seriada llegando a desarrollar megacristales que alcanzan los 4 ó 5 cm. Son cristales de hábitos subhedrales, casi siempre con macla de tipo Carlsbad y que suelen mostrar o no macla de la microclina, la cual puede estar desarrollada afectando parcial o totalmente al cristal.

Al contrario que los cristales de la mesostasis son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita, feldespato potásico de menor tamaño y sobre todo plagioclásas, las cuales suelen mostrar una disposición zonada (inclusiones "Frasl"). La abundancia de las inclusiones hace que en muchos casos presenten un hábito marcadamente poiquilitico. Por otro lado, algunos cristales parecen haber tenido más de un episodio de crecimiento puestos de manifiesto por el reconocimiento de antiguos bordes más o menos netos los cuales pueden estar marcados por inclusiones.

Otra característica que los individualiza de los cristales de la mesostasis es que suelen ser cristales muy pertíticos en los que se desarrollan más de una generación o sistemas de pertitas conjugadas. Morfológicamente pueden considerarse como "film pertite" y "vein pertite" correspondientes principalmente a los tipos "string, band or ribbon, braid, interpenetrant, flame" y pertitas de tipo "patch", según la clasificación de ALLING, en SPRY (1969). Así pues, aunque existen algunas pertitas de exolución ("string"), son en su mayoría pertitas de sustitución debidas a procesos de albitalización postmagmática.

Además el feldespato potásico debe tener un crecimiento blástico en etapas tardí- o postmagmáticas durante el cual sustituye o reemplaza parcialmente a las plagioclásas y llega a englobar en algún caso al cuarzo que forma agregados en la mesostasis (cuarzo normal de la roca o cuarzo III); por último, existen pequeñas cantidades de feldespato potásico de origen secundario originadas en los procesos de cloritización de la biotita de acuerdo con la reacción de CHAYES (1955):



en el feldespato potásico presenta formas de huso según las trazas de exfoliación de la clorita, planos (001)

La plagioclasa puede encontrarse como cristales aislados y más frecuentemente en agregados, con hábitos subhedrales o anhédrales. Algunos cristales constituyen fenocristales que destacan ligeramente sobre la mesostasis. Suelen estar macladas según albita, albital-Carlsbad y periclinia, presentan zonados compositionales continuos u oscilantes y en algunos casos zonados irregulares o a parches, "patchy zoning" de VANCE (1965), afectando a los núcleos de los cristales.

turación de las isogradas que definen son claramente heterocronas, si las relacionamos con los diferentes momentos de emplazamiento de los granitos sin- y tardicinemáticos. En conjunto, se observa un plutonometamorfismo ("sensu" OEN ING SOEN, 1970; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974) de carácter regional debido a una superposición de sus efectos térmicos "de contacto" por solapamiento de las diferentes aureolas.

Relaciones Quemográficas

Los minerales y sus asociaciones observados en metapelitas para cada zona son mostradas en los diagramas AFM y A'KF de la figura 7.

La cartografía de la isograda de la biotita se establece a través de la intensa recristalización estática observable en las rocas con formación, sobre todo a expensas de la matriz, de un agregado micáceo de grano muy fino de biotita, clorita y moscovita, desorientado y poligonizando junto al cuarzo a la roca. Son frecuentes las transformaciones pseudomórficas de fases minerales previas (como granate) a un agregado granobláctico poligonal desorientado de biotita, clorita y cuarzo. No obstante, el límite externo de dicha zona no ha podido establecerse con precisión.

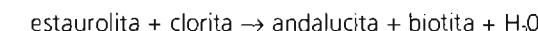
La zona de andalucita/cordierita está marcada por la aparición de poiquiloblastos de dichos minerales así como la disminución modal y desaparición de la clorita. Aunque en general ambos minerales aparecen juntos, es posible que en rocas más magnesianas aparezca antes la cordierita. No obstante, ambos están comúnmente reemplazados por un agregado de grano fino retrogresivo de moscovita, biotita, clorita y pinnita, a veces de tipo zonal en la cordierita. La reacción de producción de ambos minerales fue, probablemente, en las zonas de clorita y biotita:



más o menos evidenciada por la desaparición modal de clorita y el decrecimiento de moscovita y cuarzo, así como el incremento de biotita.

La inexistencia de asociaciones microestructurales granate-estaurolita-andalucita en equilibrio, así como la superposición de la zona de la andalucita sobre una previa de la estaurolita (en la que el granate y la estaurolita sí son paragenéticos), con cierta oblicuidad entre ambas isogradas, nos habla del diferente tiempo en que tuvo lugar la blastesis de estos minerales y la estructuración de ambas zonas.

Esta afirmación se corrobora con las relaciones microestructurales entre blastesis de cada mineral y formación de la esquistosidad principal, así como por relaciones de inclusión. El granate presentaba unas relaciones texturales referibles a una blastesis hasta momentos sin- F_2 tempranos, la estaurolita desde sin- F_2 a algo post- F_2 , y la andalucita esencialmente post- F_2 , aunque no se descarta una blastesis sin- F_2 tardía. Por otra parte, se ha encontrado estaurolita (pero no granate) incluida en andalucita que sugiere la reacción de desaparición de la primera para la formación de la segunda:



grános suelen ser suturados. Muestra señales de deformación como extinción ondulante y poligonización más o menos acusada. Algunos cristales son ricos en agujas de rutilo. Más raramente el cuarzo se encuentra llenando intersticios en la roca.

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

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

La biotita se encuentra principalmente como cristales aislados y más raramente forma agregados de dos o tres cristales. Presenta tamaños inferiores a 3 mm. Es de hábito subhedral o anhedral (más frecuente en las secciones báslas) y muy pleocroica, Ng, Nm, amarillo rojizo o castaño muy oscuro, y Np amarillo claro.

Engloba abundantes inclusiones de apatito, opacos, circón y a veces es extraordinariamente rica en halos pleocroicos u otros minerales radiactivos no identificados.

La alteración es variable en intensidad de unos cristales a otros. Puede estar parcialmente sustituida por moscovita que crece en muchos casos en continuidad cristalográfica con la biotita; esta transformación suele ir acompañada de la formación de ilmenita. El otro proceso de alteración es la cloritización que puede ser parcial, según las trazas de exfoliación de la biotita o afectar a todo el cristal. Los productos de alteración más frecuentes que acompañan a la clorita son rutilo sagenítico, esfena, epidotas, rutilo granular ± leucoxeno, feldespato potásico y fluorita.

La moscovita se encuentra en porcentajes variables de unas muestras a otras pudiendo superar en proporción a la biotita; presenta tamaños próximos a los de la biotita pero generalmente desarrolla tamaños algo superiores. Suele estar asociada a la biotita según cristales de hábito subhedral o blástico aunque es más marcado cuando aparece en cristales aislados que crecen preferentemente sobre el feldespato potásico.

Se trata de un mineral de cristalización tardía, moscovita histerógena, que se desarrolla principalmente a expensas de feldespato potásico en etapas postmagmáticas, o de origen secundario.

dario originado por la alteración de las plagioclasas y biotita, según ya se ha descrito, y de la andalucita.

Los cristales blásticos suelen presentar intercrecimientos con cuarzo (cuarzo VI), de tipo simpektítico en los bordes, y desarrollar apófisis dactilíticas sobre el feldespato potásico a veces acompañadas de sillimanita. Por otra parte, no es raro que las moscovitas blásticas engloben cristales de andalucita relictos y agregados de pequeños prismas de sillimanita o de fibrolita. En este caso es muy probable que la moscovita tenga un origen secundario constituyendo un producto de desestabilización de la andalucita.

Por último, la moscovita aparece en agregados xenomorfos o formando seudomorfos, acompañada de clorita y cuarzo, constituyendo un producto de la desestabilización total de cordierita a la que recuerda algunos seudomorfos por la forma que presentan.

La andalucita, sillimanita y cordierita se encuentran siempre en cantidades accesorias pero su presencia es muy común. La andalucita está casi totalmente transformada en moscovita aunque es muy frecuente que se conserven pequeños restos dentro de ésta. Además aparece como inclusiones en las plagioclasas mostrando una corona externa de sericitia o moscovita. Suele tener un débil pleocroismo rosado.

La sillimanita se encuentra, como ya hemos dicho, en pequeños prismas o en agregados de fibrolita dentro de la moscovita asociada a andalucita y en cristales de moscovita histerógena crecidos sobre feldespato potásico. Por último, la cordierita está totalmente desestabilizada a moscovita y clorita a las que pueden acompañar cuarzo y andalucita. La transformación de cordierita a andalucita se explicaría según CARNICERO (1980) por la reacción: Mg cordierita + H₂O → Mg clorita + Al silicato + Q, reacción dada para rocas metamórficas a bajas presiones por SEIFERT y SCHREYER (1970).

Tanto andalucita, cordierita y sillimanita han sido considerados como restos de fusión, restitas, al igual que los xenolitos de naturaleza pelítica englobados en el granito (CARNICERO, 1980). De todas formas algo de andalucita se formaría en parte, según esta autora, por la alteración de la cordierita según la reacción anterior y la sillimanita asociada a moscovita histerógena y andalucita tendría 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) mientras que la andalucita y sillimanita se conservarían ya que son estables en condiciones superiores al "minimum melt" según las curvas de RICHARDSON *et al.* (1969), ALTHAUS (1967) y ALTHAUS *et al.* (1970).

Una interpretación sobre el origen de la andalucita, sillimanita y cordierita es la proporcionada por UGIDOS (1973) y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974), entre otros. Asimismo, parte de la biotita contenida en el granito podría tener el mismo origen o significado (CARNICERO, 1980).

En cuanto al resto de los minerales accesorios, el circón, incluido en buena parte de los constituyentes esenciales de la roca, muestra muy frecuentemente hábitos bipiramidales y zona-

dos concéntricos, mientras que cuando está incluido en biotita es de menor tamaño y de morfología más redondeada. Es posible que los halos pleocroicos de la biotita no sólo sean originados por inclusiones de círcón, pudiendo ser debidas a otros minerales radiactivos no identificados, recordando alguno de ellos por su hábito a la monacita.

El apatito es otro accesorio incluido en casi todos los constituyentes de la roca. Muestra hábitos prismáticos, exagonales o aciculares, mientras que algunos apatitos de mayor tamaño son más redondeados y ricos en inclusiones de círcón y otros identificables, las cuales pueden tener disposiciones orientadas. Los opacos son escasos, de pequeño tamaño y hábitos anhedrales o redondeados. El rutilo es relativamente frecuente como cristales de hábito acicular incluido en parte de los constituyentes mayoritarios aunque es más abundante en el cuarzo; también aparece incluido en biotita y en algún caso en plagioclasa con morfología granular parcialmente alterado a leucoxeno.

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

En cuanto a los enclaves englobados por el granito, como ya hemos dicho, uno de los observados corresponde a un esquisto afectado por un metamorfismo regional de alto grado, zona de la sillimanita, en el que la paragénesis es: biotita-moscovita-andalucita-sillimanita. Como accesorios contiene círcón, opacos y rutilo±leucoxeno. Alternan en él niveles micáceos ricos en silicatos de aluminio y niveles cuarzo-plagioclásicos más pobres en micas. 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 riolita 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 proceden de la transformación total de cordierita.

El otro enclave corresponde a un microgranito de textura microporfídica con mesostasis alo-triomórfica. Los constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, mientras que como accesorios contiene opacos, apatito, círcón, rutilo, turmalina y andalucita. Los secundarios son principalmente clorita, sericitita, moscovita, rutilo sagenítico y óxidos de hierro.

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

Las plagioclásas se encuentran como un constituyente de la mesostasis o formando micro-fenocristales. Son subhédrales y muestran núcleos alterados a sericitita-moscovita, a agrega-

dos microcristalinos o se encuentran oscurecidos por óxidos de hierro. Al igual que el feldespato potásico engloba abundantes inclusiones de cuarzos redondeados. En el contacto con el anterior existe un débil desarrollo de mirmequitas.

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

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

Macizo de Cipérez-Garcirrey

Petrográficamente se pueden diferenciar varias facies o tipologías graníticas dentro del macizo, reflejo de las distinguidas en la cartografía, las cuales pueden clasificarse como: a) Granito de grano grueso-muy grueso, dos micas, porfídico y con cordierita que constituye la facies común o de mayor extensión del macizo. b) Granitos y leucogranitos de dos micas "ala de mosca". c) Leucogranitos moscovíticos.

La facies común del macizo es comparable a la que constituye el macizo de Villavieja de Yeltes, respecto a la cual sólo presenta ligeras variaciones que serán citadas en la siguiente descripción.

a) *Granito de grano grueso-muy grueso, dos micas porfídico y con cordierita (11, facies común).*

Desde el punto de vista petrográfico corresponde a un granito de dos micas de grano grueso o muy grueso. La textura es alotriomórfica inequigranular y generalmente de tendencia porfídica debido sobre todo a un mayor desarrollo del feldespato potásico respecto al resto de los componentes de la roca; en ocasiones también las plagioclásas desarrollan fenocristales pero no tan abundantes y del tamaño del feldespato potásico.

Microscópicamente las principales variaciones de esta facies granítica radican en oscilaciones en el tamaño de grano de la mesostasis, porcentaje y tamaño de los fenocristales de feldespato potásico, incidiendo en que la textura porfídica de la roca sea más o menos acusada, y en el porcentaje relativo de moscovita/biotita.

Los componentes esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son opacos, apatito, circón y rutilo, mientras que como minerales de cristalización tardía y/o secundarios contiene sericitina, moscovita, clorita, feldespato potásico, albita, cuarzo, rutilo, leucoxeno, óxidos de hierro, ilmenita, fluorita, turmalina-

na y topacio. Además son frecuentes, aunque siempre en cantidades muy accesorias, silicatos de aluminio (andalucita y fibrolita) y seudomorfos de cordierita que si bien son frecuentes en el granito no han sido observados en las láminas delgadas estudiadas.

El mayor porcentaje de cuarzo en la roca se encuentra como agregados de cristales anhédrales de tamaño muy variable pero que fácilmente alcanzan o superan el centímetro y engloban los minerales previamente cristalizados. Estos agregados presentan frecuentemente formas externas globosas mientras que los cristales son anhédrales y los contactos entre granos suelen ser suturados. Muestran señales de deformación como extinción ondulante y fenómenos de poligonización más o menos acusados que llegan a dar lugar a subgranos sobre todo en los límites de granos. Algunos cristales son ricos en agujas de rutilo. Más raramente el cuarzo se encuentra rellenando intersticios.

El resto del cuarzo presente en la roca es tardío o postmagmático. Se incluye aquí el cuarzo originado por recristalización del anterior que muestra un gran poder corrosivo en la biotita y sobre todo en el feldespato potásico y plagioclasa en los que llega a aparecer como inclusiones que muestran una extinción común entre ellas y con el cuarzo externo adyacente; cuarzo de mirmecitas relativamente escaso; cuarzo reticular que reemplaza al feldespato potásico, suele mostrar extinción común con el cuarzo adyacente y según SCHERMERHORN (1956) es posterior al cuarzo de mirmecitas. Podría ser equivalente o tener el mismo significado que el cuarzo asociado con moscovita histerógena formando muy frecuentemente crecimientos simplectíticos en sus bordes.

El feldespato potásico se presenta como cristales o agregados generalmente de hábitos anhédrales en la mesostasis y como fenocristales de hábitos subhedrales que pueden superar 1cm de longitud en lámina delgada. Más raramente puede mostrar carácter intersticial.

Suele estar maclado Carlsbad y microclina y sólo los fenocristales suelen ser pertíticos. Las pertitas son principalmente del tipo "vein pertites" y "patch", menos frecuentes, es decir pertitas de sustitución debidas a procesos de albítización tardimagnética o postmagmática. En algunos casos las pertitas muestran una disposición zonal.

Al contrario que los cristales de la mesostasis los fenocristales son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita, feldespato potásico de menor tamaño y sobre todo plagioclásas, las cuales suelen mostrar una disposición orientada (inclusiones "Frasl"). La abundancia de inclusiones hace que en muchos casos presenten un hábito marcadamente poiquilitico.

Además el feldespato potásico debe tener un cierto crecimiento blástico en etapas tardí- o postmagmáticas durante el cual sustituye o reemplaza parcialmente a las plagioclásas en las que aparece como pequeñas manchas irregulares. En algunos casos se observan plagioclásas con un núcleo de feldespato potásico o feldespatos potásicos con coronas externas de plagioclasa siendo más problemático precisar si se trata de albítización o potasificación. Además llega a englobar en algún caso al cuarzo que forma agregados en la mesostasis (cuarzo normal de la roca), por último, existen pequeñas cantidades de feldespato potásico de origen secundario originadas en los procesos de cloritización de la biotita de acuerdo con la reacción de CHAYES (1955), descrita anteriormente, este feldespato potásico presenta formas de huso según las trazas de exfoliación de la biotita o clorita, planos (001).

La plagioclasa puede encontrarse como cristales aislados y más frecuentemente en agregados, con hábitos subhédrales o anhédrales. Algunos cristales constituyen fenocristales que destacan ligeramente sobre la mesostasis. Suelen estar macladas según albita, albita-Carlsbad y periclina, presentan zonados compositionales continuos u oscilantes y en algunos casos zonados irregulares o a parches, "patchy zoning" de VANCE (1965), afectando a los núcleos de los cristales. Su composición es albita-oligoclásica.

Al igual que el cuarzo y feldespato potásico pueden estar fracturadas o rotas existiendo un cierto desarrollo de maclas mecánicas. La alteración es variable en intensidad y casi siempre parcial afectando principalmente al núcleo de los cristales. La alteración más frecuente es a agregados de sericitita-moscovita. Además contienen pequeños cristales de fluorita anhedral, mineral de cristalización tardía o secundaria relacionado muy probablemente con el proceso de sericitización (SCHERMERHORN, 1956).

Una característica no observada en las plagioclásas del granito de Villavieja de Yeltes es que suelen presentar núcleos sustituidos por agregados de cristales de moscovita y cuarzo los cuales llegan a enmascarar en algunos casos casi todo el cristal.

El otro tipo de plagioclasa presente corresponde a albita secundaria desarrollada por albitización postmagmática en los procesos de pertitización por sustitución antes descritos. Por otra parte existe un cierto desarrollo de albita mirmekítica originada en el contacto plagioclasa-feldespato potásico mientras que a diferencia del granito de Villavieja de Yeltes la albita intergranular desarrollada principalmente en la interfase feldespato potásico-feldespato potásico es extraordinariamente escasa o inexistente en parte de las muestras estudiadas.

La biotita se encuentra principalmente como cristales aislados o en agregados de dos o tres cristales con tamaños inferiores a 3 mm. Es de hábito subhedral o anhedral (más frecuente en las secciones básales) y muy pleocroica, Ng, Nm marrón rojizo, o castaño muy oscuro y Np amarillo claro.

Engloba abundantes inclusiones de apatito, opacos, circón y a veces es extraordinariamente rica en halos pleocroicos de circón u otros minerales radiactivos no identificados.

La alteración es variable en intensidad de unos cristales a otros. Puede estar parcialmente sustituida por moscovita que crece en muchos casos en continuidad cristalográfica con la biotita; esta transformación suele ir acompañada de la formación de ilmenita o cristales muy finos de rutilo. El otro proceso de alteración es la cloritización que puede ser parcial, según las trazas de exfoliación de la biotita o afectar a todo el cristal. Los productos de alteración más frecuentes que acompañan a la clorita son rutilo sagenítico, ilmenita, rutilo granular ± leucoxeno, feldespato potásico y fluorita.

La moscovita se encuentra en porcentajes variables de unas muestras a otras pudiendo superar en proporción a la biotita; presenta tamaños próximos a los de la biotita pero generalmente desarrolla tamaños algo superiores llegando a alcanzar 5 o 6 mm. Suele estar asociada a la biotita según cristales o agregados de hábito subhedral o blástico aunque este hábito es más marcado cuando aparece en cristales aislados que crecen preferentemente

sobre el feldespato potásico y plagioclasa. Puede mostrar trazas de exfoliación curvadas y extinciones ondulantes por deformación.

Se trata de un mineral de cristalización tardía, moscovita histerógena, que se desarrolla principalmente a expensas del feldespato potásico en etapas postmagmaáticas, o de origen secundario originado en la alteración de las plagioclases, biotita (según ya se ha descrito) y de la andalucita.

Los cristales blásticos suelen presentar intercrecimientos con cuarzo, de tipo simplectítico en los bordes y desarrollan apófisis dactílicas sobre el feldespato potásico. Por otra parte no es raro que las moscovitas blásticas engloben cristales de andalucita reflejados casi totalmente alterados y agregados de pequeños prismas de sillimanita o de fibrolita. En este caso es muy probable que la moscovita tenga un origen secundario constituyendo un producto de cesestabilización de la andalucita.

La andalucita y sillimanita se encuentran siempre en cantidades accesorias. La andalucita está casi totalmente transformada en moscovita aunque se conservan pequeños restos dentro de ésta. La sillimanita se encuentra, como ya hemos dicho, en pequeños prismas o en agregados de fibrolita dentro de la moscovita asociada a andalucita.

Tanto andalucita, sillimanita y cordierita (esta última no observada en las láminas estudiadas pero si en el campo) han sido considerados como restos de fusión, restitas, aunque la sillimanita asociada a moscovita histerógena y andalucita tendría un origen secundario a partir de la fase aluminica sobrante en la moscovitización de la andalucita (UGIDOS, 1973; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974; CARNICERO, 1980). Asimismo, parte de la biotita contenida en este tipo de granitos podría tener el mismo origen o significado (CARNICERO, 1980).

En cuanto al resto de los minerales accesorios, el circón, incluido en buena parte de los constituyentes esenciales de la roca, muestra muy frecuentemente hábitos bipiramidales y zonados concéntricos, mientras que cuando está incluido en biotita es de menor tamaño y de morfología más redondeada. Es posible que los halos pleocroicos de la biotita no sólo sean originados por inclusiones de circón, pudiendo ser debidas a otros minerales radiactivos.

El apatito es otro accesorio incluido en casi todos los constituyentes de la roca. Muestra hábitos prismáticos, exagonales o aciculares, mientras que algunos apatitos de mayor tamaño son más redondeados y ricos en inclusiones de circón y otros no identificables, las cuales pueden tener disposiciones orientadas. Los opacos son escasos, de pequeño tamaño y hábitos anhédrales o redondeados. El rutilo es relativamente frecuente como cristales de hábito acicular incluido en parte de los constituyentes mayoritarios aunque es más abundante en el cuarzo; también aparece incluido en biotita y en algún caso en plagioclasa, con morfología granular parcialmente alterado a leucoxeno.

Como minerales de cristalización tardía, además de fluorita anhedral asociada a las plagioclases y con formas alargadas siguiendo trazas de exfoliación en biotita y clorita, es frecuente el topacio que raramente desarrolla formas idiomorfas siendo más común que muestre hábitos anhédrales; está relacionado principalmente con las plagioclases y feldespato potásico.

Además en escasas muestras se ha observado algún cristal anhedral de turmalina blástica que crece asociada a las plagioclasas y con formas reticulares en el feldespato potásico.

Enclaves y diques

Unicamente se ha estudiado un enclave englobado en esta facies granítica correspondiente a una tonalita-microgranodiorita biotítica y un dique clasificado como un granito turmalinífero de grano medio.

El enclave muestra una textura microporfídica debida al desarrollo de microfenocristales de plagioclasa y en menor proporción de cuarzo. La mesostasis está constituida por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, apatito, opacos, circón, rutilo y topacio (?); como minerales secundarios se han observado sericitas, moscovita, rutilo-leucoxeno y óxidos de hierro. La textura de la mesostasis es alotriomorfa aunque en origen es posible que fuera hipidiomorfa perdiéndose este carácter por la gran corrosión que sufren sus constituyentes por parte del cuarzo.

Los fenocristales de plagioclasa son subautomorfos, maclados y con zonados concéntricos continuos, oscilantes o a parches. La alteración es variable en intensidad y en ella se originan cristales de hábitos alargados de moscovita orientados en una o dos direcciones, formando en el segundo caso enrejados dentro del cristal. La alteración puede afectar a todo el cristal, al núcleo, o forma coronas en zonas más externas. Pueden englobar abundantes inclusiones de pequeñas biotitas y opacos. Los cristales de la mesostasis son subhedrales o anhedrales, están menos alterados y engloban menos inclusiones. Tanto éstas como los fenocristales presentan abundantes inclusiones de cuarzo por corrosión intensa del cuarzo de la mesostasis.

Los fenocristales de cuarzo presentan formas redondeadas, extinciones ondulantes y señales de poligonización; engloba escasas inclusiones de pequeños opacos y rutilos aciculares. El cuarzo de la mesostasis es anhedral y como ya hemos dicho ejerce un gran poder corrosivo sobre todos los componentes de la roca. El feldespato potásico aparece como cristales anhedrales en la mesostasis generalmente maclados según la macla de la microclina.

La biotita suele formar agregados y más raramente aparece en cristales aislados de hábitos alargados o anhedrales, es muy pleocroica y rica en inclusiones de opacos, apatito y circón o halos pleocroicos. El circón es de hábitos redondeados o alargados; el apatito puede ser acicular, prismático y los cristales de mayor tamaño son más anhedrales.

El dique estudiado presenta una textura alotriomórfica inequigranular y está constituido principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y turmalina. Como accesorios contiene rutilo, opacos, topacio (?), apatito y óxidos de hierro.

Las plagioclasas son subhedrales o anhedrales a veces de hábitos largos y macladas. Algunos cristales muestran fracturas y maclas mecánicas. Están corroídas por el cuarzo que puede aparecer en las mismas como inclusiones.

El cuarzo es anhedral o de formas globosas y aparece en cristales aislados o en agregados. Engloba pequeñas plagioclásas y puede ser muy rico en inclusiones de rutilo acicular. Muestra extinción ondulante y señales de poligonización. Los contactos entre granos suelen ser suturados.

El feldespato potásico es anhedral y puede estar maclado o no según macla de la microclina. La turmalina es un constituyente mayoritario en la roca en forma de cristales o agregados anhedrales y frecuentemente poiquiloblásticos englobando plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

b) Granitos y leucograníticos de dos micas "Ala de Mosca" (12 y 13)

Microscópicamente se pueden individualizar de la facies antes descrita tanto en base a criterios texturales como por algunas diferencias composicionales aunque también participan de otras características comunes. Las diferencias más notables entre ambas facies serán citadas a lo largo de la siguiente descripción y resumidas al final de este apartado.

Dentro de la facies de granitos y leucogranitos "ala de mosca" se pueden distinguir dos variedades en base sobre todo a criterios texturales: A) Granitos y leucogranitos de dos micas y grano grueso a muy grueso; B) Granitos y leucogranitos de grano medio.

Petrográficamente corresponden en la mayor parte de los casos a leucogranitos más que granitos, ya que aunque el porcentaje de biotita es variable de unas muestras a otras, este mineral suele encontrarse casi siempre en cantidades accesoriales. De todas formas es probable que el contenido en biotita fuera en origen algo superior ya que es frecuente que se encuentre casi totalmente transformada en moscovita.

La textura es alotriomórfica inequigranular y muy raramente de tendencia porfidica lo que diferencia a los granitos de esta facies con la facies común antes descrita. De todas formas en casos esporádicos se observan algunos fenocristales de feldespato potásico los cuales muestran las mismas características que los contenidos en la facies común, así como algún desarrollo de fenocristales de plagioclasa. Otra diferencia textural respecto a la facies anterior, y que es además la utilizada para denominar a las dos variedades graníticas que integran esta facies, es la presencia de biotitas y sobre todo moscovitas de tamaños muy superiores al resto de los componentes de la roca, constituyendo la denominadas "alas de mosca".

A) Granitos de dos micas de grano grueso a muy grueso (12).

Los constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, mientras que la biotita, salvo en algunas muestras, se encuentra en cantidades accesoriales junto con opacos, apatito, granate, círcón, rutilo. Además se encuentran algunos seudomorfos o agregados procedentes muy probablemente de la transformación de andalucita o cordierita y escasas cantidades de fibrolita. Los minerales de cristalización tardía y/o secundarios son turmalina, topacio, berilo, clorita, sericitita, moscovita y óxidos de hierro.

Las plagioclasas suelen constituir agregados, son subhédrales o anhédrales y frecuentemente de hábitos largos. Sus tamaños son muy variables pudiendo llegar a destacar frente al resto de los componentes de la roca. Están macladas pero los zonados composicionales son muy excepcionales, además pueden mostrar maclas mecánicas. Engloban plagioclasas de menor tamaño, apatitos y granates. La alteración suele ser débil dando lugar a sericitita o moscovita que puede estar orientada dentro del cristal y formar enrejados. En el contacto con el feldespato potásico existe un débil desarrollo de mirmequíticas en algunos cristales; por otra parte, el desarrollo de albíta intergranular, a veces mirmequítica, entre feldespatos potálicos es, por lo general, escasa.

El feldespato potásico es subhedral o más frecuentemente anhedral y de tamaño próximo al resto de los componentes; puede aparecer también llenando intersticios en la roca. Suele estar maclado según la macla de la microclina y es poco pertítico. Esporádicamente se desarrollan fenocristales de hasta 1 cm de tamaño que presentan las mismas características que los contenidos en la facies anterior: cristales subhédrales, maclados de Carlsbad y microclina, y frecuentemente poiquiliticos englobando abundantes inclusiones de biotita y plagioclase que pueden mostrar disposición zonal. Junto con los cristales antes descritos las pertitas corresponden a los tipos "string, band or ribbon, flame" y más raramente "patch" según la clasificación de ALLING en SPRY (1969) o de morfología más irregular, desarrolladas mayoritariamente por sustitución durante procesos de albítización tardí- o postmagmática.

El cuarzo aparece en cristales aislados, con carácter intersticial y sobre todo formando agregados de tamaño variable pero que pueden superar 1 cm. Los agregados suelen tener un aspecto globoso, los cristales son anhédrales y los contactos entre ellos rectos o suturados. Muestran extinciones ondulantes y señales de poligonización. Engloban escasas inclusiones de plagioclasa, feldespato potásico, apatito acicular y rutilo acicular. Al igual que el feldespato potásico y las plagioclasas puede estar fracturado.

Como cuarzo de cristalización tardía se incluiría el que corroa y forma inclusiones en feldespato potásico y plagioclasa, por recristalización del cuarzo de la roca, el escaso cuarzo de mirmequíticas y el asociado con moscovita blástica o histerógena.

La biotita es casi siempre escasa y se encuentra en cristales aislados o en agregados con tamaños inferiores a 3 mm aunque algunos cristales superan este tamaño pudiendo llegar a definir una textura de tipo "ala de mosca". Engloba opacos, apatito, círcón y puede ser muy rica en halos pleocroicos. Se encuentra alterada a clorita junto con ilmenita, rutilo-leucoxeno o enmascarada por óxidos de hierro. Es frecuente que esté intensamente transformada en moscovita.

La moscovita es más abundante que la anterior y de mayor tamaño llegando a desarrollarse cristales que superan en tamaño a todos los componentes de la roca (6-8 mm). Como en la facies antes descrita, se trata de un mineral de cristalización tardía o secundario, que puede mostrar hábitos subhédrales o claramente blásticos y poiquiloblásticos. Suele mostrar trazas de exfoliación curvadas y extinciones ondulantes por deformación.

Aparece asociada a la biotita a la que engloba y sustituye casi totalmente, a las plagioclasas según cristales finos y alargados o bien en los agregados con cuarzo antes descritos, al fel-

despato potásico donde quizás desarrolla un aspecto más blástico. Suele mostrar intercrecimientos con cuarzo con morfología simplectítica en los bordes y desarrolla apófisis dactilíticas principalmente sobre el feldespato potásico y plagioclasa.

Algunos cristales engloban agregados constituidos por micas oscuras, generalmente de color pardo, moscovita y en ocasiones turmalina, que proceden de la alteración total de cordierita o andalucita, así como escasas cantidades de fibrolita. Estos minerales tendrían el mismo origen que los contenidos en la facies anterior.

Otros accesorios son: granates englobados en feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, parcialmente alterados a biotita y óxidos de hierro; topacio de formas generalmente anhédrales asociado principalmente a las plagioclases, berilo con formas anhédrales, a veces de gran desarrollo, turmalina muy escasa, de aspecto blástico y pleocroismo azulado, además de escasos opacos, apatitos y circones que pueden mostrar hábitos bipiramidales y zonado concéntrico.

B) Granitos y leucogranitos de dos micas y grano medio (13).

Dado que presentan muchas analogías texturales y mineralógicas con la otra variedad gránitica que integra esta facies de granitos y leucogranitos "ala de mosca" citaremos únicamente aquellos aspectos más relevantes o diferenciadores de la anterior.

Una de las diferencias más notables es que desarrolla un menor tamaño de grano, siendo en este caso granitos de grano medio. La fracción leucocrática presenta las mismas características que en la variedad de grano grueso existiendo algún fenocristal esporádico de feldespato potásico. Por el contrario, en esta variedad las biotitas raramente forman "alas de mosca" siendo la moscovita el principal responsable de este carácter textural. Además, aunque la moscovita desarrolle tamaños próximos a los de la variedad de grano grueso, en este caso constituyen cristales más anormalmente grandes comparados con el resto de los componentes de la roca, dada la diferencia relativa respecto a la mesostasis que aquí es de menor tamaño de grano.

Andalucita, sillimanita y minerales derivados quizás de la transformación total de cordierita (?), son este caso mucho más escasos o inexistentes en parte de las muestras estudiadas. Tampoco se han observado los granates contenidos en la variedad de grano grueso. Por otra parte algunas muestras pueden ser muy ricas en turmalina blástica o poiquilobláctica.

Por último, el conjunto de características que permiten diferenciar los granitos que integran la facies "ala de mosca" respecto a la facies común del macizo pueden resumirse en: menor contenido en biotita y por tanto un carácter más leucocrático siendo en una gran parte una facies leucogranítica, desarrollo muy escaso de feldespato potásico lo que incide en la textura no porfídica, mayores dimensiones de la moscovita formando "alas de mosca", plagioclases de composición más ácida (albita), presencia de granate y menor contenido en silicatos de aluminio y cordierita.

c) Leucogranitos principalmente moscovíticos (14)

Son rocas de textura alotriomórfica y grano medio que se diferencian de los granitos y leucogranitos anteriores en que no presentan textura "ala de mosca", mostrando la moscovita tamaños similares al resto de los componentes de la roca, la biotita está prácticamente ausente y no se han observado ni cordierita ni silicatos de aluminio. De todas formas el número de muestras estudiadas de esta facies granítica es muy escaso por lo que resulta aventurado precisar sus diferencias o similitudes con los granitos anteriores.

Los minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita. Además de los accesorios comunes, apatito, opacos, rutilo, y algo de biotita, contiene diferentes minerales de cristalización tardía o postmagmática como sericitita, moscovita, fluorita, berilo, topacio y epidota.

Las plagioclasas son de composición albitica, no muestran zonados compositionales pero sí maclas, en algunos casos mecánicas; son anhedrales o subhedrales y están parcialmente alteradas a sericitita-moscovita. El feldespato potásico es anhedral, no pertítico y puede mostrar o no macla de la microclina. No se observa desarrollo de mirmequitas en los contactos entre plagioclasa y feldespato potásico pero sí existen pequeñas cantidades de albita intergranular postmagmática. El cuarzo forma agregados o aparece con carácter intersticial.

La moscovita es casi la única mica presente, es subhedral o anhedral y puede presentar señales de deformación. La biotita es sumamente escasa o inexistente. El topacio y la fluorita aparecen en pequeños cristales anhedrales en la roca frecuentemente asociados a las plagioclasas. El berilo es anhedral al igual que la epidota, ésta última es muy abundante en una de las muestras estudiadas asociada a las plagioclasas y englobando pequeños cristales de moscovita.

Por el tipo de alteración que muestra la roca y otros aspectos como es la presencia abundante de cristales o agregados de epidota en alguna muestra parece probable que este granito esté afectado por alguna alteración quizás de tipo episienítico.

3.2.11. Dique de leucogranito (15)

Está situado dentro del macizo de Alcoba de Ituero. Tiene una dirección N120° E, aflora durante 3 km. de forma continua y con una anchura de unos 300 m, en formas de tamaño métrico y angulosas, dando un pequeño resalte topográfico.

Está formado por un leucogranito de grano medio, medio-fino y con biotita. Presenta textura sacroide. Es algo heterogéneo en cuanto a la presencia de biotita, existiendo zonas donde sólo hay moscovita y con una textura muy homogénea. En las zonas que tienen biotita, con un tamaño de 5 mm, dan una textura de "ala de mosca". Se suele observar un mineral de color verde, con un tamaño de 2-3 mm, que puede ser apatito. No se observa que esté deformado. Está afectado por 2 fallas de direcciones al NO y al NE, que le producen pequeños desplazamientos.

Petrográficamente presenta una textura holocristalina, heterogranular de grano medio-fino. Los componentes esenciales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (menor de 10%

An), moscovita. Los minerales accesorios más frecuentes son biotita, opacos, apatito, y círcón. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios, se pueden observar sericitita, moscovita, clorita, rutilo, óxidos y feldespato potásico.

El cuarzo principal es xenornorfo, se presenta en cristales aislados o en agregados con extinción ondulante con tendencia a la formación de subgranos. Tiene inclusiones de moscovita, plagioclasa y apatito en forma de prismas aciculares.

El feldespato potásico tiene hábito anhedral, se encuentra en pequeños cristales o con carácter intersticial. Poco o nada pertítico y rara vez muestra la macla de la microclina. Presenta procesos de corrosión por la plagioclasa y está sustituyendo a la plagioclasa, encontrándose manchas irregulares en el interior de los cristales de plagioclasa. Tiene inclusiones de plagioclasa.

La plagioclasa presenta hábitos anhedrales a subhedrales, con la macla de la albita y a veces albita-Carlsbad. Está sustituida parcialmente por feldespato potásico. Tiene inclusiones de apatitos y cuarzo.

Los minerales accesorios más característicos son biotita, la cual presenta importantes procesos de cloritización con formación de óxidos, rutilo sagenítico y feldespato potásico, este último presenta formas ahusadas que se disponen entre los planos de exfoliación (001), de acuerdo con la reacción de CHAYES (1955). Otro mineral accesorio frecuente es el apatito, el cual se presenta con hábito anhedral o en pequeños prismas aciculares y siempre como inclusión de otros minerales.

3.2.12. Leucogranitos moscovíticos con granate (16)

Afloran en el sector o Dominio N y NE de la Hoja de forma general, aunque en la banda de metasedimentos situada al N de las localidades de Cipérez-Grandes aparecen con mayor profusión inyectados entre la serie metamórfica.

Se trata de leucogranitos moscovíticos deformados, frecuentemente con granate, cuyas características nos han permitido su descripción en un apartado independiente. Constituyen un entramado de diques y masas tabulares irregulares que en el área referida presentan direcciones de NE-SO a E-O, intercaladas de forma paraconcordante entre los paragneises. Presentan potencias métricas y múltiples "septa" metasedimentarios. El volumen total que ocupan es importante, pero por su pequeño tamaño no han podido ser representados en la cartografía excepto en un caso cuya dimensión y continuidad sí lo ha permitido.

Morfológicamente dan resaltes topográficos discretos, como en la zona de Valdesenderos, dónde se encuentran gran cantidad de bloques paralelepípedicos de tamaños métricos debido al intenso diaclasado. También dan lugar a relieves alomados y suaves con gran cantidad de "lehm" granítico de color amarillento o rosado entre el que aparece gran cantidad de canturral y algunos bloques de mayor tamaño.

Son intrusivos en los metasedimentos y parecen estar íntimamente relacionados con los granitoides sincinemáticos y los diques aplopegmatíticos, ya que se han encontrado pasos inter-

medios entre las facies leucograníticas y tipos intermedios leucograníticos-aplopegmatíticos y pegmatitas, con contactos tanto netos como difusos e incluso zonas de brechificación.

Contienen enclaves micáceos centimétricos a milimétricos de los metasedimentos encajantes, además de xenocristales y xenoagregados procedentes de los mismos muy abundantes en la zonas de contacto.

Muestran fábrica planar y plano-linear, en la que la foliación es subparalela a los planos de la esquistosidad principal (S_2) de los paragneises entre los que se intercalan, aunque también se han observado en ellos estructuras paralelas a los ejes de pliegues de F_3 .

Se trata de rocas muy heterogéneas, con variación en el tamaño de grano desde fino a grueso y cambios en la textura y sectores micropegmatíticos. Son bastante pobres en biotita, aspecto que condiciona el color blanquecino de estas rocas que a veces se torna amarillento o rosado, por alteración. En algunos sectores presenta un aspecto sacaroideo.

Presentan texturas granudas deformadas y están compuestas por: cuarzo, plagioclasa, microclina, muy escasa biotita y moscovita, que puede estar nucleándose sobre la biotita o sobre nódulos residuales de sillimanita. La moscovita también puede aparecer en grandes placas con bordes simplectíticos o en rosetas. Resulta común la presencia asociada de andalucita prismática, también moscovitizada. De accesorios aparecen granate, sillimanita, zircón y turmalina.

Se trata composicionalmente de granitos mínimos, aunque se han encontrado bandas generalmente de 1-2 m de espesor compuestas por cuarzo, albite prismática, moscovita y granate, pobres en feldespato potásico y con texturas plagiomorfas.

3.3. ROCAS FILONIANAS

Las manifestaciones filonianas en esta Hoja son muy abundantes y están asociadas fundamentalmente al magmatismo granítico hercínico.

Se trata de diques de carácter ácido en gran parte referibles a estadios tardíos en la consolidación magmática. Están compuestos por pegmatitas, aplitas, aplogranitos, leucogranitos moscovíticos, leucogranitos con granate y de cuarzo, siendo los dos primeros tipos los más abundantes. No se han encontrado manifestaciones filonianas básicas.

Generalmente todos estos diques se emplazan en áreas intra- y extrabatolíticas, en los dominios metamórficos meso y catazonales, y su mayor profusión se localiza en zonas marginales o de borde, laterales o apicales, de los macizos graníticos sincinemáticos. Debido a la uniformidad tanto composicional como textural de estos diques, a la que se suma la complejidad estructural debida a la deformación hercínica que les afecta, resulta difícil discriminar los correspondientes a cada macizo granítico o unidad intrusiva.

La dimensión y continuidad espacial de los diques aunque variable resulta en todos los casos reducida. Las potencias no suelen superar uno o dos metros para una continuidad de unos

pocos cientos de metros para los de mayor entidad. Normalmente constituyen diquecillos, filones y venas, de potencia decimétrico a centimétrica, discontinuos, aflorando con orientación subparalela a las estructuras hercínicas.

Según su naturaleza se han distinguido tres tipo de diques, que son: leucogranitos moscovíticos con granate, pegmatitas y aplitas y de cuarzo.

3.3.1. Pegmatitas y aplitas (17)

Resultan, tanto en número como en expresión volumétrica, los diques más abundantes. Afloran en ambos dominios de la Hoja, aunque en el S y SO se localizan exclusivamente en su extremo más septentrional, a lo largo de una banda orientada NO-SE o ONO-ESE entre las localidades de Pozos de Hinojo e Ituero de Huebra, adosada al S de los macizos graníticos sincinemáticos. A lo largo del Dominio N y NE afloran extensamente, encontrándose, quizá, un área en la zona central en el sector de El Cuartón-Los Carrascos con menor frecuencia de aparición de diques.

Estas litologías, que generalmente constituyen intercalaciones laminares paraconcordantes entre los metasedimentos, en áreas caracterizadas por una mayor abundancia en su presencia, han sido agrupadas en el llamado "Complejo Laminar Pegmatoide" (o "Serie del Alamo") de GARCÍA DE FIGUEROLA y FRANCO (1975), GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1983), CARNICERO (1980 y 1982), y LÓPEZ PLAZA y CARNICERO (1987).

En el presente informe y como ya quedó expresado en anteriores apartados, se ha preferido integrar dicha Serie dentro del "Complejo Esquisto-Grauváquico" s.l. El conjunto de granitoides que nos ocupa, resulta desde todos los puntos de vista equiparable a las aureolas de rocas filonianas y apófisis de ciertas alineaciones de granitos sincinemáticos de Galicia. Dichos granitos sincinemáticos pertenecen al Subgrupo IA ("Unidades Compuestas principalmente por granitos moscovítico-biotíticos"), del Grupo I ("Unidades sincinemáticas de emplazamiento relativamente profundo") de BELLIDO *et al.* (1987).

Morfológicamente, en el Dominio N y NE, los diques de mayor entidad dan pequeños resaltes topográficos y alineaciones que se destacan en la penillanura salmantina, aunque por lo general los afloramientos de metasedimentos y de diques pegmatoideos son muy escasos y exigüos. En el Dominio S y SO, la penillanura es disectada por los ríos Huebra y Yeltes, con fuerte encajamiento. En estos valles son relativamente abundantes los afloramientos y los diques más potentes dan lugar a resaltes que se destacan en las laderas. Se trata de rocas pobres en micas biotíticas, lo que se manifiesta en un color blanquecino característico para sus asomos que puede tornarse amarillento o rosado debido a la alteración.

Composicionalmente son rocas bastante simples. Predominan los tipos pegmatíticos y aplíticos, así como tipos compuestos. En todos los casos se trata de rocas leucocráticas y casi siempre holomoscovíticas. Se han encontrado también granitoides aplogramíticos y facies micrográficas y micropegmatíticas.

Son intrusivos en los metasedimentos, con contactos casi siempre netos con respecto a ellos, con carácter paraconcordante con respecto a la esquistosidad principal y tendencia a dar geometrías laminares. También se observan relacionados con los macizos graníticos sincinémáticos, en los cuales aparecen diques pegmatíticos y aplíticos similares como diferenciados tardíos. El espesor de los diques, filones y venas es muy variable, desde pocos centímetros a varios metros (máximo 6-8 m).

Se trata de rocas muy heterogéneas, con gran variación en el tamaño de grano desde fino a grueso y muy grueso, y cambios en la textura con sectores micropegmatíticos. En general, no se observa una zonalidad centro-borde en las intercalaciones, ni composicional, ni textural. En algún caso, se han encontrado zonados con un centro de grano muy grueso que pasa a zonas aplíticas en el borde.

Si se ha observado la formación de bandas de alteración en los metasedimentos adyacentes a los diques, con cristalización de moscovita y turmalina inducida por su emplazamiento. En los esquistos es visible, desde el contacto con la pegmatita y hacia las rocas inalteradas, un pronunciado desarrollo de turmalina a expensas de la biotita y la plagioclasa a través de una zona cuyo espesor es de varios centímetros para los casos en que aparece mejor desarrollada. Dichas zonas de alteración tienen lugar por reacciones minerales resultado de la movilización e introducción en los esquistos, a lo largo de distancias modestas, de ciertos elementos, y están evidentemente inducidas por el emplazamiento de las pegmatitas y las condiciones ambientales.

Sólo contienen enclaves micáceos de dimensiones centimétricas y milimétricas de los metasedimentos encajantes con formas laminares, o restos difusos de los mismos, orientados paralelamente a la esquistosidad principal.

Estructuralmente se trata de rocas deformadas de fábrica planar y plano-lineal, definida por la orientación del agregado mineral, coincidente con la foliación principal de los metasedimentos encajantes (S_2). Aunque también se han encontrado diques orientados según los planos estructurales de F_2 , generalmente aparecen deformados y plegados por esta fase.

La textura de estas rocas es muy variable, existiendo términos alotriomorfos a hipidiomorfos, heterogranaulares y equigranaulares de grano fino a grueso y muy grueso, con sectores de tendencia micrográficas y micropegmatíticas.

Entre los minerales principales se encuentran cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita (que puede ser accesoria). Como accesorios aparecen biotita, andalucita (que puede aparecer formando cristales de tamaños centimétricos), sillimanita, turmalina (en algunas rocas puede ser esencial) y granate (muy ocasionalmente).

3.3.2. Pórfido granítico (18)

El único dique de pórfido que se ha observado, se encuentra en la parte occidental del macizo de Cipérez, dentro de la facies a). Tiene una dirección N100° E, con una anchura

de unos pocos metros y una longitud de unos 100 metros, siendo los afloramientos muy escasos.

El cuarzo presenta formas angulosas y redondeadas, observándose en estos últimos gollos de corrosión. No se observa que contenga moscovita. La biotita varía de xenomorfa a idiomorfa con un tamaño de 3-4 mm. Los feldespatos presentan formas tabulares y exagonales, con tamaños de 4 cm, llegando a alcanzar hasta los 7 cm. En los de forma exagonal se observa un zonado, a veces marcado por la biotita a modo de inclusiones tipo Frasl. En general todos los feldespatos muestran una orientación que concuerda con la del dique (N100° E). Esta orientación también se puede observar en los feldespatos que pertenecen al grano y que están alrededor del dique.

El porfidismo textural característico de estos diques, queda marcado por la existencia de fenocristales de hábitos euhedrales a subhedrales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y cristales de menor tamaño de biotita, que se encuentran englobados en una mesostasis compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, feldespato potásico y clorita.

Además de la textura porfídica descrita para estos diques, también puede reconocerse una textura micrográfica o granofídica que se desarrolla en los bordes de los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa, dando lugar a intercrecimientos del cuarzo con ambos minerales.

El cuarzo tiene hábito euhedral a subhedral, presentando formas exagonales o redondeadas. Se encuentra en cristales aislados o en agregados de dos a cuatro cristales. Sigue presentando gollos de corrosión, así como bordes redondeados. Tiene inclusiones de biotitas. Presenta extinción ondulante con procesos de poligonización.

El feldespato potásico se presenta con hábito euhedral, macla de la microclina y, a veces, la macla de microclina-Carlsbad, es poco pertítico. Forma los fenocristales de mayor tamaño. Tiene inclusiones de plagioclásas, biotita, estas inclusiones se disponen de forma paralela a los bordes de los cristales, a modo de textura "Frasl". En los bordes y alrededor de estos fenocristales se desarrolla la textura micrográfica o granofídica.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito euhedral a subhedral. Presenta la macla de la albita. Se encuentra parcialmente sustituido por feldespato potásico, también presentando procesos de sericitización y moscovitización.

La biotita se presenta con formas rectangulares, con un pleocroismo que varía de Ng, Nm, marrón rojizo, castaño oscuro a Np amarillo claro.

A veces, se aprecian signos de deformación, presentando las líneas de exfoliación dobladas y extinción ondulante. Tiene inclusiones de apatito y circones, estos últimos desarrollan halos pleocroicos. Está poco cloritizada, en algunos cristales llega a formarse rutilo sagenítico.

Se pueden observar pequeños fenocristales de forma prismática-tabular, formados principalmente por biotita.

3.3.3. Diques de cuarzo ("Sierros") (19)

Este tipo de diques de cuarzo son muy frecuentes en la parte oeste de la provincia de Salamanca, recibiendo el nombre de "Sierros", dando elevaciones sobre la penillanura salmantino-zamorana. GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1971), describen este tipo de estructuras, considerándolos como zonas de tensión dentro de los granitos.

Estos diques intruyen en materiales metamórficos y graníticos, presentando una serie de características comunes y bastante constantes, las cuales son:

- a) Están formados por cuarzo lechoso. GONZALO y LÓPEZ-PLAZA (1984) indican que algunos de estos diques están mineralizados.
- b) Presentan una dirección muy constante hacia el NE, intruyendo a favor de fracturas, las cuales, según PARGA (1969) son de edad tardihercínica.
- c) Presentan una longitud variable, desde varios kilómetros hasta unos cientos de metros, presentando recorridos con formas sigmoidales.

En esta Hoja, los principales diques de cuarzo, se encuentran afectando a rocas graníticas, sobre todo a los macizos tardíos de Villavieja de Yeltes y de Cipérez. Estos diques dan resalte topográficos, alcanzando cotas de 766 m, en la parte oeste de la Hoja, en el pago de Cabezo Lobo, o en la parte este alcanza los 800 m, en el dique que corta al macizo de Cipérez.

3.4. ROCAS METAMÓRFICAS

3.4.1. Descripción de los materiales

Los metasedimentos que se encuentran en la mitad sur de la Hoja, siempre al S y SO de la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntía (ZCJT), se corresponden con una serie metasedimentaria Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior y con los afloramientos Ordovícicos. En parte pertenecen a las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada, definidas clásicamente en sectores regionalmente próximos, aunque los materiales que forman los niveles estructurales y metamórficos más profundos deben corresponder a materiales aún más antiguos.

La composición mineralógica que muestran los diversos materiales que forman la sucesión metasedimentaria es muy variable, siendo respuesta tanto a la composición premetamórfica como a la intensidad del metamorfismo, que aumenta desde el SO hacia el NE. Atendiendo a la mineralogía que aparece en metapelitas y a la fábrica principal, el dominio se subdivide en dos subsectores: (1) Metasedimentos de las zonas de clorita y biotita y de las zonas del granate y estaurolita; y (2) Metasedimentos de las 1^a y 2^a zonas de la sillimanita.

3.4.1.1. Metasedimentos pelíticos y pelítico-sámíticos microalternantes de las zonas de la clorita y biotita

Las características premetamórficas de los materiales agrupados en este apartado bajo un punto de vista más bien textural (pizarras y filitas de las zonas de clorita y biotita), han quedado ya definidas en apartados anteriores de esta Memoria (ver apartado de Estratigrafía).

Macroscópicamente estos materiales presentan tonos oscuros y grisáceos que varían a grises azulados y blanquecinos. Se caracterizan por presentar un fuerte particionamiento en planos paralelos relacionada con la orientación preferente de filosilicatos de pequeño tamaño, en general no observables a simple vista, que definen un "slaty cleavage" primario o esquistosidad S_1 que a su vez es de plano axial de pliegues D_1 a todas las escalas. En rocas de la parte interna de la zona de la biotita la esquistosidad principal puede ser de crenulación (S_2) y lleva asociada la formación de una lineación definida por las sombras de presión que se desarrollan en dicho mineral. La fábrica principal puede aparecer localmente crenulada por pliegues asimétricos D_3 de tipo "kink" cuyos ejes definen una lineación de crenulación así como pliegues D_4 de eje subvertical y "kink bands".

Al microscopio las metapelitas presentan fábricas planares pero en las rocas de la parte interna de la zona de la biotita son plano-lineares. Se trata en general de una esquistosidad primaria definida por una orientación bidimensional preferente paralela al plano XY de caras (001) de filosilicatos de grano fino y muy fino, cuya naturaleza es a menudo difícil de distinguir. Participan en la definición de la esquistosidad agregados policristalinos granoblásticos elongados de cuarzo (fundamentalmente) y plagioclasa, que corresponden al resultado de la transposición de pequeños niveles lenticulares sedimentarios heredados (S_0). Los granos detriticos desarrollan superficies de disolución por presión en contacto con las láminas de esquistosidad, nucleándose pequeños minerales micáceos y cloritas en las zonas abrigadas.

La presencia de sombras de presión con respecto a la S_1 y desarrolladas según la dirección X y en menor medida según Y, también contribuye a definir las fábricas planares y plano-lineares de la roca. Se trata de porfiroclastos de biotitas, plagioclases y cuarzo, que presentan contactos rectos frente a la esquistosidad que les rodea y crecimientos en zonas abrigadas de cuarzo, clorita, y micas de menor tamaño. Dichos porfiroclastos presentan signos de deformación intracristalina como poligonización, irregularidades en las maclas polisintéticas, flexiones y "kinkado" de micas.

En cuanto al mecanismo deformativo generador de la S_1 , algunos datos pueden obtenerse desde la microescala a través de las estructuras que presentan los blastos en relación al desarrollo de dicha fábrica. Se han encontrado sombras de presión en torno a granos rígidos de opacos con sombras de presión asimétricas formadas por cristalizaciones sigmoidales de cuarzo y biotitas. De la observación de estas zonas resguardadas se deduce que el objeto rígido ha experimentado una rotación (aunque de tasas modestas, en general de ángulos menores de 90°) coetánea con la formación de la esquistosidad que le rodea. El mecanismo deformativo generador de S_1 fue, muy probablemente, un aplastamiento coaxial más o menos homogéneo, más una componente de cizalla simple heterogénea. Dicha componente de deformación no coaxial es reconocible además de por la disirrietria de sombras de presión y rotación de colas en la deformación progresiva, por la generación de "pliegues de microlitones" (NICOLÁS, 1987) desarrollados sobre la S_0 mediante un cizallamiento discontinuo paralelo al plano axial de dichos pliegues, y por la presencia local de planos antitéticos llenados por cuarzo rotados hasta adoptar una dirección paralela a la S_1 .

En este tipo de rocas son observables texturas desde lepidoblásticas de grano fino y muy fino, a granoblásticas elongadas y a granolepidoblásticas microbandeadas. También, la pre-

sencia de blastos de mayor tamaño que se destacan de la matriz, en diferentes disposiciones texturales, da lugar a la formación de texturas porfioclásticas y porfidoblásticas sincinemáticas.

Presentan una asociación mineral compuesta por: cuarzo, moscovita fengítica, biotita, clorita, mica blanca paragonítica, albita, feldespato potásico y carbonatos. Como accesorios aparecen: apatito, turmalina, zircón, rutilo, ilmenita, hematites, magnetita, materia carbonosa, grafito, pirita y otros opacos indeterminados.

En estas rocas y posteriormente al desarrollo de la S_1 , o S_1+S_2 , se observa una importante recristalización estática acompañada con el desarrollo de "mosqueados" y texturas corneánicas en el campo, espacialmente relacionada con la intrusión de macizos graníticos sin y tardocinemáticos. Al microscopio se observa una poligonización mimética de la fábrica por agregados poliminerales de grano muy fino y neoblastesis poiquilítica (de la S_1) de andalucitas (quiastolitas en las pizarras con materia carbonosa del Ordovícico) y cordieritas, texturalmente post- S_1 .

La biotita caracteriza con su aparición en las metapelitas 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 general del contenido en clorita. Se trata de una biotita verde, verde oscura y amarillo-verdosa, que con el incremento del grado cambia a coloraciones rojas y pardo-rojizas y aumenta notoriamente su cristalinidad. Define junto a la moscovita la esquistosidad de la roca mediante su conjunta orientación lepidoblástica.

La biotita presenta varios tipos de relaciones microtexturales con respecto a la esquistosidad dominante en la roca. Aparece como porfiroclastos con sombras de presión y sin inclusiones, precinemáticos a la S_1 , y como porfiroblastos con una S_1 (ligeramente sigmoidal hacia la periferia del blasto) continua con la S_2 , que han desarrollado sombras de presión asimétricas (conteniendo micas arqueadas) texturalmente sin- S_1 .

En rocas pertenecientes ya a la parte de mayor temperatura de la zona de la biotita donde existe S_2 , se han encontrado biotitas cuya disposición da cuenta, en conjunto, de un período de blastesis para este mineral que va desde la F_1 , durante la interfase F_1-F_2 , hasta el comienzo de la F_2 (sincinemática precoz con F_2). Se observan: porfiroblastos (pre- S_2) milimétricos con una S_1 recta perpendicular o definiendo un alto ángulo con la matriz foliada o S_2 ; lepidoblastos cruzados o pliegues intrafoliares (de una S_1) encerrados en microlitones sigmoidales individualizados por la S_2 (equivalentes texturalmente al estadio IV del desarrollo progresivo de una esquistosidad de crenulación según BELL y RUBENACH, 1983); lepidoblastos sintectónicos en relación al desarrollo de la S_2 y lepidoblastos posttectónicos sobreimpuestos a la S_2 (post- S_2).

La mica blanca en rocas de la zona de la clorita es una mica incolora o débilmente amarillenta o verdosa, de muy pequeño tamaño, de composición probablemente fengítica. En la zona de la biotita la mica blanca aumenta en tamaño y se trata de una moscovita fengítica que debe formar solución sólida con pequeñas proporciones de una mica paragonítica. Aparece junto a otros filosilicatos de grano muy fino definiendo la S_2 de la roca en la zona

de la clorita, y junto a la biotita como lepidoblastos de mayor tamaño definiendo la Sp (S_1 o S_1+S_2) de la roca en la zona de la biotita.

La clorita aparece como lepidoblastos de grano muy fino orientados paralelamente a la esquistosidad de la roca y como lepidoblastos de mayor tamaño rodeados por las láminas de esquistosidad, así como formando parte de agregados retrogradacionales a veces pseudo-morfos de otros minerales (cordierita y andalucita).

3.4.1.2. Alternancias de metasedimentos pelíticos y semipelíticos de las zonas del granate y la estaurolita

Las rocas incluidas en este apartado se sitúan estructuralmente por debajo y en continuidad metamórfica con los metasedimentos de las zonas de la clorita y biotita más al S y SO de la Hoja, pero en ellas la secuencia metamórfica se presenta condensada con desaparición de parte de la zona del granate y de la estaurolita, esta última con sólo presencia local. El acercamiento de las isogradas se atribuye al funcionamiento de una zona de cizalla dúctil extensional de F_2 y características sustractivas. Dicho accidente consiste en una banda de fuerte deformación, espesor visible kilométrico y movimiento normal paralelo a la L_2 , en el que la foliación principal (S_2) lleva asociada un fuerte estiramiento y presenta características miloníticas.

Se trata de un conjunto constituido fundamentalmente por micaesquistos y esquistos cuarcíticos, provenientes de protolitos pelíticos y semipelíticos (mezclas de material arenoso y lutítico), dentro del cual se intercalan a veces formando tramos alternantes capas de metaareniscas (metagrauvacas) y microconglomerados feldespáticos (característicos de la Formación Monterrubio).

Mesoscópicamente estos materiales presentan coloraciones pardo grisáceas para los materiales metapelíticos y gris blanquecinos para los que contienen una cierta proporción de material arenoso. El tamaño de grano de las micas es mucho mayor que en las zonas de menor grado metamórfico, resultando ya visibles a escala de muestra de mano. Se caracterizan por presentar una fábrica planar y/o plano-linear cuyo desarrollo y características presentan variaciones a lo largo de la secuencia estructural. Así en los materiales pelíticos de la zona del granate se presenta en general como una esquistosidad de crenulación, bien observable con la lupa, que evoluciona hasta constituir una "schistosity" de grano fino en los materiales de la zona de la estaurolita.

En los planos de la S_2 es visible una lineación de estiramiento (L_2) definida por la elongación mineral del agregado cuarzo-plagioclásico, orientación de biotitas y sombras de presión en porfiroclastos de plagioclasa, biotita y granate

Dicha esquistosidad principal (S_2), puede aparecer crenulada por pliegues D_3 de plano axial subvertical, de todas las escalas, con formación local de una nueva esquistosidad de crenulación, S_3 , cuyo desarrollo y penetratividad varía según la litología afectada y la posición con respecto a niveles competentes plegados. Asociadamente aparece una lineación de crenulación L_3 subparalela a la L_2 , aunque en detalle se observa una oblicuidad entre ambas.

Al microscopio desarrollan fábricas plano-lineares y resulta característico el progresivo desarrollo de una nueva esquistosidad (S_2) mediante un mecanismo de formación de una esquistosidad de crenulación a partir de una esquistosidad previa (S_1). Se trata de un proceso similar al descrito por BELL y RUBENACH (1983). Dicho desarrollo conlleva varios estadios sucesivos que aparecen registrados microestructuralmente en las rocas y sobre los que se evoluciona conforme descendemos en la secuencia estructural. Mientras que en la parte alta de la zona de la biotita ya se observaba una crenulación (S_2) acompañada por una cierta diferenciación metamórfica consecuencia de procesos de disolución-transferencia de fases disueltas-precipitación (estadios III y IV incipiente), en la zona del granate se observa ya un crecimiento total de micas paralelo a la S_2 equiparable al estadio IV del desarrollo secuencial de BELL y RUBENACH (1983). En la zona de la estaurolita generalmente aparece una fuerte diferenciación en microdominios composicionales P (ricos en micas) y Q (ricos en cuarzo y plagioclasa), con total destrucción de crenulaciones relictas en los microdominios Q (sólo se observan blindadas como inclusiones en porfiroblastos) y abundante formación de nuevos lepidoblastos bióticos paralelos a la S_2 , equiparable ya a un estadio V de la secuencia.

Dicha evolución vertical en las características microestructurales de la S_2 a lo largo de la secuencia estructural posee una explicación macroestructural; se interpreta como una transición hacia zonas en las que los efectos de la segunda fase de deformación son cada vez más intensos, es decir, conforme nos acercamos a las zonas de mayor intensidad de deformación dentro de la zona de cizalla de F_2 .

En secciones XZ, la existencia de granos de cuarzo muy alargados y lentejonares ("ribbons"), porfiroblastos de plagioclasa alargados en la dirección de la esquistosidad con sombras de presión asimétricas y contactos con bordes rectos con respecto a las bandas de mica con frecuentes geometrías fusiformes ("mica fish"), son criterios que dan cuenta del carácter no coaxial de la deformación rotacional asociada a la S_2 , además de constituir criterios cinemáticos indicadores de un movimiento de bloque superior al E y SE.

Ascendiendo en la secuencia estructural hacia las rocas en bajo grado de la zona del granate (y parte interna de la de la biotita), se conservan restos de crenulaciones de forma mucho más abundante. La S_1 microplegada se conserva dentro de microlitos sigmoidales rodeados por la S_2 (microdominios Q incipientes) y como trayectorias de inclusiones en biotitas y granates.

En estas rocas son observables microtexturas en general microbandeadas de grano fino aunque con variable grado de desarrollo y definición. La presencia de blastos de mayor tamaño destacados sobre la matriz, cuya generación ha tenido lugar en diferentes momentos en relación a la S_2 , da lugar a la formación de texturas porfiroblásticas y porfioclásticas. Las texturas miloníticas y blastomiloníticas de F_2 se observan mejor en rocas con una cierta proporción de material cuarzofeldespático, el cual forma porfiroblastos y "ribbons" que se destacan sobre una matriz fina recristalizada sintectónicamente. No obstante, dichas texturas miloníticas no suelen conservarse debido a la importante recristalización posterior ("annealing" estático) relacionada con el pico térmico. Texturas pseudomórficas son también las transformaciones a menudo zonales del granate a un agregado retrogradacional.

Presentan una asociación mineral compuesta por: cuarzo, moscovita, biotita, plagioclasa, granate almandínico, estaurolita, andalucita y cordierita, con epidota, apatito, zircón, turmalina, ilmenita, pírita, hematites, grafito y opacos como accesorios. Como minerales ligados a la retrogradación/alteración de estas rocas tiene lugar formación de clorita, moscovita (fengita), albita, microclina, calcita, pinnita, sericitia, epidota/ clinozoisita y mena opaca.

La biotita constituye un mineral cuya proporción en la roca y tamaño aumentan estadísticamente con el grado metamórfico. Este mineral presenta coloraciones rojas en estas litologías a diferencia de las verdes que presentaba en las de menor grado, probablemente causa de un incremento en su contenido en titanio con el grado. Forma parte integrante de la matriz foliada de la roca a la vez que tiene lugar la diferenciación composicional en microdominios. También aparece como porfiroblastos "mica fish" desde biotitas formadas con anterioridad, las cuales sufren deslizamientos a lo largo de las caras (001), estiramiento y "microboudinage" con rellenos de cuarzo en zonas abiertas, así como disolución y recristalización conforme progresó el desarrollo de la S_2 . Su blastesis es sin- F_1 a sin- F_2 aunque persiste en tiempos posteriores relacionados con recristalizaciones estáticas de la roca.

La mica blanca debe presentar una composición moscovítica bastante pura, con pequeñas proporciones del componente paragonítico y sustitución celadonítica. Texturalmente aparece tanto formando parte de la definición de la esquistosidad principal (S_2) junto a la biotita como en forma de lepidoblastos orientados paralelamente a la S_1 (microlitones blindados por la S_2). También aparece como mineral retrógrado reemplazante frecuentemente de forma pseudomórfica.

El granate almandínico es un mineral relativamente abundante en gran parte de estas litologías. Forma subidioblastos y xenoblastos de bordes corroídos y frecuentemente retrogradados. Los tamaños son submilimétricos aunque puede aparecer con 1 o 2 mm de tamaño reconociéndose un máximo en su tamaño y abundancia en la zona de la estaurolita. En secciones XZ desarrolla sombras de presión asimétricas y presenta una Sint (inclusiones de cuarzo, ilmenita y opacos) que define con respecto a la Se un período de blastesis sin- F_1 e intermedia F_1 - F_2 . Aunque no se han encontrado texturas "snow-ball" claras, en la zona de la estaurolita se han encontrado granates interpretables en términos de rotación durante parte de su crecimiento (ROSENFELD, 1970; POWELL y VERNON, 1979). En estos casos su blastesis tuvo lugar en momentos pre- S_2 y sin- S_2 precoz. Los ángulos de rotación de las zonas centrales de la Sint con respecto a la Sext suelen ser mayores de 90°. La rotación de dichos porfiroblastos va ligada al desarrollo de la S_2 y genera sombras de presión adyacentes paralelas a la L_2 (Lx) mesoscópica, lo cual supone un dato más del carácter no coaxial de la deformación (SIMPSON y SCHMID, 1983).

La estaurolita está presente muy localmente, dada la escasa representación cartográfica de la zona de la estaurolita y el biselamiento de la isograda que marca su aparición por un accidente extensional tardío que la limita al N y NE. Aparece como porfiroblastos idio-subidiomorfos de color amarillo y tamaños en general entre 1 y 2 mm, aunque también está como xenoblastos submilimétricos dispersos en la matriz de la roca. Su blastesis es en unos casos pre- S_2 (xenoblastos) y en otros claramente post- S_2 (idioblastos).

La andalucita aparece acompañada o no por cordierita; ambos con claro carácter postdeformativo con respecto a la F_2 , a la que engloban e incluyen poiquilitíicamente. Sufre durante F_3 reaplastamientos en el plano de S_2 que ocasionan pequeños giros.

3.4.1.3. Metasedimentos pelíticos y semipelíticos de la 1^a y 2^a zonas de la sillimanita

Desde un punto de vista composicional el material original de estos metasedimentos (micaesquistos y paragneises plagioclásicos), debe referirse a protolitos pelíticos y pelítico-grauváquicos que, por sus características y modo de aflorar en forma de alternancias, podrían en parte tratarse de una serie distinta más antigua (preordovícicos estructuralmente situados por debajo de materiales asignables a la Formación Monterrubio). Una característica de esta zona es la gran abundancia de cuerpos lámnicos de composición aplítica y pegmatoide en general son intrusivos de forma subconcordante con respecto la foliación principal S_2 y deformados por esta ($\sin F_2$). Su presencia está claramente relacionada a macizos graníticos sincinemáticos próximos, hacia cuyos contactos aumentan tanto en tamaño como en importancia volvuriétrica.

Los materiales aquí considerados presentan diferentes composiciones mineralógicas según su posición zonal metamórfica. Las paragénesis observadas definen para metapelitas las dos zonas de sillimanita ("sensu" EVANS y GUIDOTTI, 1966) clásicamente consideradas para gradientes similares al Barroviense: la 1^a, de sill+mos; y la 2^a, de sill+or.

Se trata de rocas oscuras de grano fino a medio y fábrica plano-lineal. En los micaesquistos el elemento estructural dominante es la foliación S_2 . Se trata de un bandeadío tectonometamórfico constituido por una alternancia milimétrica de capas claras cuarzofeldespáticas (microdominios Q) discontinuas y lenticulares, con otras más continuas y oscuras biotítico-sillimaníticas (microdominios P). Son frecuentes las venas de cuarzo exudado paralelas a la S_2 apareciendo a veces plegadas intrafoliarmente.

En los micaesquistos la S_2 lleva asociada una muy penetrativa lineación de estiramiento, L_2 , definida por agregados minerales elongados de cuarzo y plagioclasa y por nódulos elipsoidales de sillimanita fibrolítica. Dicha L_2 puede ser oblicua a las charnelas de pliegues D_2 mesoscópicos, pero suele ser subparalela los ejes largos de los "sheath folds".

La foliación S_2 y los pliegues D_2 pueden aparecer plegados por pliegues D_3 de todas las escalas. En los micaesquistos y en el material pelítico en torno a niveles competentes se desarrollan bandas con una esquistosidad de crenulación cuya lineación, de crenulación, es subparalela a la L_2 de los paragneises semipelíticos o cuarcíticos adyacentes. Por ello la lineación dominante en este sector y visible en los paragneises y micaesquistos es compuesta, L_2-L_3 , producida por F_2 y F_3 .

Microscópicamente el hecho textural más patente y significativo en secciones XZ, perpendiculares a S_2 y paralelas a L_2-L_3 , es el anastomosamiento de la foliación S_2 y la fuerte diferenciación en microdominios composicionales. A dicha escala la foliación es una "schistosity" en dominios y es relativa a una deformación heterogénea con fuerte microparticionamiento

(BELL *et al.*, 1986). La S_2 está definida por bandas de lepidoblastos biotíticos y moscovíticos que, junto a la sillimanita fibrolítica, forman los microdominios P. La S_2 rodea a microlitones fuertemente lenticulares y dispuestos de forma paralela cuyo alargamiento contribuye a definir la esquistosidad. Dichos microlitones contienen varias generaciones de plagioclásas, granates y cuarzo que experimentan en ellos un “blindado” con respecto a la disolución e interacciones fluidas.

En estas rocas son observables todos los tránsitos entre microtexturas granoblásticas más o menos elongadas y lepidoblásticas tendentes al microbandeado hasta granolepidoblásticas bandeadas bien definidas. Presentan una asociación mineral compuesta por: cuarzo, biotita, plagioclasa, moscovita, sillimanita, granate, andalucita, cordierita, relictos de estaurolita, con apatito, zircón, turmalina, esfena, ilmenita, óxidos Fe-Ti y opacos como accesorios. Como minerales secundarios aparecen: sericita, clorita, pinnita, mica blanca (fengítico-moscovítica), albita, microclina, calcita, clinozoisita y opacos.

La biotita aparece como lepidoblastos de tamaños y formas diversas, resultando ser el mineral más abundante en todas las rocas esquistosas. Su generación tiene lugar principalmente durante y después de la formación de la esquistosidad principal, aunque se reconocen lepidoblastos texturalmente pre- S_2 , sin- S_3 y post- S_3 .

La mica blanca de composición moscovítica está presente en todas las litologías y contribuye junto a la biotita a la definición de la S_2 . Igualmente se han observado como lepidoblastos de gran tamaño que carecen de orientación preferente, presentando relaciones pseudo-mórficas con respecto a nódulos fibrolíticos (con restos incluidos) previos con o sin andalucita secundaria y formados temporalmente en la historia retrógrada post- F_2 .

La sillimanita no aparece desde reemplazamientos o transformaciones polimórficas desde otras fases de silicato de aluminio, sino que normalmente crece asociada al cuarzo y junto a la biotita. Se trata de agregados de sillimanita fibrolítica microplegada en haces de contornos elipsoidales en secciones ZX paralelos a la S_2 . Dichos nematoblastos contribuyen a la definición de la L_2 de estiramiento. Su período de blastesis ha tenido lugar a lo largo de un dilatado período de tiempo, desde sin- F_2 (esencialmente) hasta sin- F_3 y post- F_3 . No se ha observado sillimanita como inclusión en otras fases que la refieran a una blastesis pre- F_2 .

En estas rocas el granate almandínico presenta dos tipos diferentes de relaciones texturales: como predeformativo a la S_2 (incluyendo a plagioclasa, biotita, moscovita, cuarzo, ilmenita y opacos); o como porfiroblastos heliciticos (SCHONEVELD, 1977) con un núcleo sin inclusiones (pre- S_2) y una zona intermedia y periférica con inclusiones espiraladas de los mismos minerales, texturalmente interpretables como inter F_1 - F_2 para la zona central y sin- F , para el resto del cristal.

La cordierita aparece en buena parte de los metasedimentos aquí considerados y su abundancia relativa está en estrecha relación con la proximidad a las intrusiones graníticas. Se observa como poiquiloblastos a veces reaplastados en la S_2 o elongados según L_3 y su blastesis tiene lugar desde momentos inter fase F_2 - F_3 hasta post- F_3 .

La andalucita aparece como mineral pseudomorfo de la sillimanita (fibrolita paralela a la S_2) implicando la transformación polimórfica sillimanita → andalucita para momentos posteriores a la F_2 . Aparece de forma similar a la cordierita como grandes poiquiloblastos que engloban a microlitones y planos micáceos de S_2 . Localmente se ha observado orientación de la dimensión mayor de los prismas de andalucita de forma subparalela a la L_2-L_3 . Aparece normalmente transformada a un agregado sericítico-pinnítico retrogradacional como la cordierita.

Los materiales de la zona de sillimanita+feldespato potásico registran las condiciones metamórficas de más grado que han sido alcanzadas en el ámbito de la Hoja en su Dominio S. Presenta una escasa superficie de afloramiento, ya que queda interrumpida a causa de la intrusión de masas graníticas sincinemáticas cuyo desarrollo y extensión es generalizada hacia el NE. El pequeño afloramiento de metasedimentos migmatizados situado más al NE, en la zona del Alto del A'cornoque (825 m) de la parte central de la Hoja, debe representar la prolongación nororiental del desarrollo zonal observable en este Dominio en condiciones ya de alto grado y con un general desarrollo de migmatitas. Dicho afloramiento aparece limitado por el N y NO por la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntía, la cual trunca oblicuamente y reorienta las estructuras de F_2 y F_3 .

La escasez de afloramientos y la mala calidad de estos, junto con la imposibilidad de obtención de rocas inalteradas, no han permitido una buena definición de las características petrológicas y estructurales de estos materiales.

Se trata de rocas de grano fino-medio, fábrica planar y plano-linear. Característica es la presencia de un bandeadío tectonometamórfico, de carácter a menudo metatéctico, definido por una alternancia de capas leucosómáticas cuarzofeldespáticas con otras férmicas biotítico-sillimaníticas.

La foliación dominante en estos materiales es, al igual que en el resto de los materiales situados más al sur, la S_2 . No obstante, con la desaparición de la moscovita y el desarrollo de grandes cristales ("equant") de feldespato potásico, acompañado por un aumento de la cristalinidad de todos los minerales para formar una agregado granoblástico poligonal, las rocas pierden su carácter esquistoso y derivan hacia un aspecto gneísmico (paragneises migmatíticos o migmatitas estromáticas, en el campo). La foliación está comúnmente poco desarrollada, pero definida por agregados melanosómicos o restíticos de lepidoblastos biotíticos y sillimanita fibrolítica en forma de bandas paralelas. En otros casos relacionados a rocas originalmente pelíticas, la foliación está definida por delgadas capas de leucosoma granítico, en el que flotan xenocróstales de biotita y sillimanita, en forma de venas subparalelas inmersas en una masa oscura esquistosa compuesta por: biotita, cuarzo, plagioclasa, ortosa más o menos microclinizada, sillimanita y cordierita.

Característica de estas zonas migmatíticas es también la aparición de granitoides sincinemáticos (Tipo-S) que forman pequeños cuerpos laminares extravasados, probablemente formados por fusión parcial de materiales subyacentes. Todos los estadios desde metasedimentos a migmatitas y a capas discretas de material granítico "s.l.", masivo o foliado paralelamente a la S_2 han sido reconocidas en el campo.

Presentan una asociación mineral compuesta por: cuarzo, ortosa, plagioclasa, biotita, sillimanita y cordierita. Como accesorios aparecen apatito, esfena, zircón, turmalina, ilmenita, óxidos Fe-Ti y opacos indeterminados. Como minerales retrometamórficos se encuentra andalucita, moscovita, microclina, albita, sericita, pinita, clorita, rutilo sagenítico, epidota/clinzozoisita y opacos.

3.4.1.4. Metaareniscas cuarzofeldespáticas y microconglomerados

Bajo este epígrafe se agrupan litologías cuya principal característica es la frecuente presencia de cristales de cuarzo y feldespatos de tamaños milimétricos que se destacan sobre la matriz. Esto ha sido causa de la denominación regional para estos materiales como "porfiroideos" (MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU, 1973) con connotaciones genéticas a menudo poco convenientes, como ya señaló DÍEZ BALDA (1986), ante la ausencia clara de criterios para su asignación metavolcánica.

Atendiendo a la roca parental de estas metaareniscas, el tipo de roca inicial gradúa su composición entre areniscas muy ricas en cuarzo (ortocuarcitas), términos arcósicos/subarcósicos y términos grauváquicos, en función tanto del contenido en feldespatos como al porcentaje en matriz original. Dichos metasedimentos no presentan en las rocas de menor grado componentes metavolcánicos claros (fragmentos de rocas volcánicas o fenocristales con golpes de corrosión, por ejemplo), o bien éstos han sido completamente borrados, que las hagan claramente referibles a un volcanismo sinsedimentario de carácter riolítico-dacítico. Atendiendo a su procedencia, minerales metadetríticos tales como cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, biotita, turmalina, zircón y apatito, son indicativos de procedencias desde rocas graníticas y en menor medida metamórficas.

Las metaareniscas presentan granulometrías variables en función tanto del tamaño de grano del sedimento original, como del grado de transformación metamórfica alcanzado e intensidad de la deformación sufrida. Las metaareniscas y metaconglomerados de las zonas de la clorita y la biotita presentan granos de plagioclases de tamaños incluso milimétricos (areniscas microconglomeráticas) cuyo carácter detrítico heredado es aún reconocible. Dichas plagioclases aparecen inmersas en una matriz blástica foliada que les rodea constituida por un agregado de micas de pequeño tamaño y cuarzo. En ellas se ha desarrollado una fábrica planar o esquistosidad primaria (S_1) grosera ("rough cleavage") definida por la elongación del agregado cuarzofeldespático, con desarrollo de superficies de disolución por presión en contactos rectos cuarzo-láminas de esquistosidad, y la orientación bidimensional de las micas. En los metaconglomerados cuarcíticos la fábrica principal está definida por el aplastamiento de los clastos en el plano de esquistosidad y la formación de láminas de esquistosidad en la matriz foliada elongada.

Con el incremento del grado metamórfico (zonas del granate, de la estaurolita y de la sillimanita) las metaareniscas desarrollan una muy penetrativa fábrica plano-lineal (S_2 y L_1), caracterizada por la formación de un agregado granoblástico elongado de mayor tamaño de grano y una mejor definición de los planos ricos en biotitas en forma de finos niveles. La foliación tiene el carácter de una "schistosity" y aunque la estratificación sedimentaria y las

gradaciones son aún aparentes en este grado no hay evidencias o restos de granos de naturaleza detritica.

En estas rocas, la foliación (S_2) está definida a la microescala, por una alternancia de dominios ricos en cuarzo y plagioclasa (dominios Q o microlitones), fuertemente lenticulares y asimétricos, que quedan envueltos por dominios ricos en micas (dominios P). En los microlitones se observa, además del alargamiento de cristales individuales, una orientación cristalográfica preferente de subgranos de cuarzo oblicua al plano de foliación principal que resulta ser de cizallamiento. También la presencia de microestructuras S-C, micas fusiformes ("mica fish"), y sombras de presión asimétricas desarrolladas en torno a porfiroclastos de plagioclasas, caracterizan la no coaxialidad de la deformación durante la F_2 .

Asociada a los planos de S_2 , existe una lineación de estiramiento (L_2) definida por el alargamiento unidireccional de agregados policristalinos de cuarzo y feldespatos, sombras de presión y colas de porfiroclastos. En casos de mayor intensidad de deformación, como en algunos niveles metaconglomeráticos cuarcíticos y de paragneises cuarcíticos del Cerro de Peramato (ángulo SE de la Hoja), se han encontrado fábricas con un fuerte estiramiento de los metaclastos de cuarzo paralelo a la L_2 (elipsoides tipo "puro") bien visible en secciones XZ, mientras que en secciones ZY los clastos se presentan ovoides con simetría monoclinica, aplastados en el plano de esquistosidad. Los criterios cinemáticos observados indican un transporte del bloque superior hacia el E y SE en el plano S_2 y paralelo a la L_2 .

La asociación mineral que presentan estas litologías enumerada de forma independiente a sus relaciones paragenéticas está compuesta por: cuarzo, plagioclasa (albita), moscovita, biotita, clorita, sillimanita, epidota, feldespato potásico, andalucita y cordierita. Como accesorios: apatito, circón, ilmenita, rutilo sagenítico, esfena, turmalina, magnetita y opacos indiferenciados.

Parte de los cristales milimétricos de cuarzo y plagioclasa se presentan texturalmente como predeformativos con respecto a la esquistosidad en la roca, lo que les confiere un carácter detritico heredado. Algunos de ellos presentan inclusiones relictas de pequeños cristales de biotita y opacos relacionadas con su etapa ígnea. El feldespato potásico es poco abundante en estas rocas, observándose también heredado en las rocas de menor grado y asociado a la clorita.

La biotita aparece junto a la moscovita definiendo los dominios P en forma de lepidoblastos orientados paralelamente a la S_p de la roca. En las rocas de las zonas de la biotita y parte externa de la del granate presenta tonos verdes oscuros y amarillentos que pasan a rojizos o pardos, reflejando un cambio mineralógico (contenidos en Ti mayores) con el aumento de la T. Las micas blancas que aparecen en estas rocas están débilmente coloreadas en tonos verdes y amarillos más o menos pálidos, siendo moscovitas fengíticas que deben formar cierta solución sólida con una parte paragonítica. En las rocas de las zonas de la estaurolita y sillimanita el tamaño de grano de las micas es mucho mayor, pudiendo observarse los cristales individuales a simple vista. La biotita en estos casos se presenta típicamente como lepidoblastos de tonos rojos y marrones y la mica blanca posee ópticamente una composición próxima a la moscovita pura.

La sillimanita aparece muy escasa y siempre en relación a bandas intercaladas de composición semipelítica. Cuando lo hace se trata de haces fibrolíticos paralelos a los planos de la S_2 cuya dimensión máxima define una orientación nematoblástica paralela a la L_2 . De igual forma se observan recrecimientos a partir de las "madejas" sin orientación definida posteriores a F_2 .

En dichas bandas más próximas a composiciones semipelíticas se ha observado la coexistencia de cordierita, andalucita y biotita, cuya blastesis simultánea es de tipo post-tectónica, dado su carácter estático y su nucleación a expensas de fases en relación a la S_2 a las que incluyen de forma poiquilitica. No obstante, tanto la andalucita como la cordierita están comúnmente reemplazadas por agregados de mica blanca, biotita y clorita retrogradacionales. Otros productos de alteración/retrogradación son cloritas a expensas de biotitas con formación adicional de subproductos tales como esfena, rutilo sagenítico y opacos; y sericitia y mica blanca a expensas de sillimanita y feldespatos.

3.4.1.5. Metasedimentos del Dominio N y NE

Los materiales aquí considerados forman una asociación metapelítico-samítica compuesta por micaesquistos y paragneises plagioclásicos caracterizada por presentar asociaciones minerales propias de la facies de las anfibolitas. En ella se intercalan cuerpos de ortogneises glandulares ácidos, composicional y texturalmente variados, especialmente hacia niveles inferiores de la secuencia termoestructural, tramos esencialmente metaareniscosos compuestos por paragneises cuarcíticos y cuarzofeldespáticos y tramos en los que son abundantes las intercalaciones cuarzoanfibolíticas y de rocas de sílicatos cálcicos.

Dicha asociación es referible a protolitos diversos que constituirían una serie distinta, en composición y asociación, a los materiales aflorantes en el Dominio S y SO de la Hoja, al sur de la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntía, con los que por el momento no hay abierta ninguna línea de correlación aunque para parte de ellos se les supone una edad semejante. Forman un conjunto cuya edad es con seguridad preordovícica, ya que sobre ella descansa regionalmente una potente secuencia detrítica de edad ordovícico-silúrica (observable en la vecina Hoja de "Vilvestre" y que es la prolongación oriental del sinclinal de Vila Real-Moncorvo). La edad más probable para estos metasedimentos es Precámbrico Superior, pudiendo en sus tramos más altos alcanzar el Cámbrico Inferior. Quizá, el funcionamiento transcurrente sinistral (VILLAR et al., 1992) de la ZCJT ha aproximado y yuxtapuesto dominios paleogeográficos distintos de una misma cuenca sedimentaria.

Una edad de 610 Ma. ha sido obtenida para los ortogneises de Miranda do Douro, semejantes a los que aquí aparecen. En otros sectores del Macizo Ibérico aparecen igualmente otros tipos de ortogneises que han proporcionado edades variables motivo de ciertas discrepancias (471-494 Ma, VIALETTE et al., 1987; 540 Ma, WILDBERG, 1989). Dicha edad se interpreta como la que data el evento intrusivo Cadomense, asignando por lo tanto una edad anterior a los metasedimentos caja.

Los materiales de la sucesión metasedimentaria aquí considerada presentan en la Hoja unas pésimas condiciones de afloramiento dificultando su estudio. Presentan composiciones

mineralógicas diferentes según su posición en la secuencia zonal del metamorfismo programado Barroviense, su situación o no en zonas afectadas por el cizallamiento extensional de F_2 y plutonometamorfismo y la proximidad o lejanía a zonas con fuertes gradientes deformacionales en relación al sistema de zonas de cizalla de la ZCJT.

Microestructuralmente y en secciones XZ destaca a primera vista en los micaesquistos la anastomosada traza de la foliación S_2 , compuesta por lepidoblastos biotíticos y moscovíticos que rodean e individualizan microlitones lentejonares que contienen varias generaciones de plagioclasa y cuarzo. En secciones ZY, perpendiculares a L_2-L_3 , se observa un microplegamiento de la S_2 que puede variar en intensidad desde una simple ondulación a una apretada esquistosidad de crenulación con transposición de la S_2 .

Una esquistosidad anterior, S_1 , queda definida como inclusiones en porfiroblastos de plagioclasa y biotitas rodeados por la S_2 . Dicha esquistosidad está definida por inclusiones de cuarzo y opacos que determinan una Sint recta y discordante en alto ángulo con la S_2 externa. La parte plana de la Sint conservada en el núcleo muestra ángulos variables con la S_2 que le rodea en porfiroblastos distintos. Lepidoblastos biotíticos y moscovíticos plegados y encerrados en microlitones sigmoidales envueltos por la S_2 , frecuentemente de carácter intrafoliar, muestran semejanzas con el estadio IV del desarrollo progresivo de una foliación de crenulación, de BELL y RUBENACH (1983), testificando igualmente la presencia de una S_1 previa. Igualmente, grandes plagioclases que ocupan enteramente microlitones abrazados por la S_2 muestran inclusiones de micas, cuarzo y opacos, que definen un estadio intermedio de formación de la foliación, S_1+S_2 , en planos oblicuos a los S_2 externos.

En secciones YZ, un estadio planar de la S_2 previo a la crenulación S_3 , se conserva como inclusiones rectas en porfiroblastos de plagioclasa. La sillimanita aparece asociada a los lechos biotíticos, o microdominios P, definiendo mediante la orientación preferente de "madejas" de fibrolita y su plegamiento intrafoliar una orientación nematoblástica (L_2) contenida en el plano S_2 . En secciones YZ aparece ondulada y microplegada en relación a los planos S_3 y pliegues D_3 , observándose frecuentemente recrecimientos fibrosos paralelos a los planos S_3 o sin orientación específica. Dichos recrecimientos suelen iniciarse desde los haces fibrolíticos aplastados en S_2 , aunque también son frecuentes las inclusiones de fibras y microprismas sillimaníticos orientadas al azar en los minerales de los microdominios Q, cortándolos, los cuales muestran por otra parte evidencias de un intenso "annealing".

La andalucita forma porfiroblastos que se disponen miméticamente a los dominios P del microbandeado, incluyéndolo en forma de inclusiones rectas de igual naturaleza pero de menor tamaño que los cristales que forman la matriz. Muestra también ligeras colas de presión en ocasiones y relaciones en las que el blasto incluye a la S_2 pero a su vez está plegado por la S_3 . Su blastesis parece haber tenido lugar, así como la estructuración de su zona, en momentos tardíos de la F_2 y en la interfase F_2-F_3 .

La cordierita y el feldespato polásico cuando aparecen presentan, en general, un carácter postectónico con respecto a la S_2 . La cordierita engloba como inclusiones de pequeño tamaño de biotita y sillimanita, a la foliación S_2 y aparece como blastos que forman el agregado granoblástico poligonal de los microdominios Q, en algún caso se ha observado elongada a

los planos S_3 y reemplazada entre ellos. Generalmente aparece transformada a un agregado pseudomórfico de minerales micáceos de grano muy fino (pinnita).

El feldespato potásico aparece texturalmente posterior a la sillimanita fibrolítica y a biotita que definen los planos S_2 , ya que presenta inclusiones de ambos. Se encuentra en rocas con sillimanita y moscovita (sin que toda ella pueda clasificarse como secundaria), formando una asociación probablemente transicional a la zona sill+or. Aparece también formando parte del agregado granoblástico poligonal, resultado de la recristalización de la roca en momentos post- F_2 y relacionado al máximo térmico del metamorfismo ("annealing" estático). Suele estar asociado a la blastesis desorientada de sillimanita y a la pseudomorfosis de ésta por andalucita secundaria que, como la cordierita, sufren con posterioridad una intensa moscovitización.

Como accesorios aparecen apatito, zircón, turmalina, ilmenita, magnetita, esfena y opacos. Como minerales retrometamórficos y en particular para las rocas de más alto grado alcanzado, se encuentra moscovita, sericitita, clorita, pinnita, rutilo sagenítico, epidota, carbonato y opacos.

3.4.1.6. Milonitas y filonitas asociadas a la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntía (ZCJT)

Las zonaciones metamórficas observadas tanto en los metasedimentos del Dominio S como en los del N, no aparecen en continuidad debido al funcionamiento de la cizalla que las trunca, pliega y reorienta. El desarrollo la zonación general es por lo tanto anterior al último movimiento dúctil de dicho accidente (VILLAR et al., 1992).

En relación a la actuación de la Cizalla de Juzbado-Traguntía, se forma en los metasedimentos una nueva foliación (Sm-f) de carácter milonítico-filonítico, con una lineación contenida (Lm-f) y grano muy fino, en la que son observables todos los estadios de transposición desde la foliación S_2 previa y las sucesivas asociaciones minerales.

Dicha foliación en las rocas menos deformadas está definida por finas capas de cuarzo ("ribbons"), clorita y micas cizalladas ("mica fish") que cortan a la foliación S_2 con ángulos apreciables y generan dominios y microlitones sigmoidales propios. Las micas de los planos Sm-f adyacentes son kinkadas y el cuarzo de los planos Sm-f muestra texturas de deformación con frecuente ausencia de signos de recristalización dinámica. Dicha foliación presenta un carácter rotacional con un movimiento paralelo a la Lm-f que se dispone subhorizontalmente.

En las rocas más deformadas la roca original ha sufrido una intensa transformación de la asociación mineral previa con formación de minerales característicos de la facies de los esquistos verdes, producto de reacciones que envuelven hidratación y/o cambios metasomáticos como cuarzo, moscovita, microclina, albita, clorita y pinnita. Se trata de reacciones retrógradas favorecidas por la movilidad de fluidos en la zona de cizalla que ocasionan una transformación de las biotitas en cloritas, de los feldespatos en moscovitas, de las plagioclasas cárnicas en otras más sódicas, de la sillimanita y cordierita en agregados serícitos de grano muy fino, acompañadas por la formación adicional de abundantes opacos como subprod-

ductos. Dichas transformaciones suponen una adición de K y Si y una removilización del Ca, Al y Na, asociada a una cierta movilidad para los elementos ferromagnesianos (YARDLEY, 1989; DIPPLE et al., 1990).

3.4.2. Características del metamorfismo

3.4.2.1. Introducción

El conjunto de los materiales estudiados presenta una evolución en las condiciones de metamorfismo de tipo monocíclica ligada al desarrollo de la deformación hercínica. Como se verá, dicha evolución considerada en términos de trayectorias PTt, es comparable a la seguida por rocas incluidas en zonas de colisión continental, a la vez que explica los regímenes térmicos encontrados, la generación de metamorfismo de alto grado y la actividad magmática.

La historia térmica seguida por las rocas depende del aporte de calor, del ambiente tectónico de cada momento y de la duración del proceso. Dicha historia es respuesta a la perturbación térmica implantada a escala cortical como consecuencia de la tectónica compresiva y su posterior relajación o restauración, quedando más o menos registrada en las rocas mediante asociaciones metamórficas en equilibrio o zonados químicos de fases mineralógicas individuales.

De acuerdo con las características del ciclo metamórfico resulta apropiado subdividirlo en tres etapas de blastesis: M_1 , M_2 y M_3 , entendidas como estadios en un continuo evolutivo, correspondientes a otras tantas etapas en la evolución del orógeno con procesos característicos.

3.4.2.2. Metamorfismo inicial de media P/T (M_1)

La etapa de metamorfismo inicial, M_1 , es contemporánea con el desarrollo de la primera fase de deformación (pliegues vergentes y probablemente zonas de cizalla dúctil compresionales y subhorizontales). Dicha historia deformacional, correlacionada con la aparición de biotita, granate y estaurolita en litologías metapelíticas, caracteriza un primer segmento de la trayectoria prograda cuyo sentido horario es propio de corteza continental engrosada (ENGLAND y THOMPSON, 1984). Durante el episodio M_1 , todas las litologías de los dos Dominios diferenciados en la Hoja, fueron, por lo tanto, sometidas a un metamorfismo progrado y a un enterramiento progresivo.

El apilamiento por cabalgamiento ("thrusting") durante la colisión continental es considerado como un importante proceso responsable del engrosamiento cortical, pero la ausencia de grandes presiones en relación al emplazamiento de una potente lámina cabalgante y de evidencias geológicas en este sector de su existencia, sugieren procesos de engrosamiento cortical más bien de tipo homogéneo (ENGLAND y THOMPSON, 1984 y 1986). Por otra parte, la geometría real correspondiente a un "engrosamiento homogéneo" está caracterizada por una imbricación de pequeñas láminas cabalgantes más que por una cizalla pura a nivel cortical.

Basándonos en la definición de asociaciones minerales, con la base del sistema pelítico simple KFMASH (SPEAR y CHENEY, 1989), en muestras recolectadas en diferentes puntos de la zona estudiada, ha sido posible establecer varias zonas metamórficas y su cartografía (figura 4), así como ciertas estimaciones semicuantitativas. Las relaciones cronológicas entre blastesis mineral y deformación para cada mineral y para cada zona han sido ya descritas en los apartados descriptivos de los litotipos.

Relaciones Quemográficas.

La base para el establecimiento de consideraciones quemográficas y topológicas (figura 5) se establece en la evidencia textural de reacciones metamórficas relevantes combinada con datos de equilibrio mineral. Algunas de estas reacciones han sido ya discutidas en los apartados descriptivos.

Zona de la Clorita

La reacción responsable de la formación de clorita no puede ser aquí discutida, ya que rocas de menor grado en las que no aparezca no han sido encontradas en el área estudiada. Las litologías metapelíticas en esta zona contienen cuarzo, clorita, fengita-moscovita, ± albita, ± estilpnomelana, que forman un agregado mineral de tamaño de grano muy fino. En litologías semipelíticas puede aparecer feldespato potásico ± estilpnomelana ± calcita.

Zona de la Biotita

Las reacciones responsables de la formación de biotita pueden establecerse con la base de la asociación mineral que aparece y las texturas. Dos tipos de reacciones deben haber tenido lugar dependiendo de la composición litológica premetamórfica:

- (1) para asociaciones con feldespato potásico detritico tales como grauvacas feldespáticas y "porfiroides":



- (2) para litologías metapelíticas, con ausencia de feldespato potásico y la presencia de mica blanca y clorita:



Zona del Granate

El granate almandínico aparece relacionado con una disminución modal en el contenido de clorita en la roca. Esta relación textural sugiere una reacción responsable del crecimiento del granate:



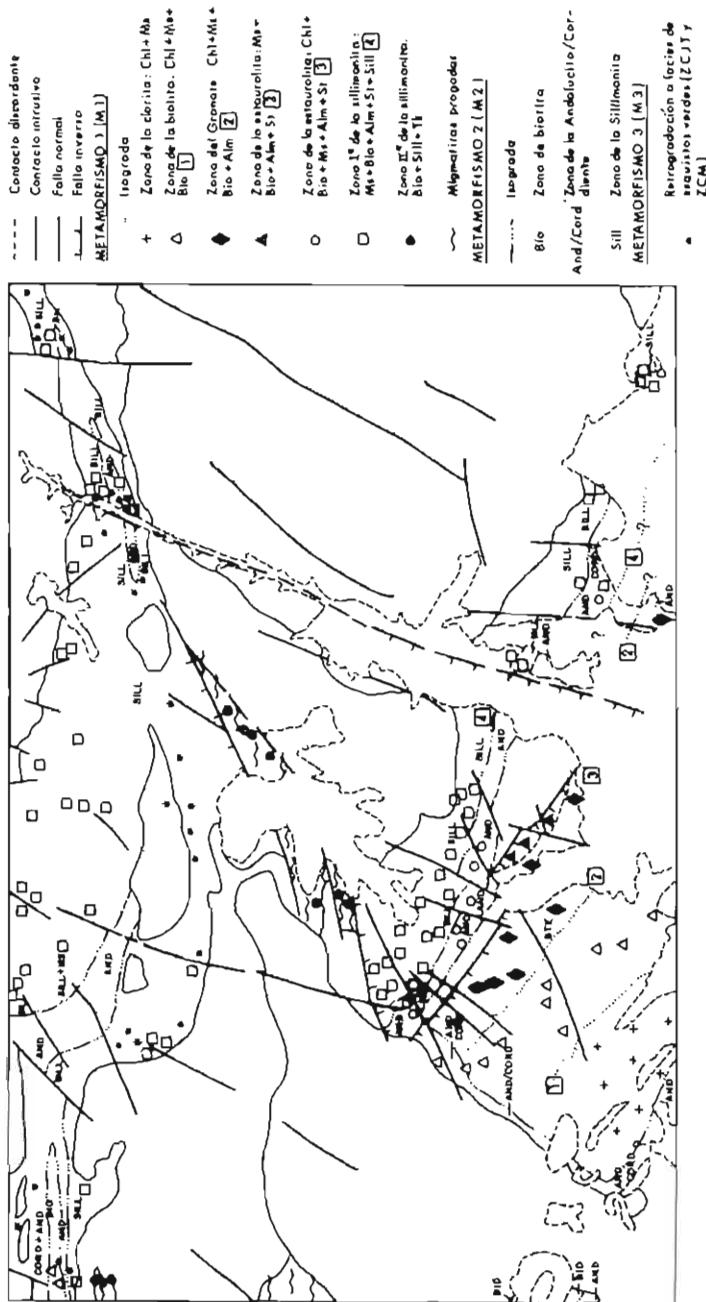


Fig. 4. Esquema cartográfico de la secuencia zonal metamórfica de la Hoja de Villavieja de Yeltes.

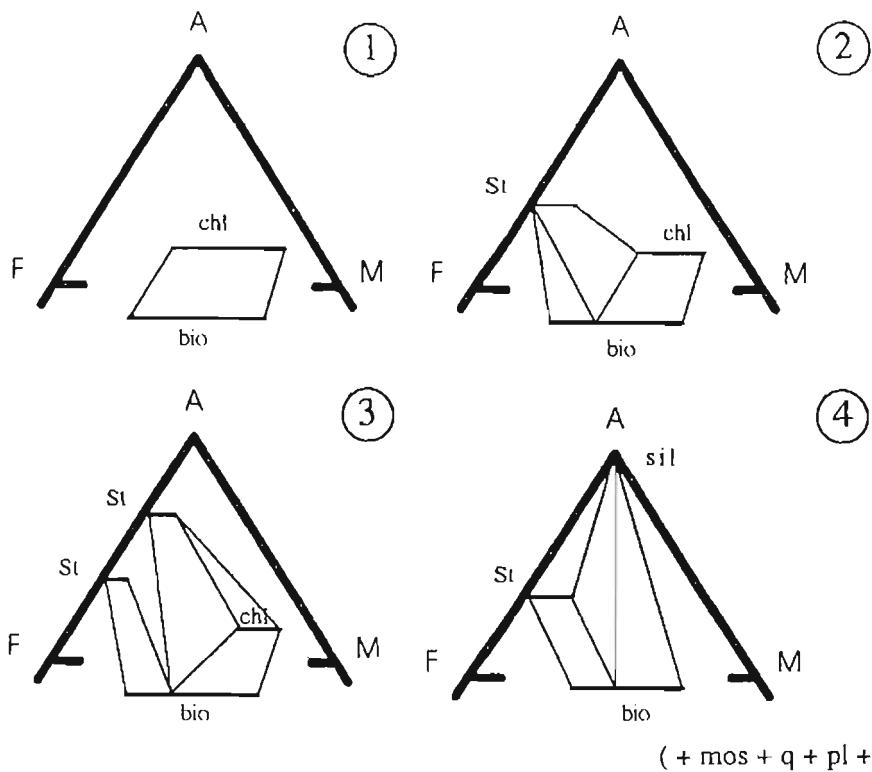


Fig. 5. Topología esquemática AFM de las diferentes zonas y reacciones continuas y discontinuas inferidas para la etapa de metamorfismo M1.

- (1) *Zona de la biotita.*
- (2) *Zona del granate.*
- (3) *Zona de la estaurolita.*
- (4) *1^a zona de la sillimanita.*

Zona de la Estaurolita

Las relaciones texturales indican que la desaparición de clorita prograda coincide con la aparición de estaurolita. Este hecho, combinado con el incremento modal de biotita, el tipo de moscovita considerada como solución sólida entre moscovita y paragonita y la abundancia de granate, explica la aparición de estaurolita en rocas relativamente magnesianas a través de la reacción:



Para dicha reacción el crecimiento de granates resulta de la disminución del contenido en Mn en la clorita residual. No obstante, el hecho textural de encontrar el granate con bordes reaccionales frente a la estaurolita, que lo incluye parcialmente, además de presentar una cierta diferencia cronológica en cuanto a su período de blastesis (post-D₁ y sin-D₂ precoz, para el granate; sin-D₂ y sin-D₂ tardía, para la estaurolita), parecen implicar un crecimiento de estaurolita a través de la reacción discontinua:

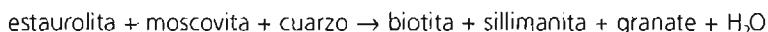


Con la desaparición en algunas rocas de una de las fases reactantes, un adicional crecimiento de estaurolita ha debido tener lugar a través de la reacción Fe-Mg continua:



I¹ Zona de la Sillimanita

El descenso en el contenido modal de estaurolita y su desaparición indican una formación de sillimanita directamente a través de las reacciones:



La segunda corroborada texturalmente por la coexistencia de sillimanita fibrolítica y granate en equilibrio y la posible presencia de estaurolita como inclusión en granates

No obstante, algunos porfiroblastos de granate muestran un posterior reemplazamiento por fibrolita, la cual forma un intercrecimiento con biotita, indicativo de la reabsorción del granate a través de la reacción:

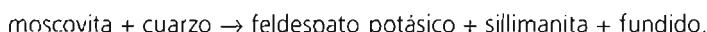
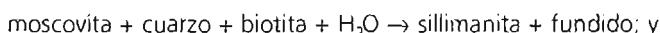


La ausencia de una zona de distena típica de la zonación tipo Barrovienne puede ser explicada desde, en primer lugar, la ausencia de composiciones apropiadas (composiciones por encima de la "tie line" estaurolita-biotita en un diagrama AFM), o porque la reacción de formación del silicato de aluminio tuvo lugar por primera vez dentro del campo de estabilidad de la sillimanita.

Por lo tanto, al comparar el metamorfismo progrado de los materiales estudiados con respecto al gradiente tipo Barroviense, se pueden inferir similares rangos de temperaturas y presiones algo menores. El rango de presiones sobre el cual ha tenido lugar el calentamiento es equivalente a la batozona 4 de CARMICHAEL (1978), para presiones entre 3,8 y 5,5 Kb.

IIº Zona de la Sillimanita

En un pequeño afloramiento situado en la parte central de la Hoja y limitado al N y NO por la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntía, afloran metasedimentos migmatizados con una asociación mineral que los sitúa por debajo de la 2º isograda de la sillimanita. Se trata de paragneises estromáticos y migmatíticos y paragneises cuarzofeldespáticos, caracterizados por la desaparición de la moscovita primaria y presencia de asociaciones de sillimanita+ortosa; las cuales definen una zona de sillimanita+feldespato potásico. La secuencia de reacciones de deshidratación-fusión que han debido de tener lugar son de menor a mayor temperatura:



No obstante, la migmatización desestructurada que se presenta ahora de forma más apreciable en las litologías metapelíticas y cuarzofeldespáticas tuvo lugar durante la siguiente etapa de metamorfismo, o M₂, alcanzándose las más altas tasas de fusión parcial en relación al pico térmico.

Condiciones de Metamorfismo M₁

Es posible obtener la trayectoria PTt prograda desde las asociaciones minerales que aparecen en las metapelitas. Se trata de aplicar técnicas topológicas convencionales y diagramas petrogenéticos establecidos en base a reacciones minerales bien conocidas (natural y experimentalmente), a minerales y asociaciones situadas en posiciones microestructurales bien definidas. No ha sido posible, para este trabajo, la utilización de técnicas geotermobarométricas para el cálculo de P y T de equilibrio.

Las condiciones PT del M₁ para rocas con sillimanita quedan mostradas en el diagrama petrogenético de la figura 6, en el que a primera vista pueden inferirse unas condiciones de temperatura mínimas por encima de estabilidad estaurolita + cuarzo ($T > 550^\circ$), la cual aumenta y cruza condiciones del límite de fase distena/sillimanita. Las temperaturas quedan limitadas por la inexistencia de tipos granulíticos con ortopiroxeno estable. El diagrama petrogenético mostrado en la figura está basado en algunas reacciones de fusión, en presencia y ausencia de fluidos, para metapelitas con contenidos en Xmg intermedios en el sistema pelítico simple KFMASH de VIELZEUF y HOLLOWAY (1988), el inicio de fusión en el sistema granítico (JOHANNES, 1984), y otras reacciones texturalmente importantes.

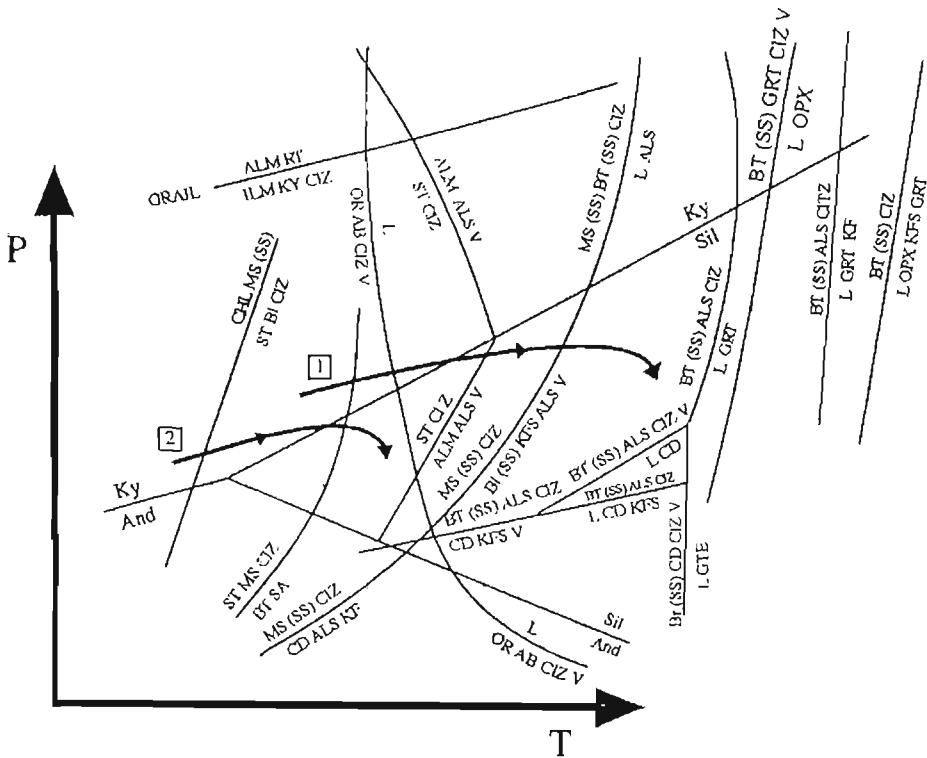


Fig. 6: Diagrama petrogenético y trayectorias PT (flechas) del metamorfismo M1, propuesta para rocas:

(1) de la zona de la sillimanita+ortosa y

(2) de la parte profunda de la zona de la sillimanita+muscovita. Reacciones: $Alm + Rr \rightarrow Ky + IIm + Qz$, BOHEN et al. (1983); $Chl + Ms(ss) \rightarrow St + Bt + Qz + V$, $St + Ms + Qz \rightarrow Bt + Als + V$, HOSCHEK (1969); $St + Qz \rightarrow Gt + Als + V$, BICKLE y ARCHIBALD (1984); $Ms(ss) + Qz \rightarrow Cd + Als + Fk + V$, $Ms(ss) + Qz \rightarrow Bt(ss) + Fk + Als + V$, $Bt(ss) + Als + Qz \rightarrow Cd + Fk + V$, $Bt(ss) + Als + Qz + V \rightarrow L + Cd$, $Bt(ss) + Als + Qz \rightarrow L + Gt + Fk$, $Bt(ss) + Cd + Qz + V \rightarrow L + Gt$, $Ms(ss) + Bt(ss) + Qz + V \rightarrow L + Als$, $Bt(ss) + Als + Qz + V \rightarrow L + Gt$, $Bt(ss) + Qz \rightarrow L + Opx + Fk + Gt$, $Bt + Als + Qz \rightarrow L + Gt + Fk$, $Bt(ss) + Als + Qz + V \rightarrow L + Opx$, VIELZEUF y HOLLOWAY (1988); $Or + Ab + Qz + V + L$, JOHANNES (1984), diagrama de fases Al_2SiO_5 POWELL y HOLLAND (1988).

Las primeras anatexitas formadas se generaron en el campo de estabilidad de la sillimanita. Las condiciones de presión quedan acotadas por la inexistencia de tipos eclogíticos y de asociaciones con distena. La fase de opacos Fe-Ti estable como inclusión en granates de esta zona es ilmenita por lo que pueden inferirse condiciones PT en el lado de menor presión de la reacción GRAIL (de BOHLEN et al., 1983). Para metapelitas de niveles estructurales más altos se pueden deducir análogamente temperaturas de unos 500° para la parte interna de la zona del granate y de 550° en la de la estaurolita, pero surgen incertidumbres a falta de por el momento estimaciones geotermobarométricas a la hora de estimar la presión.

Se obtienen por lo tanto para dichas rocas, unas condiciones máximas para esta primera etapa de metamorfismo progrado (M_1) características del campo de T intermedias de la facies de las anfibolitas almandinicas, aunque la blastesis debió comenzar bajo temperaturas menores. El régimen bárico es de presiones intermedias, algo menores al tipo Barroviense, en el que las condiciones metamórficas más extremas (pico bárico) se alcanzaron (figura 6) con anterioridad a la fase de deformación F_2 . Los rangos termobáricos deducidos (semi-quantitativamente) son para rocas con sillimanita entre 550°C y 4,5-5,5 Kb inicialmente, que progradaron al final del M_1 siguiendo una evolución lógica, a unos 660-700°C para presiones similares aunque ligeramente mayores, para rocas con sill+fk, y a temperaturas algo superiores a los 600°C y presiones menores de 5 Kb, para rocas con sill+mos. El gradiente PT, para el M_1 , puede establecerse en valores próximos a los 30-32 °C/Km.

3.4.2.3. Metamorfismo relacionado con el pico térmico (M_2)

En buena parte de los materiales metapelíticos de la zona tiene lugar una abundante blastesis de poiquiloblastos de andalucita y cordierita que aparecen formando una aparente asociación mineral junto con otras fases minerales como granate y estaurolita. Dicha asociación es incompatibles según el sistema pélico simple KFMASH, lo cual implica que se trata de paragénesis distintas que han sido generadas a distintas condiciones metamórficas.

Además, las relaciones de crecimiento de poiquiloblastos (inclusiones de unas fases minerales en otras, morfología y tamaño de inclusiones y relaciones pseudomórficas), además de las de su tiempo de formación, indican que su crecimiento tuvo lugar en general posteriormente al desarrollo de la S_2 . Como ya quedó expresado en los apartados descriptivos, la blastesis post- S_2 de andalucita y cordierita es especialmente clara en rocas del Dominio S, en las del Dominio N, la andalucita presenta en ocasiones relaciones sintectónicas tardías con el desarrollo de la S_2 , como en las vecinas Hojas de Vilvestre y Lumbreras, aunque también puede tratarse de reaplastamientos del blasto sobre los planos de S_2 durante S_3 .

Para rocas pélicas y en relación a esta etapa de blastesis, se han trazado unas isogradas basadas en la primera aparición o desaparición de algunos minerales índice que se superponen a las de M_1 . El incremento del grado metamórfico para este episodio de blastesis es mucho más rápido en el campo que en el M_1 presentando características distintas. Aumenta hacia las proximidades de determinadas rocas plutónicas y el paralelismo de las isogradas con el contacto, sugiere que la intrusión de dichos cuerpos ígneos sincinemáticos en niveles corticales en este momento más someros (debido a la tectónica dúctil extensional de F_2), ha proporcionado el calor para el metamorfismo. También, tanto dicha blastesis como la estruc-

Los cristales no zonados muestran una composición predominantemente albítica con $An < 10\%$ mientras que los cristales zonados tienen núcleos de oligoclasa ácida An_{12-14} y bordes albíticos An_4 (CARNICERO, 1980; CARNICERO et al., 1987), aunque estos autores dan un contenido de An_{31} en el núcleo de una plagioclasa zonada. Estas plagioclases de composición predominantemente albítica o albita-oligoclasa ácida son consideradas por algunos autores (TUTTLE y BOWEN, 1958) como originadas por desmezcla y no como un producto de cristalización magmática, sin embargo de acuerdo con CORRETGÉ y MARTÍNEZ (1975) las consideramos de origen primario dado que como describen estos autores la albita aparece incluida y corroída por el feldespato potásico lo que descartaría una desmezcla feldespática.

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

La alteración es por lo general poco intensa y casi siempre parcial afectando principalmente al núcleo de los cristales. La alteración más frecuente es a agregados de sericita-moscovita, aunque también se alteran a minerales arcillosos; en casos aislados se originan pequeñas cantidades de epidota (zoisita, clinozoisita) y una sola vez se han observado carbonatos como producto de alteración. Es típico que presenten núcleos de color rosado o pardo rojizo y algunas veces oscurecidos por óxidos de hierro. Es común la existencia de fluorita anhédrula asociada a las plagioclases, mineral de cristalización tardía o secundaria relacionado muy probablemente con el proceso de sericitización (SCHERMERHORN, 1956).

Otro tipo de plagioclasa presente corresponde a albita secundaria desarrollada por procesos de albitización postmagmática en la que además de albita originada en los procesos de pertitivación por sustitución antes escritos, se incluirían: 1) albita mirmequítica originada en el contacto plagioclasa-feldespato potásico y 2) albita intergranular monocristalina y polícrstalina, a veces débilmente mirmequítica, desarrollada principalmente en la interfase feldespato potásico-feldespato potásico, tal y como describen CORRETGÉ y MARTÍNEZ (1975) dentro de los procesos de albitización secundaria o postmagmática.

En el primer caso no se puede hablar exactamente de una albitización mirmequítica, ya que aunque existe una acción blástica de la plagioclasa sobre el feldespato potásico adquiriendo la primera una cierta morfología lobulada, el desarrollo de mirmequitas es bastante escaso. De todas formas esta pobreza de cuarzo mirmequítico podría explicarse por el escaso contenido en Ca de las plagioclases, dada la relación directa existente entre su contenido en Ca y la riqueza en bastoncillos de cuarzo (WIDENFALK, 1969). El segundo caso de albitización está mejor desarrollado siendo frecuente que la albita intergranular forme orlas continuas en los contactos entre feldespatos potásicos. Aunque es poco frecuente, en el proceso de albitización puede originarse albita de cierta tendencia coalescente como la descrita por CORRETGÉ y MARTÍNEZ (1975).

El cuarzo aparece también con diferentes formas y significado. El mayor porcentaje en la roca se encuentra como agregados de cristales anhédrales que fácilmente alcanzan o superan el centímetro (3-10 mm) y engloban los minerales previamente cristalizados. Estos agregados presentan frecuentemente formas externas globosas mientras que los contactos entre

turación de las isogradas que definen son claramente heterocronas, si las relacionamos con los diferentes momentos de emplazamiento de los granitos sin- y tardicinemáticos. En conjunto, se observa un plutonometamorfismo ("sensu" OEN ING SOEN, 1970; MARTÍNEZ FERNÁNDFEZ, 1974) de carácter regional debido a una superposición de sus efectos térmicos "de contacto" por solapamiento de las diferentes aureolas.

Relaciones Quemográficas

Los minerales y sus asociaciones observados en metapelitas para cada zona son mostradas en los diagramas AFM y A'KF de la figura 7.

La cartografía de la isograda de la biotita se establece a través de la intensa recristalización estática observable en las rocas con formación, sobre todo a expensas de la matriz, de un agregado micáceo de grano muy fino de biotita, clorita y moscovita, desorientado y poligonizando junto al cuarzo a la roca. Son frecuentes las transformaciones pseudomórficas de fases minerales previas (como granate) a un agregado granoblástico poligonal desorientado de biotita, clorita y cuarzo. No obstante, el límite externo de dicha zona no ha podido establecerse con precisión.

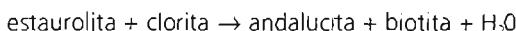
La zona de andalucita/cordierita está marcada por la aparición de poiquiloblastos de dichos minerales así como la disminución modal y desaparición de la clorita. Aunque en general ambos minerales aparecen juntos, es posible que en rocas más magnesianas aparezca antes la cordierita. No obstante, ambos están comúnmente reemplazados por un agregado de grano fino retrogresivo de moscovita, biotita, clorita y pinnita, a veces de tipo zonal en la cordierita. La reacción de producción de ambos minerales fue, probablemente, en las zonas de clorita y biotita:



más o menos evidenciada por la desaparición modal de clorita y el decrecimiento de moscovita y cuarzo, así como el incremento de biotita.

La inexistencia de asociaciones microestructurales granate-estaurolita-andalucita en equilibrio, así como la superposición de la zona de la andalucita sobre una previa de la estaurolita (en la que el granate y la estaurolita sí son paragenéticos), con cierta oblicuidad entre ambas isogradas, nos habla del diferente tiempo en que tuvo lugar la blastesis de estos minerales y la estructuración de ambas zonas.

Esta afirmación se corrobora con las relaciones microestructurales entre blastesis de cada mineral y formación de la esquistosidad principal, así como por relaciones de inclusión. El granate presentaba unas relaciones texturales referibles a una blastesis hasta momentos sin- F_2 tempranos, la estaurolita desde sin- F_2 a algo post- F_2 , y la andalucita esencialmente post- F_2 aunque no se descarta una blastesis sin- F_2 tardía. Por otra parte, se ha encontrado estaurolita (pero no granate) incluida en andalucita que sugiere la reacción de desaparición de la primera para la formación de la segunda:



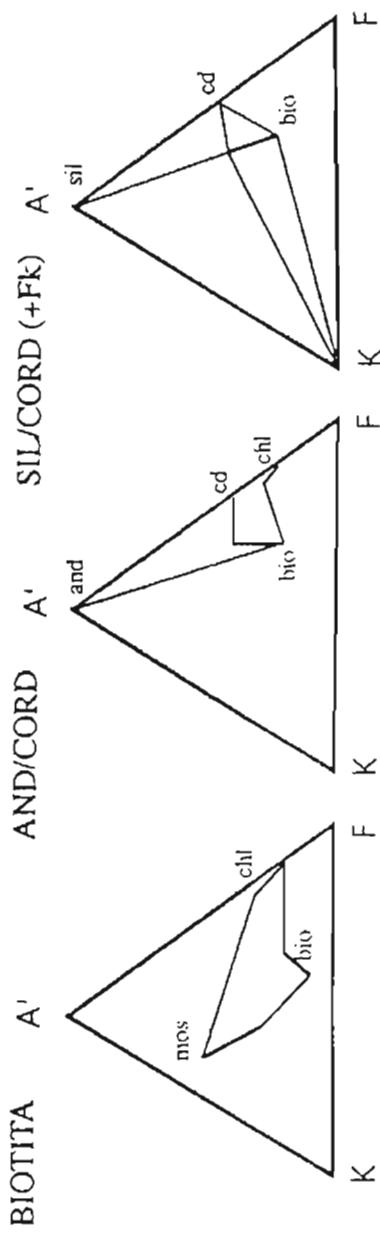
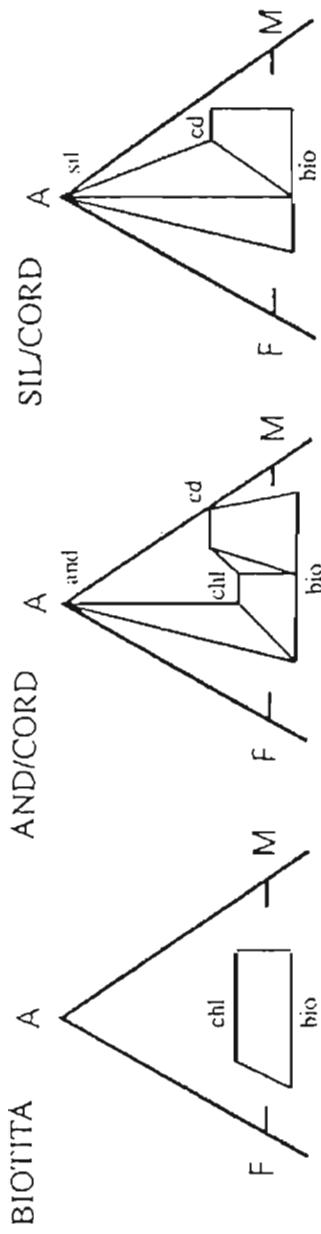


Fig. 7. Topología esquemática $A - F - M$ y $A' - F - M$ mostrando las relaciones de compatibilidad para las asociaciones minerales (zonas) encontradas del metamorfismo $M2$.

corroborada por la inexistencia de clorita (excepto la retrogradacional desde la biotita) en estas rocas en equilibrio con Al_2SiO_5 y por su desaparición.

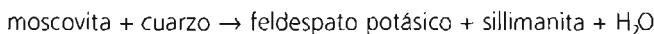
La zona de cordierita/sillimanita presenta asociaciones similares a la zona anterior pero con la sustitución de andalucita por sillimanita. La sillimanita forma fibras o microblastos sin orientación precisa. La moscovita prograda desaparece en esta zona acompañando al desarrollo de grandes poiquiloblastos y granos "equant" de cordierita, plagioclasa y feldespato potásico micropertítico.

Condiciones de Metamorfismo M₂

A lo largo de toda la región existen diferencias tanto en el carácter progrado o retrógrado de dicha etapa como en las diferentes reacciones metamórficas que tienen lugar. Esto está relacionado con el cizallamiento extensional de F₂ que aproxima niveles térmicos de distinta T: un nivel estructuralmente inferior más caliente y un nivel superior de rocas más frías. Su solapamiento origina un aparente gradiente metamórfico de campo de baja P.

En las rocas más calientes (zonas de sillimanita y sillimanita+ortosa, del M₁), el carácter de dicho metamorfismo es retrógrado y la reacción de formación de moscovita+cuarzo tiene lugar desde asociaciones sill+mos y sill+or, o en los casos en que aparece también andalucita junto con el cuarzo y moscovita, esta asociación se forma a expensas de la sillimanita (sill → and) y de asociaciones sill+or. Significativamente en estos casos también tiene lugar una posterior transformación de and+or en moscovita.

La secuencia de transformaciones en metapelitas puede explicarse teniendo en cuenta la situación en un diagrama PT del punto "invariante" definido por la intersección del límite de estabilidad andalucita-sillimanita con la curva:



Trayectorias PT retrógradas como las anteriores pueden explicarse si pasan por el lado de mayor presión o por el de menor presión, aunque cerca de la intersección de las dos anteriores reacciones, con formación en unos casos de asociaciones retrometamórficas sill+mos que pasan después a and+mos y en otros de asociaciones sill+or (+cdta) que evolucionan a and+or y finalmente a and+mos. En la figura 8 también se ha dibujado la reacción de formación de cordieritas para rocas en alto grado para unas probables relaciones composicionales Mg/(Mg+Fe) de 0,5-0,6 (HOLDAWAY y LEE, 1977), la cual explica su aparición estable junto a ortosa y la sillimanita.

Si se acepta la trayectoria PT de la figura 8 para las rocas de mayor grado, se pueden establecer para esta etapa unas condiciones de T° de 650-660°C y de P de 3,2-3,3 Kb, para gradientes PT de alrededor de 65°C/Km.

Para rocas de bajo grado metamórfico, en cambio, el carácter del metamorfismo es progrado. En las zonas de la clorita, biotita y granate, la andalucita y la cordierita se generan a

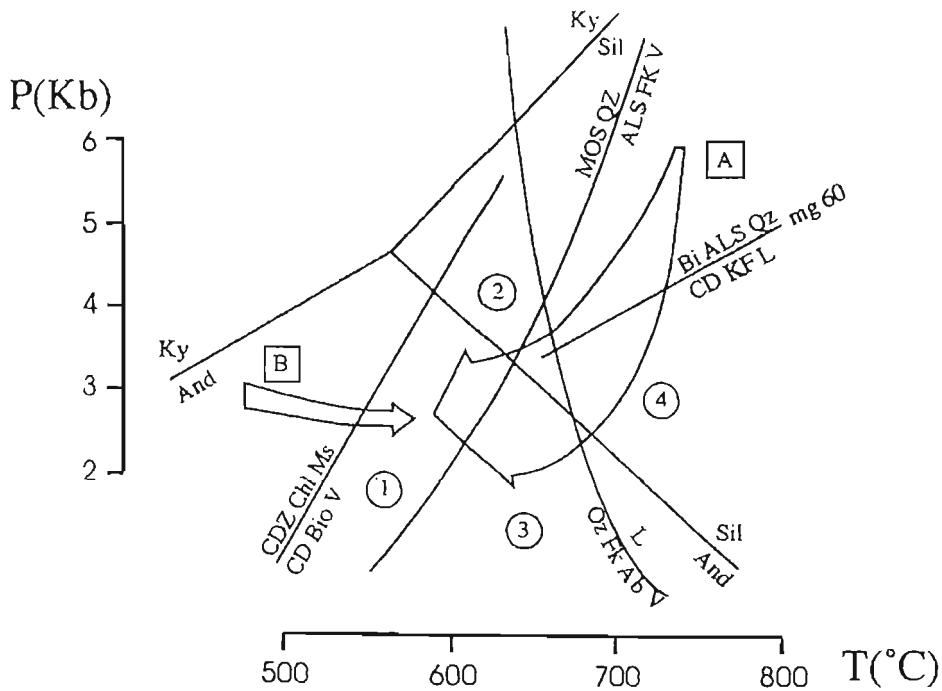


Fig. 8. Trayectoria PT esquemática de rocas (A) pertenecientes a la I^a y II^a zonas de la sillimanita y (B) pertenecientes a niveles estructurales más altos. La sucesión zonal de baja presión encontrada es:

(1) Cd + And + Ms;

(2) Sill + Ms;

(3) And + Fk + Cd y

(4) Sill (and) + Fk + Cd. El diagrama de fases Al_2SiO_5 es el establecido como media entre el de RICHARDSON et al. (1969) y HOLDAWAY (1971), dentro de los límites determinados por HOLLAND y POWELL (1985).

$Qz + Ab + Fk \rightarrow L$, TUTTLE y BOWEN (1985); $Ms + Qz \rightarrow Als + Fk + V$, KERRICK (1972) para $X_{H2O} = 1$; $Bt + Als + Qz \rightarrow Cd + Fk + L$, HOLDAWAY y LEE (1977) para Mg=60; $Qz + Chl + Ms \rightarrow Cd + Bt + V$, SEIFERT (1970).

expensas de agregados micáceos que definen la foliación, a los que incluye poiquiliticamente (biotita, moscovita y clorita) y a través de la desestabilización de otras fases como el granate. La trayectoria PT prograda de estas rocas traspasa, dentro del campo de estabilidad de la andalucita, la reacción:



para relaciones Mg(Mg+Fe) de la cordierita de 0,5-0,6 (HOLDAWAY y LEE, 1977), con formación de las asociaciones estables: and+bio+chl, cd+chl+bio, y and+crd+bio; en función tanto de la presión como de la composición de la roca, como queda expresado en los diagramas AFM (figura 7), responsables de las isogradas establecidas en la cartografía.

La reacción de producción de cordierita puede moverse hacia mayores temperaturas en función del contenido Mg-Fe del cristal (SEIFERT y SCHREYER, 1970), pero establece rangos de temperaturas de formación entre 540 y 640°C aproximadamente las cuales han sido las alcanzadas en rocas situadas en toda la zona de la cordierita. Si suponemos un gradiente P-T similar a las rocas situadas al norte del accidente extensional de unos 65°C/Km y consideramos su intersección con la anterior curva de formación de cordierita, resultan condiciones de Tº de unos 540-550 °C y de presión de 2,5-2,6 Kb, las cuales debieron ser las que experimentaron las rocas situadas en la parte de menor temperatura de la zona de la cordierita.

3.4.2.4. Metamorfismo retrógrado (M_3)

Además de las transformaciones descritas que envuelven reacciones de rehidratación-recristalización ($\text{sil}+\text{or}+\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{mos}+\text{qz}$), un estadio tardío de la trayectoria PT está documentado por las relaciones microestructurales correspondientes a la deformación rotacional asociada a un accidente dúctil-frágil extensional tardío que, acompañado por retrogradación, aproxima rocas de diferente grado metamórfico.

La foliación que localmente se genera está definida por capas de cuarzo de grano fino, clorita y micas cizalladas que cortan a los planos de la foliación principal S_2 formando con ellas un ángulo e individualizando sigmoides. Los granos de cuarzo no muestran en ocasiones signos de recristalización dinámica ni la fábrica del cuarzo "recovery" después de la deformación. Estas fábricas de cuarzo en los planos de cizallamiento implican temperaturas de más de 300°C (VOLL, 1976), e indican presiones entre 2,5 y 3 Kb máximo asumiendo como gradiente geotérmico máximo el medio del M_2 .

Con posterioridad tiene lugar el emplazamiento de las unidades graníticas tardicinemáticas que, además de fosilizar el accidente extensional (macizo de Villavieja de Yeltes), producen una estrecha banda (entre 0,1 y 1 Km. de anchura) con signos de metamorfismo de contacto bien visible en el encajante epizonal (zonas de clorita y biotita) en condiciones de la facies de las corneanas anfibólicas. El macizo de Cipérez-Garcirrey da lugar a una recristalización y neoblastesis de andalucita en los granitos sincinemáticos y corneaniza localmente fábricas miloníticas-filóníticas de la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntia. Las deformaciones frágiles tardihercénicas y alpinas en el área estudiada actúan a P y T inferiores y completan la parte final de la trayectoria PT.

3.4.3. Evolución termotectónica hercínica

La trayectoria PT completa obtenida para el conjunto de los metasedimentos queda reflejada en la figura 9. En ella se representan sucesivos estadios de la evolución termotectónica para rocas pertenecientes a la zona Sil + Fk.

El inicio de la historia PT se establece con posterioridad a la intrusión de los protolitos de los ortogneises glandulares en las series metasedimentarias del Complejo Esquisto-Grauváquico, evento del cual no se han encontrado vestigios ni mineralógicos ni texturales. El sentido horario de la trayectoria es característico de corteza continental sometida primero a procesos de engrosamiento, con enterramiento y calentamiento progresivo y después a un levantamiento debido a erosión y/o extensión (ENGLAND y THOMPSON, 1984).

Procesos de plegamiento y apilamiento de unidades cabalgantes son los considerados como importantes en la generación del engrosamiento cortical durante la colisión continental y responsables de las presiones y temperaturas medias del M₁ encontradas, caracterizando un primer segmento de la trayectoria prograda pre-pico bárico (Pmáx.). El frente de deformación progresiva en relación a un cizallamiento simple de escala cortical alcanza el área estudiada y desarrolla un plegamiento de vergencia al NE (tren de pliegues de F₁), una fábrica S₁ y probablemente zonas de cizalla dúctil subhorizontales en profundidad. Presiones máximas de 5-5,5 Kb para temperaturas correspondientes de 660-720°C, deducidas de forma aproximada en micaesquistos de la zona de sillimanita-moscovita, pueden explicar que en sectores corticales más profundos tenga lugar una migmatización temprana y la generación de los primeros fundidos anatécticos.

Incrementos débiles de temperatura para alcanzar el pico térmico sincrónicos con una calda de presiones después de la Pmáx., son típicos del inicio de la trayectoria retrógrada relacionada con el colapso extensional de una corteza inicialmente engrosada (THOMPSON y RIDLEY, 1987).

El levantamiento está acompañado primero por una deformación por cizalla simple localizada en relación a procesos de extensión heterogénea y adelgazamiento cortical (F₂). Este tipo de deformación no coaxial da lugar a una foliación subhorizontal que llega a ser la fábrica dominante (S₂), produciendo diversos grados en el desarrollo de una esquistosidad de creñulación en los micaesquistos, en función de su situación en la secuencia estructural, frecuentemente como ECCs. La orientación de lineaciones minerales y de estiramiento indican movimientos de bloque superior hacia el SE y E, que es hacia donde tiene lugar el cizallamiento y se desarrolla la extensión.

La presencia de secuencias metamórficas Barrovienses condensadas se relaciona a la destrucción de una estructuración termal previa de este tipo (M₁) mediante el cizallamiento extensional con carácter sustractivo de F₂. La trayectoria PT propuesta para rocas de alto grado es próxima a una descompresión isoterma y queda registrada por la superposición durante el cizallamiento de fábricas miloníticas sobre asociaciones minerales de M₂ de sucesivamente menor temperatura. Trabajos termobarométricos en realización deberán argumentar dicha trayectoria y justificarán el rápido desarrollo zonal observado que no se corresponde con una verdadera sección cortical parcial. Además del cizallamiento, el funcionamiento de un accidente extensional normal tardío bisela las isogradas y subdivide el Dominio S en dos campos de condiciones metamórficas sensiblemente diferentes.

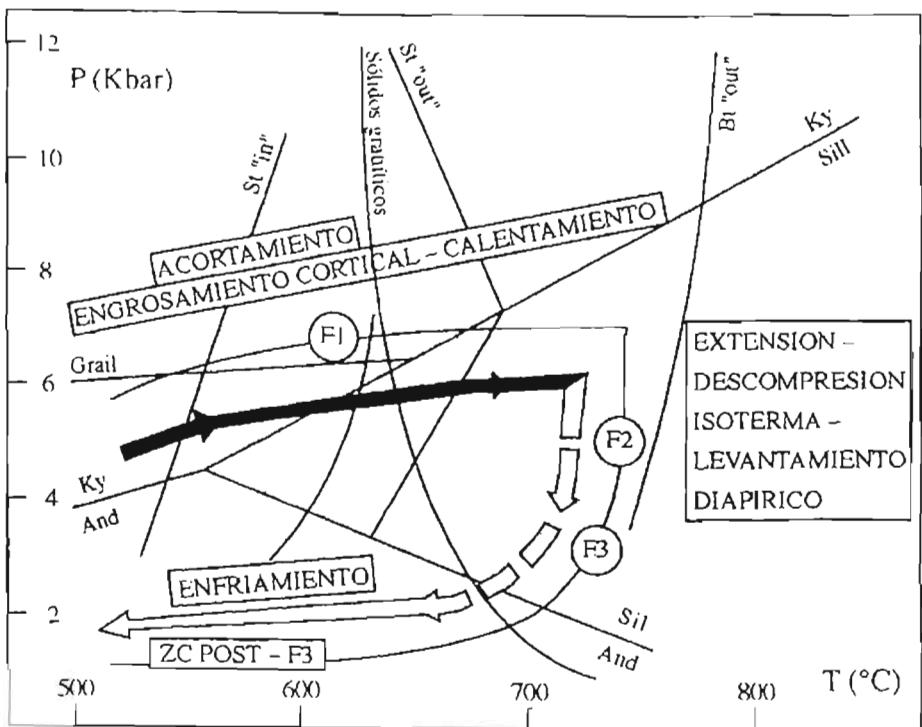


Fig. 9. Evolución tectonometamórfica y trayectoria PTt de rocas pertenecientes a la zona de la sillimanita + feldespato potásico.

St "in" = $St + Bt + Qz + V$ (HOSCHEK, 1969); St "out" = $St + Qz \rightarrow Grt + Als + V$ (BICKLE y ARCHIBALD, 1984); Bt "out" = $Bt + Als + Pl + Qz \rightarrow Grt + Fk + L$ (LE BRETON y THOMPSON, 1984). Diagrama de fases del Al_2SiO_5 (POWELL y HOLLAND, 1988); GRAIL = $Alm73 + R \rightarrow Ky + Ilm + Qz$ (BOHLEN et al., 1983).

Coinciendo con la descompresión observable en la trayectoria PT, en los núcleos de alto grado tiene lugar una migmatización y recristalización estática generalizada de litologías tanto metapelíticas como cuarzofeldespáticas, superpuesta quizás a una etapa de migmatización estructurada más temprana. De forma asociada tiene lugar la generación "in situ" de anatextas y granitoides inhomogéneos migmatíticos, los cuales no desarrollan metamorfismo de contacto y ofrecen diferentes relaciones de intrusividad.

Durante el M₂ y en niveles estructuralmente más superficiales las rocas experimentan una evolución retrógrada acompañada por la formación de series de facies andalucita - cordierita. Dichas series serían indicativas de un "tipo" metamórfico de baja P pero son incompatibles con las trayectorias PT modelizadas en otros casos de descompresión postcolisional (ENGLAND y RICHARDSON, 1977; THOMPSON y RIDLEY, 1987).

La extensión regional del magmatismo granítico hercínico resultado de la fusión de una corteza engrosada durante el evento colisional (THOMPSON y ENGLAND, 1984), sugiere que el gradiente térmico alcanzó valores excepcionalmente altos. Valores del flujo térmico anormalmente altos relacionados con corteza engrosada en amplias zonas y magmatismo granítico, son resultado de un colapso cortical y adelgazamiento relativo a procesos extensionales (WERNICKE *et al.*, 1987).

Contemporáneamente, el levantamiento está acompañado por una deformación (F₃) de predominio cizalla pura que origina acortamiento locales y controla la historia retrógrada de las rocas. Dicho acortamiento coaxial queda espacialmente controlado por el emplazamiento diapírico de unidades graníticas sincinemáticas, relacionado a deformaciones dómicas de gran radio, que producen un aplastamiento en bandas periféricas y localmente generan pliegues y una esquistosidad de crenulación subvertical (D₃ y S₃).

La causa de este alto gradiente geotérmico durante un metamorfismo retrógrado ha de explicarse mediante modelos establecidos de evolución térmica de la litosfera (ENGLAND y THOMPSON, 1984), en particular en el caso de generación de fundidos en la corteza continental durante eventos colisionales. La intensidad de la blastesis y la estrecha zonalidad de M₂, con rápido aumento de la temperatura y con transposición casi completa de los rasgos del M₁, ha dado lugar a una asignación para esta región como un "tipo" metamórfico de baja presión. Dicha asignación es aquí revisada, ya que la modelización térmica ha demostrado que no puede formarse un metamorfismo progradado de andalucita a sillimanita (series de facies) como resultado de un engrosamiento cortical y posterior adelgazamiento (ENGLAND y THOMPSON, 1984; THOMPSON y RIDLEY, 1987).

La fuente de calor y los altos gradientes para el metamorfismo M₂, en estos niveles corticales, puede establecerse en relación a una serie de masas graníticas calientes (800°C aproximadamente), actualmente aflorantes y formando parte de las zonas de alto grado y buena parte de la zona interna de la del medio. La percolación a gran escala de estos fundidos graníticos generados con el desarrollo de la migmatización a mayor profundidad en la corteza (DE YOREO *et al.*, 1989), su emplazamiento (contactos a menudo intrusivos) en rocas caja más frías causando un metamorfismo "de contacto" (calentamiento isobárico) con solapamiento espacial de aureolas térmicas entre macizos y su geometría laminar frecuentemente

de techo subparalelo a la actual topografía, da lugar a la gran extensión y desarrollo de sus efectos.

El ascenso magmático queda también registrado en el diagrama PTt por una descompresión casi isotermia que resulta ser la trayectoria que han seguido los fundidos (granitoides inhomogéneos "in situ") y las rocas de alto grado, registrada en parte por las importantes modificaciones que experimentan sus asociaciones minerales. La intrusión de rocas más frías y superficiales a escala regional por magmas graníticos es también en parte responsable del intenso "annealing" estático que les afecta con transposición incluso de las texturas (foliación) y mineralogías previas.

La etapa metamórfica M₃ continúa la tendencia descompresiva y el enfriamiento iniciado durante el M₂. Se caracteriza por un aumento de la P(H₂O) propio de una apertura del sistema, la intensa retrogradación (a veces localizada en zonas de cizalla dúctil-frágiles extensionales) y formación de fases minerales propias de la facies de los esquistos verdes.

3.5. GEOQUÍMICA

3.5.1. Macizos de Villavieja y Cipérez-Garcirrey

Desde el punto de vista geoquímico ambos macizos son semejantes. Tanto el granito de Villavieja de Yeltes como el de Cipérez-Garcirrey, presentan altos contenidos normativos en cuarzo y corindón, relaciones Or/Ab siempre < 1, bajos contenidos en anortita, hiperstena e ilmenita, siempre menores en los del Macizo de Cipérez, y bajos también en apatito normativo (tabla 1). En el diagrama QAP de la figura 10 se representan en el campo de los monzogranitos.

En cuanto al grado de diferenciación, ambos se corresponden con granitos fuertemente diferenciados, tal y como muestra el diagrama Rb-Sr-Ba de la figura 11. El incremento en feldespato potásico del macizo Cipérez-Garcirrey frente al de Villavieja de Yeltes hace que su contenido en Rb también aumente (tabla 2), presentando así un grado de diferenciación mayor.

En el diagrama Rb-Y+Nb de PEARCE *et al.* (1984) (figura 12) para la clasificación de granitos en función del ambiente geotectónico en el cual se generaron y emplazaron, ambos macizos quedan representados en el campo de granitos colisionales. De la relación con el resto de materiales graníticos y metamórficos que afloran en esta Hoja, se deduce que estos cuerpos intruyeron en etapas tardías de la deformación hercínica, ya que no se encuentran afectados por la zona de cizalla dúctil sinistra de Juzbado-Penalva do Castelo y la única orientación que presentan muestra direcciones norteñas correspondientes al estado de esfuerzos de la fase 4. Son por lo tanto cartografiados como granitos de tipo tardicinemático.

4. TECTÓNICA

4.1. INTRODUCCIÓN

La Orogenia Hercínica es la responsable de la deformación principal que muestran las rocas que aparecen en el ámbito de la Hoja. Los registros de su actuación quedan patentes en un

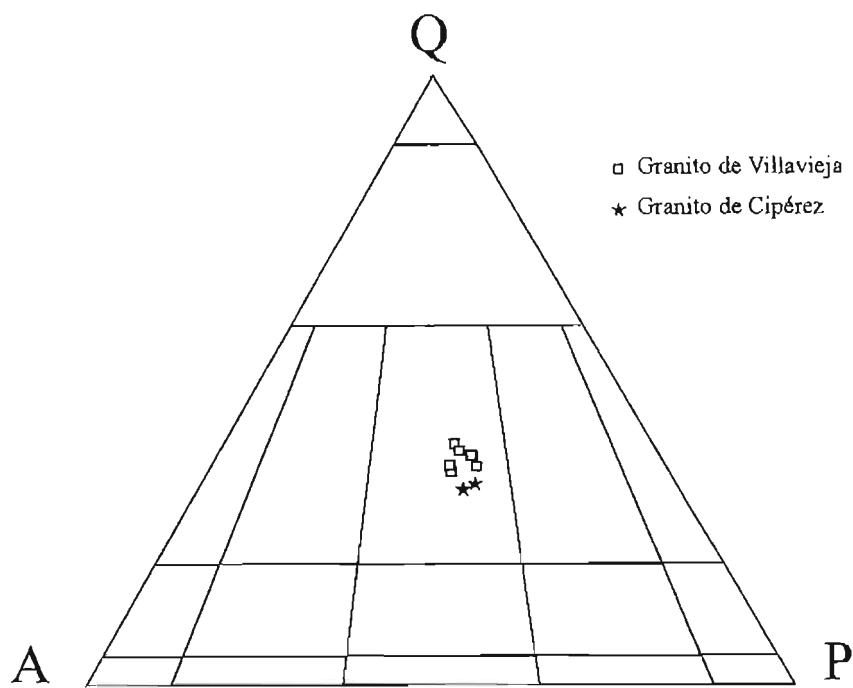


Fig. 10. Diagrama QAP de STRECKEISEN (1976).

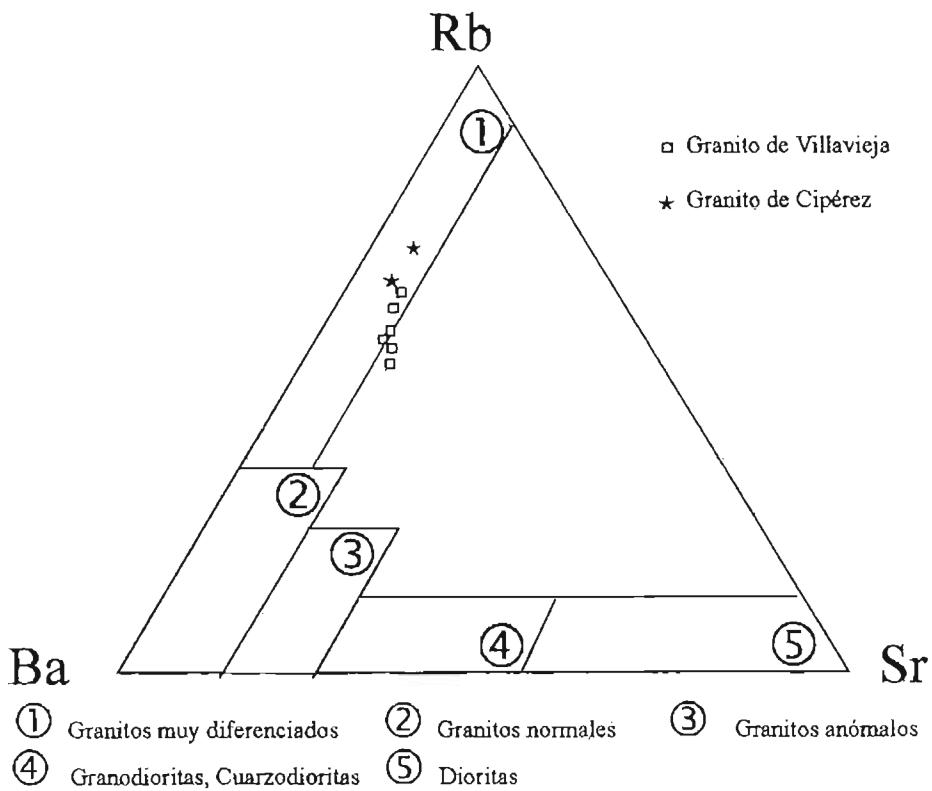


Fig. 11. Diagrama ternario Rb-Ba-Sr (BOUSEILY y SOKKARY, 1975).

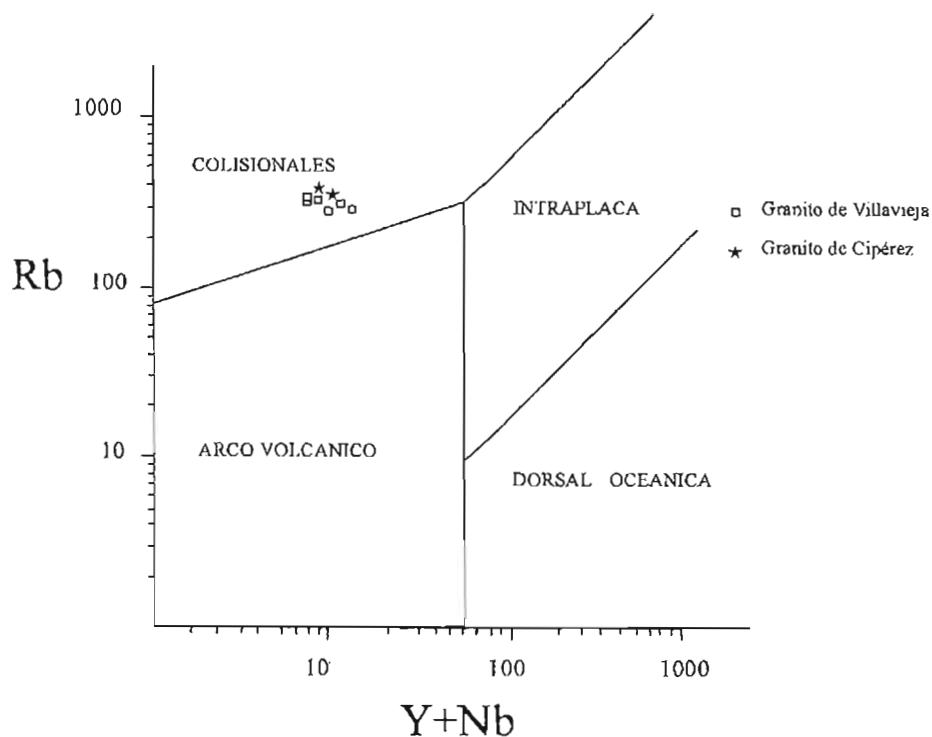


Fig. 12. Diagrama de interpretación tectónica (PEARCE et al., 1984).

TABLA 1

Nº	27	29	25	30	9104	9105	9106	9119	9120
SiO ₂	73.87	73.55	72.46	73.95	73.12	73.25	73.47	73.65	74.08
TiO ₂	0.24	0.23	0.19	0.17	0.28	0.18	0.17	0.13	0.11
Al ₂ O ₃	13.94	14.27	14.52	14.36	14.17	14.70	14.55	14.18	13.80
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.91	1.85	1.44	1.49	2.03	1.49	1.50	1.37	1.28
MnO	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.06	0.05
MgO	0.36	0.36	0.32	0.26	0.44	0.28	0.25	0.17	0.16
CaO	0.82	0.83	0.61	0.70	0.92	0.69	0.65	0.59	0.51
Na ₂ O	3.33	3.37	3.46	3.84	3.41	3.50	3.85	3.94	3.96
K ₂ O	4.35	4.35	4.65	4.30	4.11	4.68	4.28	4.70	4.75
P ₂ O ₅	0.22	0.23	0.27	0.30	0.24	0.27	0.29	0.24	0.24
H ₂ O	0.60	0.61	1.77	0.28	0.90	0.65	0.65	0.70	0.87
Total	99.68	99.69	99.72	100.68	99.66	99.72	99.70	99.73	99.81
Q	34.73	34.22	32.43	32.97	34.08	32.71	32.58	30.80	31.18
Or	25.71	25.71	27.48	25.41	24.29	27.66	25.29	27.78	28.07
Ab	28.18	28.52	29.28	32.49	28.86	29.62	32.58	33.34	33.51
An	2.63	2.62	1.26	1.51	3.00	1.66	1.33	1.36	0.96
Hy	4.03	3.99	3.18	3.16	4.44	3.19	3.17	2.84	2.66
Il	0.46	0.44	0.36	0.32	0.53	0.34	0.32	0.25	0.21
Ap	0.51	0.53	0.63	0.70	0.56	0.63	0.67	0.56	0.56
C	2.79	3.06	3.33	2.03	3.01	3.27	3.10	2.11	1.79
ID/TT	88.61	88.45	89.19	90.88	87.23	89.98	90.46	91.92	92.76
FEMG	0.73	0.72	0.70	0.75	0.70	0.73	0.76	0.81	0.81
A	77.19	77.74	82.17	82.31	75.28	82.21	82.29	84.87	85.81
F	19.20	18.63	14.59	15.07	20.32	14.97	15.18	13.46	12.61
M	3.62	3.63	3.24	2.63	4.40	2.81	2.53	1.67	1.58

- Granito de Cipérez? 9119, 9120.

conjunto de macro y microestructuras las cuales pueden atribuirse a una secuencia de fases de deformación más o menos continua en el tiempo.

La probable existencia de alguna deformación prehercínica, no reviste suficiente entidad como para condicionar de un modo importante el resultado que va a imponer la orogenia principal.

Del mismo modo, los movimientos tardí- y posthercinos, que poseen un carácter marcadamente frágil, retocan solo ligeramente el marco tectónico ya existente.

La deformación tardíhercínica se caracteriza por la fracturación a gran escala de la estructura ya constituida, dando lugar a campos de fallas de juego normal o en dirección fundamentalmente.

TABLA 2

Nº	27	29	25	30	9104	9105	9106	9119	9120
Li	138	177	118	130	104	127	133	190	36
Rb	279	303	327	336	272	313	323	375	357
Be	6	5	4	4	6	3	4	7	4
Sr	43	48	43	35	53	40	37	26	20
Ba	176	199	200	155	198	196	162	166	120
Y	10	12	8	8	14	9	8	9	11
Zr	114	117	92	87	134	94	87	95	88
Nb	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	25	24	25	19	20	22	22	24	23
V	16	14	10	10	17	11	10	6	6
Cr	129	129	109	119	111	134	129	44	60
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	10	10	10	10	10	10	10	0	0
Zn	57	59	59	61	68	62	59	49	50
B	0	0	0	0	0	0	0	17	5
F	1000	1100	1200	1400	1000	1000	1200	1145	460

- Granito de Villavieja: 27, 29, 30, 9104, 9105, 9106.

Estas fracturas han sido en algunos casos reactivadas posteriormente, probablemente con diferentes rejuegos en el tiempo, condicionando la formación de los "graben" y sistemas de fosas terciarias.

4.2. TECTÓNICA HERCÍNICA

El conjunto de los materiales anteriormente descritos se encuentra afectado por una deformación polifásica, acompañada de metamorfismo y magmatismo, cuyas estructuras pueden agruparse, basándose en criterios geométricos de superposición y geológicos, en tres generaciones principales, además de algunas estructuras tardías de menor entidad.

A continuación pasaremos primero a una definición de la estructura que nos ha permitido establecer la separación de dos Dominios en el ámbito de la Hoja, es decir, la "Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntía", y posteriormente se tratará la definición y descripción de cada una de las generaciones de estructuras en cada Dominio de forma separada.

4.2.1. Zona de cizalla de Juzbado-Traguntía

La presencia de desviaciones en el trazado de estructuras regionales ha sido relacionada con la existencia de zonas de cizalla dúctil subverticales con una importante componente de movimiento horizontal.

Una de estas zonas de cizalla es la de "Penalva do Castelo-Jubzado-Traguntia" (ZCJT) de GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1968), importante accidente que con dirección N70° E y un sentido de movimiento sinistral atraviesa totalmente el área enmarcada por la Hoja de Villavieja de Yeltes. De acuerdo con algunos autores, esta zona de cizalla puede haber funcionado durante la primera fase de deformación hercínica (IGLESIAS y RIBEIRO, 1981a; REGENCIO MACEDO y PORTUGAL FERREIRA, 1981).

Sin embargo, el hecho que a lo largo de su trazado modifique a estructuras de F_1 , como el desplazamiento del "Sinclinal de Tamames-Satao-Porto" (GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968), data a dicho accidente de una edad post- F_1 . También cizallas menores subverticales con dirección N70°E existen igualmente en la zona del "Antiforme de Martinamor" afectando a la foliación de F_2 , así como en otros puntos de la "Zona Centroibérica", ZCI, (DÍEZ BALDA *et al.*, en prensa). Por otra parte, cizallas subverticales dextrales con direcciones N130° E y N170° E han sido también activas y responsables del plegamiento de estructuras de F_1 hercínicas a lo largo de la Zona Centroibérica, por ejemplo en Extremadura Central (CASTRO, 1986; MARTÍNEZ CATALÁN y DÍEZ BALDA, 1987). Recientemente, cizallas dextrales ONO-ESE han sido identificadas en el N del "Sinclinal de Tamames" (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990). Zonas de cizalla similares en características y orientación se hallan por lo tanto ampliamente distribuidas a lo largo de toda esta zona y su actuación ha debido tener lugar en etapas tardías del orógeno, como confirma el que afecten a estructuras de todas las fases de deformación hercínica importantes.

Un estudio detallado de dicho accidente ha sido realizado por JIMÉNEZ ONTIVEROS y HERNÁNDEZ ENRILE (1982). En él se establece una relación temporal de la Zona de Cizalla de Jubzado-Traguntia con respecto a las fases de plegamiento hercínicas, considerándola como posterior a su fase cuarta y anterior a la intrusión de los granitoides postcinemáticos.

Según los anteriores autores, la zona de cizallamiento tiene una dirección general de N70° E y un buzamiento al S entre 40° en Jubzado y 70-80° al S de Lumbrales. Posee una componente general de movimiento horizontal con un desplazamiento de unos 65 Km., acompañada por una componente de movimiento vertical evidenciada con una fuerte lineación sobre el plano de cizalla con una inclinación de unos 10° al E.

Origina una rotación y reorientación de estructuras y pliegues de las principales fases de plegamiento hercínico, en el sentido de ir adquiriendo la orientación de la cizalla, además de cambios microestructurales y mineralógicos en las rocas afectadas, como: en el cuarzo, reducción del tamaño de grano durante la recristalización; en el feldespato potásico, fracturación, granulación e incipiente recristalización; en la plagioclasa, deformación de maclas y cataclasitización, y en la biotita, planos de "kink", flexiones y recristalización. También, se generan texturas de deformación que en función de la cantidad de matriz milonítica formada varían desde el estado indeformado o con deformación incipiente a bandas ultramiloníticas localizadas.

Evidencian un carácter cortical para dicho accidente por el control que éste ejerce sobre el emplazamiento y distribución composicional de los magmas graníticos. Esto implica, según dichos autores, un funcionamiento anterior y una etapa álgida de cizallamiento entre

300 Ma. y 280 Ma. en base a la edad de los granitos similares afectados datados con estas edades (LÓPEZ PLAZA, 1982).

Establecen, también, en base a texturas y microestructuras de granitos cizallados, secuencias miloníticas en función del grado e intensidad de la deformación y de su heterogeneidad; así como refieren el proceso de dislocación a unas condiciones ambientales de P y T, en base a datos de neoblastesis mineral, equiparables a la facies de los esquistos verdes en transición a la de las anfibolitas.

El contraste entre los materiales que se encuentran al N de la cizalla, como ortogneises glandulares y micaesquistos de alto y medio grado metamórfico, y los que afloran al S de la misma, con pizarras, micaesquistos, cuarzoesquistos y paragneises, pertenecientes a las formaciones Monterrubio y Aldeatejada y al Ordovícico, en grado de metamorfismo mayoritariamente bajo, que puede evidenciar un salto en el metamorfismo regional (ONTIVEROS y HERNÁNDEZ ENRILE, 1982); así como la presencia de características petrológicas (composicionales y texturales) diferentes en los cuerpos graníticos a un lado y otro de la cizalla, referibles a una evolución magmática distinta al N y S de la misma (LÓPEZ PLAZA, 1982), constituyen criterios que nos han permitido separar geológicamente dos Dominios en el ámbito de la Hoja.

En el área que nos ocupa, según los datos de la geometría y cronología relativa de la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntia, el último funcionamiento de dicho accidente, el más patente, puede establecerse como posterior a la F_3 . A lo largo de su trazado, corta a macroestructuras D_3 , como el Antiforme de Yecla de Yeltes, de dirección N110°-N130° E y estructurado en los macizos graníticos sincinemáticos, y, por otra parte, su movimiento queda acotado por la F_4 , cuyas crenulaciones y pliegues afectan a estructuras relacionables a la Cizalla, tales como foliaciones y lineaciones miloníticas, bien observables al N de la localidad de Cipérez.

4.2.2. Estructura del dominio S y SO

Las estructuras de primera fase están bien desarrolladas en este dominio, y consisten principalmente en pliegues con un vergencia original al NE y esquistosidad S_1 . La gran amplitud de los pliegues de primera fase puede ser identificada en sectores regionalmente próximos y comparables, dentro de la Zona Centroibérica, como en las estructuras de los antiformes de Villadepera-Miranda do Douro y el de El Cardoso-Hiendelaencina. No obstante, la geometría en detalle de las estructuras mayores de F_1 es difícil de establecer a causa de su amplitud espacial, la deformación de fases posteriores y porque resulta parcialmente oculta por las abundantes intrusiones de granitoides formando macizos de gran extensión. De igual forma, la existencia de estructuras prehercínicas atribuibles a la "Fase Sarda" en los materiales preordovícicos, frecuentemente citadas en la bibliografía pero mal conocidas, pueden dar lugar a malas interpretaciones de los datos geométricos, puesto que se trata de referencias estratigráficas cuya disposición con anterioridad a la deformación hercínica no era horizontal.

En el ámbito geográfico de la Hoja, sólo se ha encontrado una estructura mayor referible a la F_1 . Se trata de un sinclinal originariamente con vergencia al NE, desarrollado sobre los

materiales del Ordovícico Inferior (Tremadoc localmente y Cuarcitas en "Facies Armoricana") y en cuyo núcleo aparecen las pizarras negras del Llanvir-Llandeilo. Presenta una dirección axial N125° E a N140° E y aparece verticalizado por la acción de deformaciones posteriores (F_2). El resto de los metasedimentos pertenecientes a este dominio pertenecen al flanco normal con algún pliegue menor, como se reconoce por la asimetría de pliegues menores y relaciones entre S_0 y S_1 , de una gran estructura antiformal correlativa cuya zona de charnela debe estar situada más al NE, bastante desdibujado por numerosos pliegues de F_3 y otras más tardías

La dirección y buzamiento de los planos axiales y esquistosidad, así como la orientación e inmersión de ejes de pliegues referibles a la F_1 , sufren variaciones a lo largo del sector, como consecuencia del repliegamiento de la F_3 dando lugar a un modelo de interferencia en domos y cubetas ("Tipo 3", de RAMSAY, 1967). En el sininforme de "Cerro de la Berzosa (828 m) - Teso del Sierro (814 m)", los planos S_1 presentan una orientación N125°-140° E, con buzamientos subverticales o buzando 65°-75° al SO y los ejes D_1 muestran inmersiones entre 5° al NO y 20° al SE. Al NE, en las estructuras antiformales y sinformales desarrolladas en los materiales de las Fm. Monterrubio y Aldeatejada, se observa por la superposición de las estructuras de F_3 una local rotación de los ejes previos. Dicha superposición de F_3 origina una verticalización y repliegamiento de la S_1 , que en zonas de flanco presentan direcciones N120°-155° E y buzamientos entre 70-90° al NE y SO, pero en las zonas de charnela (área de "El Salgadero" y "Arroyo de las Herrerías") la S_1 varía en orientación y buzamiento dibujando el cierre de las estructuras de F_3 con incluso formación de pliegues de interferencia "en gancho" cartográficos.

También se obtiene una mayor dispersión en los ejes de pliegues D_1 , al deshacer la deformación de F_3 , en los materiales de Monterrubio y Aldeatejada, con respecto a los mismos D_1 , medidos en materiales ordovícicos, así como en las lineaciones de intersección (L) entre S_0 y S_1 , en el Cámbrico. Quizá esta circunstancia de cuenta de la existencia de deformaciones "sárdas" bajo la discordancia cartográfica de la base del Ordovícico (LOTZE, 1956; OEN ING SOEN, 1970; RIBEIRO, 1974 y ÁLVAREZ, 1982).

La geometría de los pliegues menores de D_1 pertenece generalmente a la clase 1C, algunos son próximos a la 2, de RAMSAY (1967), con amplitudes entre 2 y 4 de la clasificación de HUDLESTON (1973). La esquistosidad asociada con los pliegues de F_1 varía entre un "slaty cleavage" de grano fino para las metapelitas y un "rough cleavage" para las metapsamitas, en las rocas metamórficas de bajo grado, a una "schistosity" desde incipiente a bien desarrollada en las que han alcanzado el grado medio.

La tercera fase (F_3) muestra una distribución irregular en este dominio. Pliegues menores D_3 y esquistosidad S_3 son más comunes en las zonas central y NE que en el SO. Dichas estructuras se encuentran asociadas a pliegues mayores los cuales han rotado a estructuras previas. Las estructuras mayores de F_3 son las responsables de la megaestructura cartográfica, como el sininforme "Villavieja de Yeltes-Estación de Villares", la antiforma menor situada entre la anterior estructura y el sinclinal ordovícico de "Teso del Sierro" (814 m), y otras de menor entidad más al NE. Estos pliegues mayores presentan superficies axiales subverticales y una dirección N130°-148° E e inmersión entre 15° y 55° al SE para los ejes de sus pliegues.

La geometría de los pliegues menores en capas competentes es subredondeada, de los tipos 1B y 1C, de RAMSAY (1967), con amplitudes entre 2 y 4 de HUDLESTON (1973); en las incompetentes es a menudo de tipo "chevron". La S_3 es una esquistosidad de crenulación cuyo grado de desarrollo depende, aparte de su disposición con respecto a los pliegues mayores, de la litología, resultando mejor desarrollada en los niveles pelíticos que en los cuarcíticos, donde muy frecuentemente está ausente.

4.2.3. Estructura del dominio N y NE

Las rocas que ocupan este dominio son micaesquistos que forman alternancias con cuarcitas feldespáticas y lentejones "boudines" de rocas de silicatos cálcicos. También aparecen ortogneises macro y microglandulares y ortogneises leucocráticos. Todos estos materiales han sido afectados por un metamorfismo regional de grado medio y alto y por las tres fases deformacionales hercínicas principales.

La primera fase de deformación (F_1) ha dado lugar a una foliación, la cual queda preservada en las rocas metapelíticas como micropliegues relictos, de tipo intrafoliar. No se han podido identificar estructuras mayores de esta fase, pero su existencia se considera probable.

La segunda fase deformacional (F_2) ha generado una fuerte esquistosidad (S_2) la cual constituye la fábrica más patente en los métasedimentos, aunque también la S_3 puede ser muy penetrativa. La foliación es de plano axial de meso y micropliegues fuertemente asimétricos con vergencia al E y SE, cuyos ejes presentan una dispersión en orientación considerable. La geometría de las capas plegadas permite considerar los pliegues como de los tipos 1C muy apretados a la 2, de RAMSAY (1967), en las capas competentes.

En las formaciones ortoderivadas, una única foliación es observable, pudiendo ser la S_2 o el resultado de la superposición de la S_2 sobre la S_1 (S_1+S_2 , de tipo coaxial?).

La tercera fase deformacional (F_3) origina pliegues de plano axial subvertical, con buzamientos entre 60° y 90° tanto al NE como al SO, y una esquistosidad en los micaesquistos de crenulación (S_3), la cual es a menudo fuertemente penetrativa con transposición de la(s) $S(s)$ anteriores, constituyendo en estos últimos casos la foliación principal en los afloramientos, pero en la que aún se observa su carácter secundario.

En los ortogneises, sin embargo, a menudo la S_3 es una verdadera foliación de plano axial de pliegues de F_3 , con destrucción general de fábricas anteriores.

Estructuras mayores de esta fase pueden ser reconocidas por los cambios en la asimetría de los pliegues menores que afectan a foliaciones previas y por los afloramientos de niveles o tramos de litología concreta. Los pliegues presentan asimetrías y geometrías variadas, desde isoclinal hasta pliegues muy abiertos. Sus superficies axiales muestran buzamientos variables, de acuerdo con la posición que ocupan con respecto a pliegues posteriores de F_4 .

En las proximidades de la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntía han sido observadas en las formaciones tanto ortogneísicas como paraderivadas, cizallas dúctiles y microcizallas las cuá-

les están por su orientación N68°-82° E y características probablemente relacionadas con dicha estructura mayor.

Las fases tardías (F_4) no generan estructuras penetrativas tales como esquistosidades propias. Dan lugar a pliegues de longitud de onda alta y pequeña amplitud, que repliegan a estructuras anteriores incluidos los pliegues D_3 y esquistosidad S_3 . Dos sistemas de pliegues pueden ser distinguidos los cuales son frecuentemente subperpendiculares y ambos forman un ángulo con las megaestructuras de F_3 , resultado por lo tanto oblicuos a ellas. Ambos sistemas parecen contemporáneos, aunque parece darse un mayor desarrollo e importancia al primer sistema.

El primer sistema está presente a lo largo de toda la zona. Da lugar a un plegamiento suave con planos axiales subverticales de dirección general N-S que puede variar hasta N25°-30° E, y origina importantes modificaciones en la dirección y buzamiento de la S_3 .

El segundo sistema presenta una menor repartición. Da lugar a pliegues de dirección N60° E a E-O y buzamientos subverticales para las superficies y planos axiales. Ambos sistemas de plegamiento pueden dar lugar a interferencias tanto entre ellos, como con respecto a estructuras previas de F_3 , generando diseños en "domos y cubetas" (Tipo 1, de RAMSAY, 1967). Puede invocarse aquí una relación entre estas estructuras y la intrusión de granitoides tardihercínicos. Amplios pliegues de dirección E-O y también N70°-80° E, pueden observarse en la zona N de los macizos de Villavieja de Yeltes y Cipréz-Garcirrey, pudiendo estar relacionados con la intrusión de dichos granitos.

Posteriormente, se ha desarrollado una tectónica frágil correspondiente a la tradicionalmente considerada como tardihercínica (PARGA, 1969; ARTHAUD y MATTE, 1977). En esta zona, se resuelve en una serie de fracturas, principalmente con direcciones NNE-SSO y NE-SO, de importante componente de movimiento horizontal, las cuales deben haber sido reactivadas como normales en el Mesozoico-Cenozoico y con desplazamientos verticales como consecuencia de la Tectónica Alpina. También son frecuentes pliegues angulares de tipo "kink bands" y "chevron" de ejes subverticales y a veces con esquistosidad de crenulación asociada, en relación a la actuación de estas fallas.

4.3. TECTÓNICA 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 N60° E y N30° E cuya actuación parece haberse prolongado durante el Mioceno.

Los sedimentos terciarios dentro de la Hoja se disponen horizontal o subhorizontalmente. Sólo se ven afectados por fracturas de componente normal y plano subvertical de la familia N30° E que ponen en contacto a los materiales graníticos y metamórficos del zócalo con los

de la Unidad Arcosica Superior. En el contacto con estas fracturas las capas pueden buzar hasta 55° debido al arrastre por estas fallas.

Con respecto a la datación del movimiento de dichas fracturas sólo se puede precisar que están ligadas a los accidentes que generaron la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Eoceno y que volvieron a rejugarse después de la sedimentación de la Unidad Arcosica Superior (Oligoceno-Mioceno inferior).

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. ANTECEDENTES

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

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

5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La zona que comprende la Hoja de Villavieja de Yeltes se sitúa entre las planicies de la comarca del Campo de Yeltes, que se extienden al sur y las del Campo Charro, hacia el norte. Mientras hacia el este se continúa esta topografía suavemente alomada, al oeste queda disectada por los encajamientos de los ríos Huebra y Yeltes.

El territorio mantiene unas cotas que oscilan entre 760 y 810 metros como media, siendo los encajamientos de los ríos Huebra y Yeltes, así como sus tributarios más occidentales, los que dan las cotas más bajas en el límite con la Hoja de Lumbrales (640 metros). Las mayores altitudes corresponden a las planicies elevadas ocupadas por depósitos terciarios que se localizan en la zona septentrional de la Hoja (Las Cuevas, 862 m; Los Carrascos, 844 m) y en su zona central (Rodillo Quemado, 834 m; Alto del Alcornoque, 826 m).

El río Huebra y su afluente el río Yeltes, drenan prácticamente la totalidad de la superficie de la Hoja, salvo una estrecha zona al norte cuyas riveras o regatos son afluentes del Río de Las Uces. La red presenta un fuerte control estructural, con direcciones groseramente hercínicas ESE-ONO cuando los cursos recorren áreas de afloramientos metamórficos y según directrices tardihercénicas SSO-NNE cuando lo hacen sobre áreas graníticas.

El clima es continental con cierta influencia atlántica, de mesotérmico subhúmedo a seco-subhúmedo en su extremo más suroriental. Las precipitaciones medias oscilan alrededor de los 600 mm, aumentando la pluviosidad, por el influjo atlántico, hacia el NO. Las temperaturas medias anuales son cercanas a los 12°C, tendiendo a ser algo más frías hacia el este.

5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.3.1. Estudio Morfoestructural

Dentro del marco geomorfológico regional, la Hoja de Villavieja de Yeltes se sitúa en el borde noroccidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo - Salamanca. El área cubierta por los sedimentos de esta cuenca terciaria se encuentra restringida al sur de la Hoja, mientras que en el resto aflora el basamento hercínico y sobre este algunos depósitos aluviales terciarios, testigos de la captura de la cuenca por la red de drenaje atlántica.

El zócalo está compuesto por una potente serie metasedimentaria de edad desde Precámbrico hasta Ordovícico y por grandes volúmenes de intrusiones graníticas en el O y E de la Hoja que se estrechan en su zona central. Los afloramientos de rocas metamórficas del sur de la Hoja presentan una estructura en grandes pliegues de tercera fase hercínica, de forma que las capas con mayor resalte morfológico dan lugar a relieves en cresta (22 en la cartografía geomorfológica) de dirección NO-SE. Así las cuarcitas ordovícicas del sinclinal del "Cerro de La Berzosa - Teso del Sierro" o las capas de conglomerados entre las pizarras del Cámbrico inferior en el sinforme "Villavieja de Yeltes-Estación de Villares".

La banda de rocas metamórficas que aflora en el norte de la Hoja, está formada por metasedimentos precámbricos con abundantes intercalaciones concordantes de diques graníticos que en la mayoría de los casos no llegan a dar resaltes morfológicos significativos.

En cuanto a las áreas ocupadas por rocas graníticas, el elemento estructural morfogenético distintivo, es el sistema de fracturación tardihercínica. El comportamiento más frágil de los granitoídes frente a los metasedimentos hace que estén mejor desarrolladas las fracturas (20 en la cartografía geomorfológica) y los diques de cuarzo (sierros, 21 en la cartografía geomorfológica) que a veces las llenan. Destacan los del Alto de Las Cuatro Rayas (799 m), el de Las Tres Rayas (sobre 780 m) y el del Cabezo Lobo (766 m). Otra manifestación de deformación frágil con repercusión morfológica en los granitos es el diaclasado (23 en la cartografía geomorfológica) que afecta a zonas como la de Dehesa Comeciego, en el borde norte de la Hoja.

Las edades de estos elementos morfológicos ocupan buena parte del Terciario. En el caso de las fracturas, éstas parecen desarrollar paleorelieves llenos por la sedimentación terciaria y llegan a afectar en el ámbito de la Hoja a los materiales eocenos y en Hojas próximas inclusive a los depósitos oligocenos (Vitigudino, Hoja nº 450). Los resaltes de crestas y diques ligan su evolución al rejuvenecimiento del relieve que acompaña al encajamiento de la red de drenaje, por lo que los situamos durante el Terciario y posiblemente después. Los procesos de meteorización y ensanchamiento del diaclasado son posiblemente incluso subactuales.

5.3.2. Estudio del modelado

5.3.2.1. Formas fluviales

Dentro de este grupo, los elementos diferenciados responden a funcionamientos a veces dispare, 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.

Fondos de valle (1 en la cartografía geomorfológica). Corresponden a la forma característica de los depósitos aluviales recientes de los cursos de agua, y están limitados al cauce y las pequeñas llanuras de inundación. Su edad, al igual que la del depósito es holocena. Casi todos los cursos de agua presentan este depósito y morfología, como el río Huebra, sus afluentes los ríos Yeltes y Oblea, y arroyos como el de Valdeguilera, Tumbafrailes y del Granizo. Sin embargo, los tramos más bajos de los principales ríos (Huebra y Yeltes) transcurren fuertemente encajados y carecen prácticamente de depósitos. Esto indica que actualmente está activo un proceso de erosión remontante en estos cauces.

Terrazas (2 en la cartografía geomorfológica). Se trata de los replanos formados por depósitos de llanura aluvial que han quedado colgados por la disección de la red de drenaje. La superficie más antigua de este tipo es la que constituye el techo de los conglomerados oligocenos de la Unidad Arcóstica Superior o UTS P3, que se conservan en el centro y norte de la Hoja. Esta superficie se inclina suavemente hacia el SO, hacia el curso de agua predecesor de los actuales Huebra y Yeltes, desde los 862 m en Las Cuevas hasta los 782 m en Peña del AgUILA; aunque posiblemente y como sucede en otras Hojas (Villar de Ciervo), se trate de al menos dos niveles ligeramente escalonados.

Las superficies de terraza cuaternarias corresponden a depósitos más ligados a la red de drenaje actual. Se diferencian tres niveles sucesivamente encajados. El más alto, a 20 m sobre los cauces actuales, se localiza en los alrededores de El Cubo de Don Sancho, en la margen derecha del Arroyo de Valdeguilera y en ambas márgenes del Arroyo de la Saucera; su edad debe ser pleistocena a holocena. El nivel medio presenta de forma general un escarpe bien definido sobre el cauce y una extensión de depósito grande. Su cota sobre el cauce está comprendida entre los 2 y 5 metros. Los cauces donde mejor aparece representada son el del río Huebra y el Arroyo de Valdeguilera. Su edad debe ser del Holoceno. La terraza baja se localiza en el río Huebra en las cercanías del Cubo de Don Sancho. Su escarpe está poco marcado, pues debe tratarse de un nivel muy reciente y con poca diferenciación de la actual llanura de inundación del río. Su cota respecto al cauce principal no llega a superar el metro.

Existen también *terrazas degradadas* (3 en la cartografía geomorfológica), correspondientes a depósitos fluviales que han perdido parcialmente su morfología original, siendo en este caso retocada por glacis. Se localizan dos de estas formas en los parajes de Espinero y Las Cumbres, asociadas a depósitos fluviales que descienden desde el replano alto ocupado por los conglomerados oligocenos hacia los fondos de valle.

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; presentando típicamente morfología de cono. En

esta Hoja los conos de deyección presentan poca entidad, limitándose a la salida de algún encajamiento de arroyos.

Las cárcavas (6 en la cartografía geomorfológica) se producen como resultado de la acción fluvial estacional sobre materiales fácilmente erosionables, como son en esta Hoja las franjas de arenización relacionadas con las fracturas de los granitos. Las cabeceras quedan marcadas por escarpes (5 en la cartografía geomorfológica).

Los regueros erosivos (7 en la cartografía geomorfológica) son formas generadas por procesos de escorrentía semiconcentrada o concentrada, limitada a la incisión ligera en las laderas. En el caso de la Hoja de Villavieja de Yeltes esta acción se ve favorecida en las zonas de lehm granítico, siendo más marcada cuanto más importante sea la alteración. El área donde alcanza su mejor representación esta situada entre el arroyo de Valdeguilera, el río Oblera y las poblaciones de Cubo de Don Sancho, Pelarrodígez y Cipérez.

Las *incisiones lineales* (8 en la cartografía geomorfológica) son formas erosivas propias de un modelado de disección por un medio fluvial de elevada energía. La mayoría se sitúa a favor de fracturas y fallas, que dan a los cauces una trayectoria rectilínea, con bruscos codos que indican en la mayoría de los casos la intersección entre fracturas. Las formas de incisión son predominantes en la parte más baja de los cursos de los ríos Huebra y Yeltes y en las cabeceras de algunos arroyos de la parte oriental de la Hoja.

5.3.2.2. *Formas Endorreicas*

Las *navas* (9 en la cartografía geomorfológica) son zonas deprimidas con fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos. Se localizan en zonas de escasa pendiente, bien ligadas a superficies erosivas, caso de las existentes al oeste de La Moralita o al norte de Grandes, o bien ligadas a algunas cuencas de recepción de torrentes, como el del Caserío de los Tres Cuartos y los situados al SO de Cipérez.

5.3.2.3. *Formas Poligénicas*

Superficies de erosión.

Durante la realización de la cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 de las Hojas 422, 423, 424, 425, 449, 450, 451, 452, 475, 476 y 500; se han diferenciado seis superficies erosivas (S_1 a S_6), la mayoría de las cuales se distribuyen suavemente escalonadas hacia el oeste. Dentro de la Hoja que nos ocupa pueden diferenciarse cuatro niveles de superficies situados a 840-810 metros el más alto (S_2), a 810-780 metros el nivel inmediatamente inferior (S_3), a 780-750 (S_4) el de mayor extensión y a 750-720 metros el nivel más bajo (S_5).

El nivel de superficie S_2 (10 en cartografía geomorfológica) tiene su mayor representación en el corde septentrional del área cartografiada, al norte del arco formado por las poblaciones de Moronta-Cipérez-Grandes. Se trata de la superficie erosiva asociada a la base de los más

altos de los conglomerados oligocenos y posteriormente exhumada de forma parcial. Se dispone suavemente inclinada hacia el oeste o el SO, hacia el primitivo colector antecesor de los actuales ríos Huebra y Yeltes. En la Hoja de Villavieja de Yeltes se conserva únicamente desarrollada sobre los materiales del zócalo hercínico, pero en otras Hojas (Villar de Cielvo, Nº 500) se puede observar que esta superficie bisela a los depósitos arcósticos oligocenos, sobre los que se apoyan discordantemente los conglomerados. Su edad es, por tanto, intraoligocena.

El siguiente nivel, *superficie S₃* (11 en cartografía geomorfológica) se encuentra ligeramente encajado bajo S₂. Corresponde a la base erosiva de los conglomerados oligocenos de cota más baja, por lo que su edad debe ser también intraoligocena. Se encuentran retazos de esta superficie en el norte de la Hoja, en torno a los de la superficie S₂ (área de Moronta-Cipérez-Grandes, y en el sureste y este (áreas de Las Cabezas, Tierras Largas y Los Quemados).

El conjunto S₂, S₃ y conglomerados oligocenos se dispone descendiendo suavemente hacia el SO, hacia el surco que debía ocupar el predecesor de los actuales ríos Huebra y Yeltes. Esta dirección de drenaje contrasta con la inclinación hacia el NO que presentan los depósitos situados más al norte de esta Hoja y al sur del actual curso del Río Tormes (Hojas de Vitigudino, nº 450; Fermoselle, nº 423). Las consecuencias paleogeográficas deducibles suponen la existencia de un umbral elevado que ocupaba el área meridional de la Hoja de Vitigudino y que constituía, ya para esta época, la divisoria entre las cuencas del Paleotormes y del Paleohuebra-Yeltes.

La *superficie S₄* (12 en cartografía geomorfológica) se encuentra ampliamente representada en la zona central, sur y la esquina noroccidental de la Hoja, estando labrada tanto sobre el basamento como sobre los depósitos terciarios. Los retazos de esta superficie tienden a presentar menor cota hacia el O, por lo que parece disponerse suavemente inclinada en esta dirección. En cuanto a su edad, esta superficie aparece espacialmente relacionada con los depósitos aluviales de edad Mioceno superior a Plio-Pleistoceno, por lo que asumimos que podría tener esta edad.

Los restos de la *superficie S₅* (13 en cartografía geomorfológica) se localizan principalmente en la zona centroccidental de la Hoja, por donde tienen su salida los ríos Huebra y Yeltes. Al norte de Villares de Yeltes se encuentran dos corredores de esta superficie, ligados respectivamente a los ríos Huebra y Yeltes y separados por un interflujo coronado por la superficie S₄. Esto indica que la diferenciación del sistema fluvial en los dos cursos actuales, tuvo lugar durante el periodo de excavación de estos replanos de S₅, edad que consideramos, por correlación a la atribuida en otras áreas próximas (Hoja de Vilvestre, nº 449), del Pleistoceno. También se encuentran algunos pequeños replanos de S₅ en la zona oriental de la Hoja, en las márgenes del Arroyo de la Saucera, Río Oblea y Arroyo Valdeguilera, que posiblemente también debieron individualizarse en aquel momento.

Relieves residuales

Dentro de los relieves residuales se han diferenciado cuatro tipos: inselberg cónicos, domícos, de cumbre plana y lineales. En todos ellos, su edad de formación se inscribe entre la de

las superficies que los acoten, abarcando ampliamente el Terciario, salvo los inselberg de cumbre plana que sólo deben cubrir hasta el Oligoceno.

Inselberg cónicos (14 en cartografía geomorfológica), se suelen desarrollar allí donde un elemento estructural genera una resistencia puntual a la erosión. Los mejores ejemplos son los del Cerro de Peramato (803 m), Ituero (785 m) y Cerro Atalaya (754 m).

Inselberg dómicos (15 en cartografía geomorfológica), presentan una litología similar a las rocas de su entorno y quedan preservados de la erosión por su distancia de los cauces principales, presentan una fisonomía más redondeada y "nick" menos marcados que los inselberg lineales o cónicos. Son ejemplos el cerro situado entre el paraje de Los Quemados y el río Oblea (807 m), el de la Ermita de Nuestra Señora del Socorro y los situados al S de Yecla de Yeltes.

Inselberg de cumbre plana (16 en cartografía geomorfológica), conservan en su parte más alta restos de un nivel pretérrito de superficie; el mejor ejemplo en la Hoja es el cerro de El Sierra (782 m).

Inselberg lineales (17 en cartografía geomorfológica); son relieves residuales lineales de resistencia. Pueden estar sustentados por diques de cuarzo (sierras), por lo que tienden a presentar una dirección NNE-SSO. Buenos ejemplos son los del Alto de Las Cuatro Rayas (799 m), el de Las Tres Rayas (sobre 780 m), Cerro Gejosa (779 m) y el del Cabezo Lobo (766 m). Pero los que presentan mayor continuidad son los formados en torno a las barras de cuarcitas ordovícicas y los conglomerados del Cámbrico inferior que afloran en el SO de la Hoja, presentando direcciones NO-SE, como Cerro de la Berzosa (828 m) y Teso del Sierro (814 m), o los de Casa de la Conquista y Villares de Yeltes.

Otras formas poligénicas.

Además de las diferentes superficies y relieves residuales descritos anteriormente se pueden observar otros tipos de formas, como son los *glacis* (18 en cartografía geomorfológica). Estas formas presentan una pendiente suave (no superior a los 5 grados), que sirve de unión entre los cauces fluviales y los replanos de superficies o vertientes más escarpadas. En la Hoja se encuentran regularizando algunas vertientes ocupadas por depósitos de origen fluvial al NO y SE del Alto del Alcornoque.

Vertientes de sustitución (19 en la cartografía geomorfológica). Este elemento morfológico corresponde a unas formas similares a las descritas por LÓPEZ VERA y PEDRAZA (1976) en la cuenca del río Jarama y posteriormente desarrollado ampliamente por PEDRAZA (1978).

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

En la Hoja que tratamos esta forma se localiza entre el Arroyo Valdeguilera y el Río Oblea y en la ladera oriental del Cerro Barrero (782 m).

5.3.2.4. *Formas de ladera*

El *coluvial* (24 en la cartografía geomorfológica) corresponde a la superficie de depósitos gravitacionales, coluviones, que se disponen estabilizando relieves inestables. De esta manera, las formas coluviales articulan zonas de elevada pendiente con otras más planas.

En la Hoja de Villavieja de Yeltes estas morfologías se encuentran en torno a relieves tipo inselberg lineal definidos por crestas de cuarcita (esquina SO del mapa), o por diques de cuarzo (Cabezo Lobo, Cerro Gejosa), en torno a inselberg cónicos (Cerro Barrero y Cerro de Peramato) o ligados a encajamientos de arroyos (Arroyo Valdemajadas, Arroyo de la Saucera, Cerro Cotorinas). Su edad es la del depósito de coluvión correspondiente, y abarcan buena parte del Neógeno y el Cuaternario.

Las *roturas bruscas de pendiente* (25 en la cartografía geomorfológica) más importantes en el área cartografiada corresponden a los encajamientos del Río Huebra por debajo de la superficie S₄ en la zona más occidental de la Hoja, por lo que deben ser bastante recientes (Holoceno).

5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

5.4.1. Alteraciones

Dentro de la Hoja de Villavieja de Yeltes hemos diferenciado dos tipos de alteraciones, por un lado una alteración generalizada de los materiales del zócalo, que produce la argilización de los metasedimentos pelíticos y que en los granitos da lugar a un *lehm*. Esta alteración se presenta de forma generalizada por toda la Hoja. Por otro lado tenemos una alteración de tonos rojos localizada en manchas dispersas a lo largo de toda la Hoja. La mancha más septentrional se sitúa en las cercanías del cerro de Cotorinas y al norte de la población de Moronta; la más meridional se localiza en la carretera que une las poblaciones de Villares de Yeltes y Pozo del Hinojo, a la altura del kilómetro 13.

A la primera de las alteraciones citadas no la podemos atribuir una edad determinada, tratándose posiblemente de varios procesos de diferente edad que no han podido ser discriminados y que pueden abarcar desde restos del manto de alteración mesozoico-terciario hasta la arenización subactual en los granitos.

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). El mejor perfil observado sobre metasedimentos está situado en el afloramiento más meridional, en una pequeña cantera antes de cruzar el puente sobre el río Huebra. En este corte se observa cómo, por debajo de un pequeño depósito coluvial, dicha alteración penetra

entre 30 centímetros y dos metros en el sustrato produciendo la argilización y rubefacción de los materiales.

En los alrededores del cerro del Alto del Alcornoque se encuentra desarrollada sobre materiales terciarios, dando tonalidades ocres y rojas a estos sedimentos y afectando con características similares al lehm que se desarrolla sobre los materiales graníticos infrayacentes.

5.4.2. **Depósitos fluviales**

5.4.2.1. *Depósitos arcósicos eocenos*

Los depósitos arcósicos eocenos (A en la cartografía geomorfológica), cuya descripción ha sido ya realizada en el capítulo de estratigrafía (UTS P1, Unidad arcósica basal), se presentan en la Hoja de Villavieja de Yeltes recubriendo hacia el sur y sureste el basamento de la Fosa de Ciudad Rodrigo - Salamanca. Los depósitos rellenan en un primer estadio una paleotopografía con valles NO-SE situados entre crestones de cuarcitas ordovícicas o entre fracturas NNE-SSO en los granitos, extendiéndose luego y ganando potencia hacia el SE.

5.4.2.2. *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, Unidad arcósica superior, 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 en sentido amplio hacia el oeste, encauzándose por paleosurcos hoy ocupados por importantes colectores de la red fluvial. También regionalmente se observa que se componen de dos niveles de aterrazamiento, el segundo ligeramente encajado bajo el primero, pero que la mayor parte de las veces están suavemente articulados y por tanto son difíciles de císcriminar. Si hemos podido diferenciar, en cambio, sus respectivas bases erosivas, S_2 y S_3 , cuando éstas han sido exhumadas. La disposición suavemente inclinada hacia el SO de los conglomerados oligocenos o de sus superficies erosivas asociadas implica, como ya hemos indicado, un cambio de las condiciones de la cuenca durante el Oligoceno; pasando de endorreica a exorreica al ser capturado el borde occidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo por la red de drenaje atlántica.

5.4.2.3. *Depósitos de características fluviales*

El significado geomorfológico de esta formación superficial (F en la cartografía geomorfológica) es el de marcar el progresivo encajamiento de la red de drenaje durante el final del Terciario (Mioceno superior - Plioceno), dada su situación de enlace entre los aluvionamien-

tos elevados del Oligoceno y las ya mucho más bajas terrazas cuaternarias. Por otro lado, las relaciones cartográficas que guarda la superficie S_4 con la base de estos depósitos, y regionalmente con las de otros depósitos aluviales de terraza o de glacis de características litoestratigráficas equiparables, permiten correlacionar superficie erosiva y formación superficial.

5.4.2.4. Depósitos aluviales cuaternarios

Los depósitos de las terrazas cuaternarias alta y media (G e I respectivamente en la cartografía geomorfológica), junto con los depósitos de terraza baja, aluvial de fondo de valle y conos de deyección (J en la cartografía geomorfológica), cuyas características han sido ya tratadas en el capítulo de estratigrafía, marcan los pulsos más recientes del encajamiento de la red de drenaje.

Comparando posiciones topográficas, tentativamente podríamos correlacionar el más alto de estos depósitos (Pleistoceno - Holoceno) con la superficie erosiva que hemos denominado S_5 , aunque su coincidencia cartográfica es muy pobre. De ser así, el sistema fluvial que depositó estos aluvionamientos correspondería a una paleotopografía de valles más anchos y planos que los actuales, pero ya diferenciados como los cursos actuales. El resto de depósitos corresponden a valles cada vez más estrechos.

5.4.2.5. Depósitos gravitacionales

Los coluviones, bien sean los antiguos (E en la cartografía geomorfológica) o los modernos (H en la cartografía geomorfológica), son depósitos cuya posición en esta Hoja es relativamente independiente de los otros elementos morfológicos.

Los más antiguos, caracterizados por tonalidades ocres y rojas, están reducidos a dos afloramientos, el más septentrional es cortado por la carretera de Traguntia a Vitigudino aproximadamente en el kilómetro 4; el otro se sitúa en torno al cerro de Berzosa al oeste de la población de Villavieja de Yeltes. En general la potencia en ambos casos alcanza y supera el medio metro.

El resto de los coluviones constituyen una modificación de las laderas, sobre todo en los relieves residuales elaborados sobre las diferentes superficies. La coloración de estos últimos es principalmente de tonos grises, presentando unos espesores variables que oscilan entre los 30 y los 75 centímetros.

5.4.2.6. Depósitos endorreicos: navas

Los depósitos de zonas endorreicas o navas (K en la cartografía geomorfológica) aparecen principalmente ligados a superficies morfológicas, es decir, allí donde la baja pendiente posibilita los fenómenos de retención de agua. Su 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 SABARÍS, 1952). El labrado de esta estructura peneplanizada va acompañado de importantes procesos de alteración y degradación del sustrato bajo un clima de sabana (SOLÉ SABARÍS, 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 de Cielvo) 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 debían destacar algunos relieves residuales, como las crestas de cuarcitas y de conglomerados de la esquina SO de la Hoja.

Los primeros depósitos que cubren el área, pertenecientes al Eoceno, fosilizaban esta paleotopografía, extendiéndose y aumentando su potencia hacia el sur y el sureste.

Durante el Oligoceno, este área del borde occidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo es alcanzada por un importante colector, predecesor de los actuales Huebra y Yeltes, pasando la zona a ser drenada hacia el atlántico. En este momento el paisaje debía estar caracterizado por valles de una enorme laxitud, como atestigua la extensa distribución regional de los delgados depósitos aluviales del Oligoceno más superior. En el área cartografiada, estos aterrazamientos o las superficies erosivas que identificamos como sus superficies básales (S_2 y S_3), presentan una suave inclinación hacia el SO desde una probable zona de umbral, situada hacia el sur de la vecina Hoja de Vitigudino (nº 450); y que debía constituir la divisoria con el área drenada por el Tormes oligoceno.

La evolución neógena y cuaternaria se caracteriza por el continuado encajamiento de la red de drenaje como consecuencia de la erosión remontante del Duero y sus afluentes desde el Atlántico (MARTÍN-SERRANO, 1991). Durante esta etapa se labra la superficie S_4 y se depositan aluviales en terrazas que son regularizadas por glacis (Mioceno superior - Plioceno). En el Pleistoceno se individualizan los ríos Huebra y Yeltes, se excava la superficie S_5 y se depositan los aluvionamientos de las terrazas altas. En el Holoceno los valles se hacen aún más estrechos y los depósitos van encajándose progresivamente (terrazas medias, bajas, fondos de valle).

5.6. PROCESOS ACTUALES

Como ya hemos comentado con anterioridad, los depósitos aluviales recientes tienden a limitarse 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 agradoación - degradación que carac-

terizan 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.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro estratigráfico en el área de estudio se inicia con los depósitos de turbiditas características del Grupo do Douro (SOUSA, 1982; REBELO y ROMANO, 1986). Estos depósitos, formados por una alternancia de grauvacas y pelitas, tienen probablemente una edad Cámbrico medio y superior, incluyendo quizás el Tremadoc, y constituyen la parte superior del Complejo Esquisto-Grauváquico (CXG. de CARRINGTON DA COSTA, 1950).

La sedimentación de tipo flysch del Complejo Esquisto-Grauváquico se interpreta como depósitos sinorogénicos en una cuenca de antepaís, al final de la orogenia Cadomense (QUESADA, 1990).

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

La transgresión postcámbrica se inicia con el depósito discordante de la Formación Cuarcítica (Tremadoc/Arenig) en un ambiente marino litoral o mareal con frecuentes retrabajamientos por tempestades. Así, el paleorrelieve generado durante la fase Sárdica es rellenado por los depósitos del miembro de las Cuarcitas Inferiores, que registran importantes variaciones de espesores, extendiéndose sobre ellas los miembros de Pizarras intermedias y Cuarcitas Superiores, con una distribución más uniforme, en un ambiente de plataforma litoral. El paso en la vertical al miembro de Areniscas Superiores (Llanvirn-Llandeilo) marca la progresiva profundización de la cuenca.

Los materiales paleozoicos hasta aquí depositados (y conservados) son deformados durante la Orogenia Hercínica. Esta orogenia es de carácter polifásico (tres fases principales de deformación y algunas estructuras más tardías y menos importantes) y va acompañada de importantes manifestaciones plutónicas y metamórficas.

La primera fase, F_1 , se caracteriza regionalmente por el desarrollo de trenes de pliegues D_1 , asimétricos de gran escala, de dirección ONO-ESE y vergencia al NE, con flancos normales largos e inversos cortos. La esquistosidad de plano axial asociada a estos pliegues, S_1 , corta con un cierto ángulo a la estratificación S_0 . Se trata de una fase compresiva de engrosamiento cortical.

La segunda fase de deformación, F_2 , es más intensa en los sectores más profundos de la pila sedimentaria (sector FMA, al NE de la Hoja), genera pequeños pliegues D_2 , asimétricos e isoclinales vergentes al N-NE en el sector FMA y al S-SO en el sector VSPI, y una importante foliación a escala regional, S_2 , de características extensionales con indicadores cinemáticos de

movimiento del bloque de techo (VSPI) hacia el S y SE.

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

Los procesos orogénicos de F_1 a F_3 van acompañados por un metamorfismo progradado (M_1 y M_2), de bajas presiones durante la tectónica extensional de F_2 , que alcanza condiciones granulíticas de sillimanita + feldespato potásico e incluso anatécticas, con producción de migmatitas y masas graníticas "in situ", y por la intrusión de extensos cuerpos graníticos sin a tardicinemáticos.

Una cuarta fase de deformación, F_4 , se refleja en la aparición de pliegues angulosos subverticales de dirección N-S a NNE-SSO que pueden producir geometrías de interferencia con las estructuras anteriores. Localmente lleva asociado un metamorfismo retrógrado, M_3 , hacia condiciones de esquistos verdes.

La tectónica tardihercínica, generalmente frágil, se manifiesta en la aparición de varias familias de fallas: normales de dirección NO-SE a O-E, desgarres conjugados sinestrales (NE-SO a NNE-SSO) y dextrales (NO-SE) y fracturas antiguas NNE-SSO a NE-SO reactivadas.

Es durante el Mesozoico cuando comienza a generarse una superficie que se registra, entre otras zonas, a lo largo del zócalo del borde N de la fosa, donde se sitúa la Hoja, y que es fosilizada por los sedimentos terciarios (CANTANO y MOLINA, 1987). Esta es atribuida a una morfogénesis poligénica en condiciones de sábana desarrollada a finales del Cretácico y cuya duración se prolongó hasta el Neógeno. Durante este período se sucedieron los procesos de alteración y degradación del zócalo preparando los materiales para el ciclo terciario (SOLE SABARÍS, 1958; MOLINA y JORDÁ, 1982; MARTÍN-SERRANO, 1988). En el área de Salamanca durante el Paleógeno inferior (Paleoceno) se produjo la sedimentación de materiales silíceos ricos en caolinita (Formación Areniscas de Salamanca, JIMÉNEZ, 1970; ALONSO GAVILÁN, 1981) provenientes de la desmantelación de la alteración prepaleocena desarrollada sobre el zócalo.

Ya en el Eoceno comienza a individualizarse la Fosa de Ciudad Rodrigo y en el borde O de la Cuenca del Duero y en la zona de estudio se depositarán los materiales que integrarán la UTS P1.

Es en el Eoceno inferior cuando comienza la sedimentación en el área de la Hoja. En este momento, se desarrollan sistemas fluviales trenzados arenoso-conglomeráticos que discurren entre los paleorrelieves del zócalo hacia el S (UTS P1, Arcósica Basal).

Durante el Eoceno medio el área de estudio constituyó una zona sin sedimentación si bien en la vecina Hoja de La Fuente de San Esteban se acumulan los sedimentos de la UTS P2.

Ya en el Oligoceno, se registra una discordancia en el borde N de la fosa que separará la UTS P1 (Arcósica Basal) de la UTS P3 (Arcósica Superior). En ella se registra el desarrollo de sistemas trenzados más energéticos que migran hacia el S-SO.

Durante el Mioceno inferior esta unidad (UTS P3) permaneció expuesta por lo que sus materiales sufrieron profundas modificaciones ligadas a las nuevas condiciones climáticas reinantes durante ese período.

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

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios en esta Hoja son únicamente de Wolframio con Sulfuros, y se agrupan todos ellos en el término municipal de Yecla de Yeltes, excepto el indicio nº 7 que se encuentra en el término municipal de Cipérez. Son labores artesanales de pequeño volumen y algunos, como el 1, 2 y 7, pueden ser labores de exploración. El indicio nº 3 es el de mayor volumen, con instalaciones y hornos para tratamiento del mineral relativamente bien conservados. Antiguamente, se elaboraba mineral de Barruecopardo en estas instalaciones, lo que explica el gran volumen de escombreras existentes.

Ninguna de las labores mineras de esta Hoja se encuentra en explotación en la actualidad.

Wolframio

Todos los indicios de esta sustancia (1, 2, 3, 4 y 7) tienen una morfología filonianiana, si bien con diferentes direcciones. Son filones de Cuarzo con Wolframita, Scheelita, Arsenopirita y Pirita, que arman en granitos de dos micas o biotíticos de grano medio. Las alteraciones que presentan son suaves, predominando la greissenización y la silicificación y episienitización.

Son por tanto todos ellos filones intrabatolíticos, y en las labores en que se han podido reconocer claramente son del tipo "filones de cuarzo complejos", en los que la mineralización se encuentra en enjambres o haces de filones, con direcciones y buzamiento más o menos constantes (GONZALO y GRACIA, 1985, 1987).

Hay que exceptuar de esta categoría el indicio nº 1, pues presenta los Sulfuros, única mineralización visible, en diáclasisas N 30° E/90°, viéndose el cuarzo, en pequeña cantidad, únicamente en la escombrera.

7.1.2. Minerales energéticos

Hay solamente dos indicios de Urano en la Hoja. Son los números 5 y 6. Ambos han sido investigados por la JEN y posteriormente por ENUSA.

El nº5 es Mina Cristina en Pedro Alvaro, término municipal de Villares de Yeltes. Es un yacimiento filoniano en fracturas (brechas) entrecruzadas sin dirección dominante. La mineralización es Cuarzo, Pechblenda, Pirita y secundarios supergénicos. Encajan en materiales metasedimentarios afectados de metamorfismo de contacto. Ambas labores son lo que se ha llamado yacimiento "tipo Fe", por su similitud con la Mina Fe (Saélices el Chico- Ciudad Rodrigo).

Las hipótesis más recientes (ARRIBAS, 1985 y MARTÍN IZARD, 1985) sobre la génesis de estas mineralizaciones sugieren una lixiviación del U contenido en los niveles ampelíticos del Complejo Esquisto-Grauváquico (o de la sucesión Véndico-Cámbrica) y su posterior deposición en zonas fracturadas y brechificadas durante los movimientos de edad alpina.

7.1.3. Rocas y minerales industriales

Las explotaciones de rocas industriales de la Hoja son todas de dimensiones modestas y de importancia limitada, destinándose su producción a uso local o regional. Se explotan de forma continua o intermitente, arcillas serícitas, áridos naturales y granito.

Respecto a los minerales industriales, no existen explotaciones activas dentro del ámbito de la Hoja, aunque se encuentran indicios de cuarzo y de pegmatita (Feldespato, mica). La localización de las explotaciones e indicios más significativos queda reflejada en la Tabla 3.

Arcilla

Los suelos formados sobre las filitas y esquistos moscovíticos que afloran en la parte septentrional de la Hoja contienen un horizonte "B", de espesor comprendido entre 0,2 y 0,6 m, compuesto principalmente por arcillas serícitas que engloban algunos fragmentos de la roca madre muy alterada. Estas arcillas son objeto de explotación (punto 12) como materia prima para la fabricación de cerámica estructural (ladrillería, bovedillas) en una factoría de Vitigudino. Sus propiedades para dicho fin son excelentes.

Áridos naturales

Tanto las terrazas como los depósitos aluviales de los ríos Huebra y Yeltes se explotan (indicios 8, 9 y 10) como fuente de áridos (arena, grava) para hormigón y mortero. Aunque no se trata de depósitos de volumen muy importante, su contenido en finos es relativamente pequeño, por lo cual es alto el porcentaje de material utilizable una vez lavado. Son gravas y arenas polimíticas, predominando los cantos subredondeados de cuarcita.

Las arenas procedentes de la alteración del sustrato granítico (lehm), se aprovechan en numerosos puntos de la Hoja como áridos para morteros, siempre en pequeñas canteras que apenas merecen el nombre de tales, excepto en el punto 11, donde se encuentra una cantera de dimensiones algo mayores. De ella se surten esporádicamente varios pueblos de la zona. En dicho punto el lecho de la arena tiene de 1 a 2 m de espesor y procede de la alteración superficial del granito de Cipérez-Garcirrey.

Cuarzo

Existen indicios de cuarzo en varios puntos de la Hoja. Los indicios 13 y 14 corresponden a sendos filones de dirección N40°E y N10°E, respectivamente, con más de 5 m de potencia en muchos lugares y recorridos superiores a 1 km.

Granito

La cantería de granito en la Hoja ha tenido en el pasado mayor importancia de la que actualmente presenta. Prueba de ello son las numerosas explotaciones artesanales abandonadas que se encuentran en ella.

Quedan dos explotaciones activas o intermitentes (puntos 16 y 17), con una pequeña producción de piezas de granito de labra (mampostería, revestimientos, arte funerario) para uso local o regional. De las inactivas se ha reseñado una de las más grandes (punto 15). Todas ellas aprovechan el granito del plutón de Villavieja: granito de dos micas de grano medio a grueso con megacristales y algunos gabarras. Son relativamente frecuentes las estructuras de flujo tipo "schlieren". La "ley" o dirección preferente de corte vertical, en el lenguaje de los canteros, es N 10°E, correspondiente a una de las familias de fracturación del plutón. Otra "ley" es la N 100° E (ésta llamada "ley mala" por ser irregular), mientras que el "levantante" o plano de despegue de los bloques va de horizontal a buzar 10° al O.

Por último, se ha señalado como indicio una zona alrededor del punto 18 en la cual el diaclasado es lo suficientemente abierto como para permitir la extracción de bloques grandes para aserrado y pulido de tableros de granito (piedra natural). Es un granito gris claro, de dos micas, con megacristales poco orientados lo que da un aspecto homogéneo a la roca. Pertenece también al plutón de Villavieja, en su extremo NE.

Pegmatita

Son muy numerosos los diques pegmatíticos en el interior y, sobre todo, cerca de los bordes de los diferentes cuerpos graníticos que afloran en la Hoja, aunque se han señalado solamente dos: los puntos 19 y 20, como indicios de pegmatita con cristales de mica de tamaño superior a 5 cm, que en el pasado fueron objeto de calicateo.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

La mayor parte de la Hoja se encuentra comprendida entre las isoyetas medias de 600 y 700 mm, notándose un incremento en las precipitaciones desde el sureste hacia el noroeste. (Fig. 10).

Las precipitaciones dentro de la Cuenca del Duero se caracterizan por su irregularidad en cuanto a la distribución temporal, y por su desigualdad en cuanto a la distribución espacial.

TABLA 3

Nº Indicio	Coordenadas UTM		Sustancia	Término Municipal	Tipo
	X	Y			
8	715 75	4529.90	Arena y grava	Villares de Yeltes	EA
9	717.00	4529 30	Arena y grava	Villavieja de Yeltes	EB
10	728 65	4530.25	Arena y grava	El Cubo de D. Sancho	EA
11	731.75	4537 00	Arena	Cipérez	EI
12	717 80	4540.65	Arcilla	Vitigudino	EI
13	709.40	4535.75	Cuarzo	Yecla de Yeltes	IN
14	717.40	4532.75	Cuarzo	Pozos de Hinojo	IN
15	712.35	4530.80	Granito	Villanueva de Yeltes	EB
16	710.70	4530.30	Granito	Bogajo	EI
17	713.70	4530.60	Granito	Villavieja de Yeltes	EA
18	718.35	4534.34	Granito	Pozos de Hinojo	IN
19	726.85	4528.90	Pegmatita, Mica	El Cubo de D. Sancho	IN
20	730.00	4527.05	Pegmatita, Mica	Buenamadre	IN

EA: Explotación Activa

Eb: Explotación abandonada.

EI: Explotación intermitente.

IN: Indicio.

Se originan en su mayoría durante la primavera y el otoño, alcanzando valores entre los 55 y 75 mm. La estación más seca es siempre el verano, con valores comprendidos entre 40 mm y 20 mm, habiendo una enorme variabilidad interanual.

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

Las temperaturas medias dentro de la Hoja, se encuentran comprendidas entre los 11 y 12°C, aumentando hacia el Sur (figura 13).

Los valores de evapotranspiración potencial (ETP) en media anual, oscilan entre los 700-750 mm.

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

7.2.2. Hidrología superficial

Las aguas de escorrentía superficial en casi toda la superficie de la Hoja, son recogidas por los ríos Huebra y Yeltes, que vierten al Duero, poco después de unir sus aportaciones. La cuenca del Huebra abarca la mayor parte de la misma quedando la del Yeltes circunscrita a la esquina surmeridional. Por último, un pequeño sector al norte de la Hoja, queda incluido dentro de la subcuenca denominada por la Confederación Hidrográfica del Duero, como D-14 o del río Duero entre los ríos Tormes y Huebra.

Aunque no existe ninguna estación de aforo dentro de la Hoja, puede encontrarse una situada aguas abajo de la confluencia de los ríos Huebra y Yeltes. Tampoco existe ninguna gran obra de regulación, con la excepción de un pequeño embalse sobre el Huebra que se utiliza para abastecimiento de agua a Víligudino. En proyecto se encuentra la presa de Bermellar, cuya cola posiblemente afectaría a la Hoja.

En todo el recorrido del Huebra o el Yeltes, no aparecen estaciones de control de calidad de aguas.

En cuanto a riesgos hidrológicos, según el MOPT, sólo los márgenes del Yeltes se encuentran clasificados como zona de prioridad mínima con respecto al riesgo de inundaciones.

7.2.3. Características hidrogeológicas

En la figura 14 puede observarse la situación de la Hoja con respecto a los grandes sistemas acuíferos que se definen en la Cuenca del Duero.

Se sitúa al norte del acuífero nº 19 denominado "Terciario conglomerático de Zamora-Salamanca", y más concretamente del sector conocido como "Pasillo de Ciudad Rodrigo".

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

a) Cuaternario

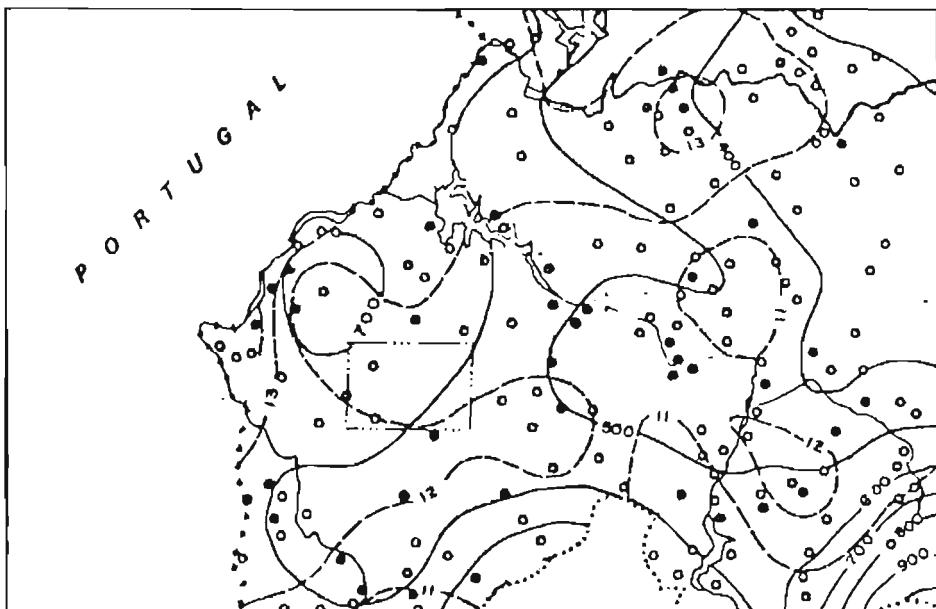
Se han diferenciado aluviales y coluviales a causa de la menor permeabilidad que presentan los últimos y están constituidos por gravas, arenas y lutitas en diversas proporciones. Su interés es muy escaso, puesto que sus extensiones superficiales y sus espesores no son de entidad.

No obstante, en las cercanías del El Cubo de Don Sancho, se encuentran las acumulaciones aluviales más interesantes desde el punto de vista hidrogeológico; los espesores que se alcanzan son de hasta 6 m, por lo que existen numerosos pozos de excavación manual.

b) Terciario

Presentan espesores de hasta 40 m a lo largo del borde sur de la Hoja, en el resto aparecen en forma de manchas aisladas y de escasa potencia. La litología consiste fundamentalmen-

ESQUEMA REGIONAL DE ISOYETAS E ISOTERMAS

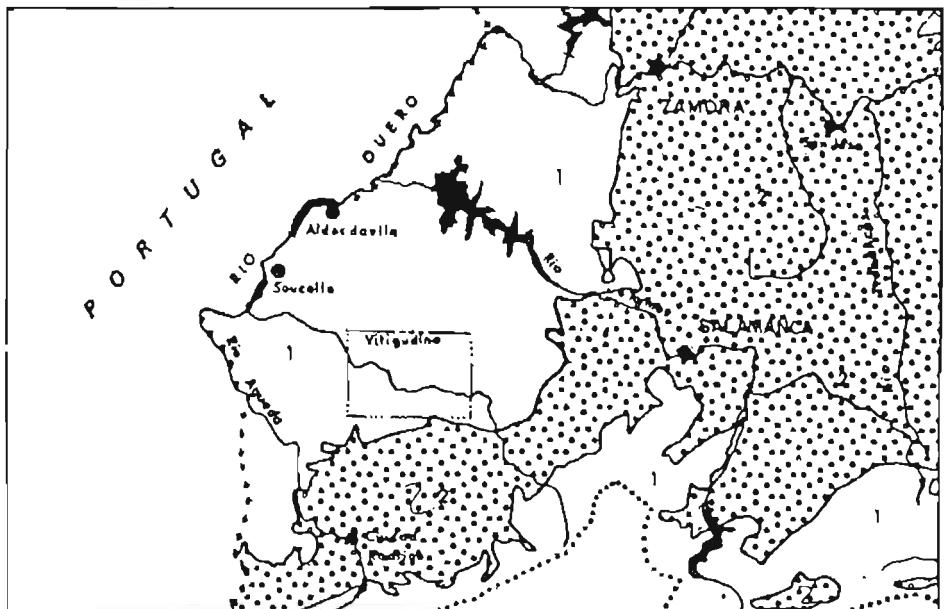


ESCALA 1:1.200.000 (Extraido del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero M.O.P.U.)

- Estación termopluviométrica.
- Estación pluviométrica.
- Isoterna anual media ($^{\circ}\text{C}$) (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
(Extraido del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero, MOPU).

ESQUEMA HIDROGEOLÓGICO REGIONAL



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

1

1. Baja permeabilidad o impermeable.



2. Permeabilidad media alta, porosidad intergranular.

— · — — —

Límite de hoja considerada 1:50.000.

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

te en arenas y gravas, y en menor proporción lutitas, que descansan directamente sobre el sustrato metamórfico o igneo. Presentan transmisividades comprendidas entre los 10 y 150 m²/día con una media de 50 m²/día (BALLESTER et al., 1983).

Se han inventariado varios sondeos que perforan por completo el terciario y parte del substrato, la mayoría son surgentes y presentan caudales entre 1-5 l/s.

c) *Precámbrico y paleozoico indiferenciado*

Los materiales mayoritarios que integran esta unidad consisten en paragneises, esquistos, micaesquistos y filitas con intercalaciones de cuarcitas, areniscas y conglomerados y una importante presencia de diques. Su interés hidrogeológico es escaso, ya que se trata de materiales de muy baja permeabilidad, si bien se han constatado algunos manantiales relacionados con zonas donde la presencia de diques, cuarcitas o conglomerados es importante.

d) *Rocas ígneas*

Se trata de granitos y granitoides cuya permeabilidad está asociada a la intensa fracturación y fisuración de la región. Según las investigaciones de BALLESTER et al.(1983) es probable que parte de la descarga subterránea del acuífero terciario del "Pasillo de Ciudad Rodrigo" se produzca precisamente hacia estos granitos.

Numerosos pueblos y aldeas de la zona, se abastecen en la actualidad en sondeos que captan aguas de los mismos y, que en ocasiones alcanzan profundidades superiores a los 100 m, con caudales que pueden llegar a los 5 l/s.

El "Lehm" desarrollado como producto de alteración, no presenta espesores significativos y su interés hidrogeológico es escaso.

En relación con el químismo de las aguas subterráneas, se han analizado 23 muestras recogidas en puntos relacionados con los diferentes conjuntos litológicos existentes en la Hoja. La mayoría de las muestras presenta facies bicarbonatadas sódico-cálcicas o cálcico-sódicas y las conductividades oscilan entre los 94 y 825 S/cm.

Las conductividades más bajas aparecen en aguas relacionadas con "lehm" graníticos o zonas de alteración superficial y las mayores en aguas procedentes de materiales detríticos, ya sean aluviales o terciarios.

8. BIBLIOGRAFÍA

ALONSO GAVILÁN, G., (1981). "Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Salamanca)". Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 435 págs.

- ALONSO GAVILÁN, G. y CANTANO, M. (1987). "La Formación Areniscas de Ciudad Rodrigo: Ejemplo de sedimentación controlada por paleorrelieves (Eoceno, Fosa de Ciudad Rodrigo)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XXIV, págs. 247-258.
- ALONSO GAVILÁN, G. y POLO, M. A. (1986). "Evolución tecto-sedimentaria oligo-miocénica del SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Acta Geol. Hispánica*, 21-22, págs. 419-426.
- ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M.F. (1986). "Paleogeografía del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Actas de Palinología (Actas del VI Simp. de Palinol., APLE)*, págs. 269-275.
- 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, F. (1982). "Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva (prov. de Segovia)". *Tem. Geol. Min.*, 6, IGME - Madrid, págs. 87-108.
- ARRIBAS, A. (1985). "Sobre el origen de los yacimientos filonianos de Urano en rocas metasedimentarias. El caso de Mina Fe, Salamanca (España)". *Vein Type Uranium deposits, IAEA*, págs. 211-234.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977). "Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and Northern Africa: results of right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, págs. 1305-1320.
- BELL, T. H.; FLEMING y RUBENACH, M. J. (1986). "Porphyroblast nucleation, growth, and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development". *J. Metam. Geol.*, 4, págs. 37-68.
- BELL, T. H. y RUBENACH, M. J. (1983). "Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation". *Tectonophysics*, 92, págs. 171-194.
- BELLIDO MULAS, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. L. y PABLO MACÍA, M. G. de (1987). "Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y Occidente de Asturias". *Memorias IGME*, 101, págs. 1-157.
- BICKLE, M. J. y ARCHIBALD, N. J. (1984). "Chloritoid and staurolite stability: implications for metamorphism in the Archean Yilgarn Block. Western Australia". *J. Metam. Geol.*, 2, págs. 179-203.
- BIROT P. (1937). "Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidental". *Ann. de Geol.*, XLVI, págs. 25-42, París.

- BLANCO, J. A.; ALONSO GAVILÁN, G.; FERNÁNDEZ, B. y SÁNCHEZ, S. (1989). "La alteración roja mioceña sobre las Areniscas de Villamayor". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, vol. esp. 5, págs. 209-222.
- BOHLEN, S. R.; WALL, V. J. y BOETTCHER, A. L. (1983) "Experimental investigations of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O". *Am. Miner.*, 68, págs. 1049-1058.
- 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.
- BRUM FERREIRA, A. (1978). "Planaltos e Montanhas do norte da Beira. Estudo de Geomorfologia". Memorias 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. Geolo. Dynam. Geogra. Physi*, 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.
- CARMICHAEL, M. D. (1978). "Metamorphic bathozones and bathograds: a measure of the depth of post-metamorphic uplift and erosion on a regional scale". *Am. J. Sci.*, 278, págs. 769-797.
- CARNICERO, A. (1980). "Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (O de Salamanca)". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 202 págs.
- CARNICERO, A. (1982). "Estudio del metamorfismo existente en torno al granito de Lumbreras (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVII, págs. 7-20.
- CARNICERO, A.; LÓPEZ PLAZA, M. y DELGADO, J. C. (1987). "Estudio petrológico del granito de Villavieja de Yeltes (Salamanca)". *Actas e Comunicações, IX Reuniao sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985)*. Memorias N° 1, Univ. Do Porto, págs. 21-37.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). "Noticia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado". *Serv. Geol. Portugal*, 27 págs, Lisboa.
- CASTRO, A. (1986). "Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian Belt, Spain". *J. Struct. Geol.*, 8, págs. 633-645.
- CENTENO, J. D. (1988). "La morfología granítica de un sector del Guadarrama occidental (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral. UCM. Madrid, 321 págs.
- CHAYES, F. (1955). "Potash feldspar as a by-product of biotite chlorite transformation". *J. Geol.*, 63, págs. 75-82.

- CORRETGÉ, L. G. y LÓPEZ PLAZA, M. (1976). "Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca) I- El Complejo Esquisto-Grauváquico: estratigrafía, metamorfismo y deformación". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XI, págs. 121-149.
- CORRETGÉ, L. G. y MARTÍNEZ, F. J. (1975). "Albitización y sodificación en granitos hercínicos Españoles". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, IX, págs. 115-141.
- DE YOREO, J. J.; Lux, D.R. y GUIDOTTI, C. V. (1989). "The role of crustal anatexis and magma migration in the thermal evolution of regions of thickened continental crust". (From: Daly, J.S. et. al. (eds) 1989, "Evolution of Metamorphic Belts". *Geol. Society Sp. Publ.*, 43, págs. 187-202).
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA. UNIVERSIDAD DE SALAMANCA (1983). "Síntesis geológica del Basamento (Zona del Centro-Oeste español)". E. 1:200.000. Coord: A. Carnicero. Ed: Dpto. Petrología y Geoquímica Univ. de Salamanca. Salamanca.
- 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. (1982). Mapa Geológico del SE de la Provincia de Salamanca a escala 1:200.000. Ed. por la Excmo. Diputación Provincial.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1986). "El complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca". *Acta Salmanticensia, Ciencias*, 52. Edic. Univ. Salamanca. 162 págs.
- DÍEZ BALDA, M. A.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; MONTESERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M. V. y ROBLES CASAS, R. (1990). "Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centroibérica)". *Rev. Soc. Geol. España*, 3, págs. 117-125.
- DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). "Central-Iberian Zone. Autochthonous Sequences: Structure". En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Eds.: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, págs. 172-188.
- DIPPLE, G. M.; WINTSCH, R. P. y ANDREWS, S. (1990). "Identification of the scales of differential element mobility in a ductile fault zone". *Journal Struc. Geol.*, 8, págs. 645-661.
- ENGLAND, P. C. y RICHARDSON, S. W. (1977). "The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments". *J. Geol. Soc. London*, 134, págs. 201-213.
- ENGLAND, P. C. y THOMPSON, A. B. (1984). "Pressure-Temperaure - time paths of regional metamorphism. I Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust". *J. Petrol.*, 25, págs. 894-928.
- ENGLAND, P. C. y THOMPSON, A. B. (1986). "Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones". In: *Collision Tectonics* (M.P. Coward y A.C. Ries eds.). *Geological Society Special Publication*, 19, págs. 83-94.

- EVANS, B. W. (1965). "Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz". *Am. J. Sci.*, 263, págs. 647-667.
- EVANS, B. W. y GUIDOTTI, C. V. (1966). "The sillimanite-potash feldspar isograd in western Maine, U.S.A". *Contrib. Miner. Petrol.*, 12, págs. 25-62.
- FERNÁNDEZ AMIGOT, J. A. (1981). "Prospección e investigación de yacimientos uraníferos en la provincia de Salamanca". *Tecniterrae*, 43, págs. 45-73.
- GARCIA 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.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971). "Una estructura interesante: el sinclinal Ordovicico - Silúrico de Sequeros - Ahigal de los Aceiteros". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, II, págs. 45-56.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y FRANCO GONZÁLEZ, M. P. (1975). "Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al E de Guijuelo (Salamanca)". *Est. Geol.*, 31, págs. 487-500.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; FRANCO, M. P. y CASTRO, A. (1983). "Características petrológicas del Complejo Laminar Pegmatoide ("Serie del Alamo") de las provincias de Salamanca y Ávila". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XIX, págs. 33-77.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ GARCIA, E. (1972). "El Cámbrico Inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, III, págs. 33-41
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1968). "Sobre los ortogneises de Traguntia - Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica". *Acta Geol. Hispánica*, III, págs. 69-72.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1971). "Características fundamentales de los "sierros" de la provincia de Salamanca". *Bol. Geol. Min.*, 82, págs. 71-74.
- GARCIA GARZÓN, J. y LOCUTURA, J. (1981). "Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Lumbrales-Sobradillo y Villar de Ciervo-Puerto Seguro". *Bol. Geol. Min.*, 92, págs. 68-72.
- GARZÓN, M. G. (1980). "Estudio Geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica". Tesis Doctoral. UCM. Madrid, 425 págs.
- GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J. R. (1985). "La cuarta fase de deformación hercínica en la zona Centroibérica del Macizo Hespérico". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 91-104.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880). "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca". *Mem. Com. Mapa. Geol. Esp.* Madrid.

- GONZALO, J. C. (1981). "Estudio geológico del campo filoniano de La Fregeneda (Salamanca)". Tesis Licenciatura. Univ. Salamanca, 77 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 estanco-wolframíferos más representativos de la penillanura salmantino-zamorana". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVIII, págs. 159-170.
- GUMIEL, P. (1984). "Tipología de los yacimientos de Estaño y Wolframio del Macizo Ibérico". I Congreso Español de Geol. 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 PACHECHO, 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.
- HOLDAWAY, M.J. (1971). "Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram". *Am. J. Sci.*, 271, págs. 97-131.
- HOLDAWAY, M. J. y LEE, S. M. (1977). "Fe-Mg cordierite stability in high grade rocks based on experimental, theoretical, and natural observations". *Contrib. Miner. Petrol.*, 63, págs. 175-198.
- HOLLAND, T. J. B. y POWELL, R. (1985). "An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. Data and results". *J. Metam. Geol.*, 3, págs. 343-370.
- HOSCHEK, G. (1969). "The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks". *Contrib. Miner. Petrol.*, 22, págs. 298-232.
- HUDLESTON, P. J. (1973). "Fold morphology and some geometrical implications of theories of folds development". *Tectonophysics*, 16, págs. 1-46.
- IGME (1975). Mapa Metalogenético de España, E.1:200.000, Hoja nº36- Vitigudino. 1º Edición.
- IGME (1981). "Investigación de Wolframio y Estaño en el área Valejo-Garcirrey (Salamanca)". Informe inédito. Fondo documental del ITGE
- IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981a). "La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) y Penalva do Castelo (Viseu): un alineamiento ancien réactive pendant l'orogène hercynien-ne". *Com. Serv. Geol. Port.*, LXVII, págs. 89-93.

- IGLESIAS, M y RIBEIRO, A. (1981b). "Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 67, (1), págs. 85-87.
- JIMÉNEZ, E., (1970). "Estratigrafía y paleontología del borde suroccidental de la Cuenca del Duero". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 323 págs.
- JIMÉNEZ, E., (1972). "El Paleógeno del borde SO de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 3, págs. 67-110.
- JIMÉNEZ, E., (1974). "Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica". *Bol. Geol. Min. de España*, 85 (5), págs. 518-524.
- JIMÉNEZ, E., (1975). "Presencia de una fase de fracturación y una discordancia Preluteciense en el Paleógeno de Salamanca". *Estudios Geológicos*, 31, págs. 615-624.
- JIMÉNEZ, E., (1983). "Síntesis del Paleógeno continental de la Cuenca del Duero". En: J.A. Comba (coord.). Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, II, págs. 103-108.
- JIMÉNEZ, E. y MARTÍN IZARD, A. (1987). "Consideraciones sobre la edad del Paleógeno y la tectónica alpina del sector occidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XXIV, págs. 215-228.
- JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1983). "Rocas miloníticas indicadoras de las deformaciones progresivas en la zona de cizalla hercínica de Juzbado-Penalva do Castelo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVIII, págs. 139-158.
- JOHANNES, W. (1984). "Beginning of melting in the granite system Qz-Qr-Ab-An-H₂O". *Contrib. Miner. Petrol*, 86, págs. 264-273.
- JORDÁ, 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.
- JULIVERN, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L. E. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000, Memoria Explicativa, 113 págs. (1974) IGME
- JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN (1985). "Estimación de reservas minerales de Estaño en las provincias de Salamanca, Segovia y Avila". Informe inédito. Fondo documental de la Junta de Castilla y León.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN (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 LEÓN (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.

- LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A. y PONCE DE LEÓN, M. J. (1985). "Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons". *Earth Planet. Sci. Letters*, 74, págs. 325-337.
- LAW, R. D.; KNIFE, R. J. y DAYAN, H. (1984). "Strain path partitioning within thrust sheets: Microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust zone at Loch Eriboll, NW Scotland". *J. Struct. Geol.* 6, págs. 477-497.
- LE BRETON, N. y THOMPSON, A. B. (1988). "Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis". *Contrib. Miner. Petrol.* 99, págs. 226-237
- LISTER, G. S.; PATERSON, M. S. y HOBBS, B. E. (1978). "The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: The model". *Tectonophysics*, 45, págs. 107-158.
- LISTER, G. y HOBBS, B. E. (1980). "The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: The influence of deformation history 2". *J. Struct. Geol.* 2, págs. 355-70.
- LÓPEZ PLAZA, M. (1982). "Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos de la penillanura salmantino-zamorana". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 333 págs.
- LÓPEZ PLAZA, M. y CARNICERO, A. (1987). "El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (centro-oeste de España): visión del conjunto en el contexto geológico regional". En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo hespérico*. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. Ed. Rueda. págs. 53-68.
- LÓPEZ PLAZA, M. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1987). "Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del macizo hespérico". En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo hespérico*. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. Ed. Rueda. págs. 195-210.
- LÓPEZ VERA, F. y PEDRAZA, J. (1976). "Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid". *Est. Geol.* 32, págs. 499-508.
- LOTZE, F. (1945). "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen". *Geotekt. Forsch.* 6, págs. 78-92-Berlin. Traducido por J. M. Ríos: "Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica". *Publ. Extr. Geol. Esp.* 5, págs. 149-166, Madrid, 1950.
- LOTZE, F. (1956). "Das Präkambrium Spaniens". *Neues Jarhb. Geol-Paläontol. Monats*, 8, págs. 373-380 (Trad. en: *Notas y Comun. IGME*, 60, págs. 227-240).
- MALAVIEILLE, J. y TABOADA (1991). "Kinematic model for postorogenic Basin and Range extension". *Geology*, 19, págs. 555-558.

- MARTÍN HERRERO, D. (1989). "Los materiales Precámbricos-Cámbricos al O y S de Ciudad Rodrigo (Salamanca): Series, discordancias y correlaciones". *Bol. Geol. Min. Esp.*, 100, págs. 1369-177.
- MARTÍN IZARD, A. (1985). "El origen de los yacimientos de Urano en las pizarras del Complejo Esquisto Grauváquico". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 365 págs.
- MARIÑ RIDAURO, 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 geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (3-4), págs. 337-351.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y DIEZ BALDA, M. A. (1987). "Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian Belt, Spain: Discussion". *J. Struct. Geol.*, 9, págs. 381-382.
- 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: Cuad. Geol. Univ. Oviedo*, 7, págs. 3-141.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J.; JULIVERT, M.; SEBASTIÁN, A.; ARBOLEYA, M. L; y GIL IBARGUCHI, J. (1988). "Structural and thermal evolution of high grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif". *Am. J. Sci.*, 288, págs. 969-996.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. y ROLET, J. (1988). "Late Paleozoic metamorphism in the northwestern Europe". En: Harries A.L., Fettes, D. J. (eds). *The Caledonian-Appalachian Orogen*. *Geol. Soc. Publ.* 38, págs. 611-620.

- MARTÍNEZ GARCIA, E. y NICOLAU, T. (1973). "Los terrenos infraordovicicos de la antiforma de Martinanse (Salamanca)". *Bol. Geol. Min.*, 84-VI.
- MC LELLAN, E. L. (1989). "Sequential formation of subsolidus and anatectic migmatites in response to thermal evolution, Eastern Scotland". *J. Geol.*, 97, págs. 165-182.
- 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.
- 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., (1981). "Analysis of Fluvial Depositional Systems". *Am. Ass. Petrol. Geol. Educ. Course Notes Series*, 20, 75 págs.
- 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.
- MINGARRO, F. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (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.
- MOUNA, E. (1978). "Alteración relativa y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvd. Geol.* 16, págs. 15-25, Salamanca.
- MOLINA, E. y JORDÁ, J. (1982). "Le piémont nord du "Sistema Central" espagnol dans le province de Salamanca". Resumenes del Congreso "Montagnes et Piémont", Toulouse, 11 págs.
- NICOLÁS, A. (1987). "Principios de Tectónica". Ed. Masson. París. 185 págs.
- NOZAL MARTÍN, F. y ROBLES CASAS, R. (1988). "Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el Sur de Salamanca". II Congr. Geol. España, SGE, Granada, págs. 139-143.
- OEN ING SOEN (1970). "Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Portugal". *Bol. Geol. Min.*, 81, págs. 271-298.
- PARGA, J. R. (1969). "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Geol. Laxe*, 37, págs. 1-15.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. y TINDLE, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrol.*, 25, págs. 956-983.

- PEDRAZA, J. (1978). "Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama. (Sistema Central Español). Evolución geomorfológica reciente". Tesis Doctoral. UCM. Madrid, 525 págs.
- PELLTERO, E. (1981). "Factores ecológicos y genéticos en los yacimientos de wolframio del Norte de la provincia de Salamanca". *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 2, v.II, págs. 245-255.
- PIN, C. y VIELZEUF, D. (1983). "Granites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation". *Tectonophysics*, 93, págs. 47-74.
- 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. Salmanticensia*, 24, págs. 229-245.
- POWELL, C. Mc. y VERNON, R. H. (1979). "Growth and rotation history of garnet porphyroblasts with inclusion spirals". *Tectonophysics*, 54, págs. 25-43.
- POWELL, R. y HOLLAND, T. J. B. (1988). "An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. III. Application methods, worked examples and a computer program". *J. Metam. Geol.*, 6, págs. 173-204.
- 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". Ed. Mc. Graw Hill Book Co. New York. 568 págs.
- REBELO, J. A. y ROMANO, M. (1986). "A contribution to the lithostratigraphy and the paleontology of the lower paleozoic rocks of the Moncorvo region, northeast Portugal". *Com. Ser. Geol. Portugal*, 72, 1-2, págs. 45-57.
- 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 Científica, Coimbra*, 430 págs.
- REGENCIO MACEDO, C. A. y PORTUGAL FERREIRA, M. (1981) "O sinclinal paleozóico de Espoende (Porto) - Sequeros (Salamanca): O tronço entre a Marofa e o Sátão (Portugal Central)" VII regop. *Cuad. Geol. Iber*, 7, págs. 633-644.
- RIBEIRO, A. (1974). "Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental". *Serv. Geol. de Port. Mem*, 24, (Nova Serie) 1, 168 págs.
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M.C. 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-Cámbicos del Domo de Las Hurdes. Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca. Zona Centroibérica". II Congreso Geológico de España, Granada. Comunicaciones, 1, págs. 185-188.
- RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1979). "El Complejo Esquisto-Grauváquico y los materiales Ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XIV, págs. 7-34.
- RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1985). "El Complejo Esquisto-Grauváquico y el Paleozoico en el centro-oeste español". *Acta Salmanticensia, Ciencias* 51. Edic. Univ. Salamanca, 174 págs.
- ROSENFELD, J. L. (1970). "Rotated garnets in Metamorphic Rocks". *Geol. Soc. Amer. Special Paper*. 129 págs.
- SAAVEDRA, J. (1982). "Procesos geológicos y geoquímicos en la génesis de yacimientos estanho-wolframíferos Centro-ibéricos". *Bol. Geol. Min*, XCIIIIV. págs. 297-313.
- SANZ DONAIRE, J. J. (1979). "El corredor de Béjar". Instituto de Geología aplicada, CSIC., 195 págs. Madrid.
- SANZ, M. A. (1987). "Los relieves residuales de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). Sucesión y génesis". Tesis de Licenciatura. UCM. Madrid, 125 págs.
- SAWYER, E. W. y BARNES, S. J. (1988). "Temporal and compositional differences between sub-solidus and anatetic migmatite leucosomes from the Quetico metasedimentary belt, Canada". *J. Metam. Geol.*, 6, págs. 437-450.
- 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*, 37, 617 págs.
- SCHMIDT-TOMME, P. (1945). "Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge in Westlichen Zentralspanien (Provincias Salamanca und Cáceres)". *Geotect. Forsch.*, 6, págs. 37-77-Berlín. Traducido por J.M. Rfós: Basamento paleozoico y cobertura moderna en la parte occidental de España Central(Provincias de Salamanca y Cáceres). *Publ. Extr. Geol. Esp.*, 5, págs. 93-146, Madrid, 1950.
- SCHONEVELD, C. (1977). "A study of typical inclusion patterns in strongly paracrystalline rotated garnets". *Tectonophysics*, 39, págs. 453-460.
- SCHWENZNER, J. E. (1936). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes" (Ref. a la Traducción de Vidal Box 1943, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 41, págs. 121-147, Madrid) *Geogr. Abhandlungen* 3, 10, Stuttgart.
- SEBASTIÁN, A. y MARTÍNEZ Y FERNÁNDEZ, F. J. (1989). "Equilibrios minerales y zonación de granates en el núcleo del domo del Tormes (provincias de Salamanca y Zamora)". *Act. Geol. Hisp.*, 24, págs. 103-113.

- SEIFERT, F. y SCHREYER, W. (1970). "Lower temperature stability limit of Mg-cordierite in the range 1-7 Kb water pressure: a redetermination". *Contrib. Miner. Petrol.*, 27, págs. 225-238.
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L. C. y PORTUGAL FERREIRA, M. (1987). "Síntese geocronológica dos granitoides do macizo Hespérico. En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola, Ed. Rueda, págs. 69-86.
- SIMPSON, C. y SCHMID, S. M. (1983). "An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, págs. 1281-1288.
- SOLE SABARÍS, L. (1952). "El relieve de la Península Ibérica y sus elementos estructurales". *Geografía de España y Portugal* 1, 17-269, edit. Montaner y Simón S.A.
- SOLE SABARÍS, L. (1958). "Observaciones sobre la edad de penillanura fundamental española en el sector de Zamora. *Brev. Geol. Asturiana*, año II, 1-2, págs. 3-8. Oviedo.
- SOUZA, M. B. de (1982). "Litoestratigrafía e estructura do "Complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovícico" - Grupo do Douro (nordeste de Portugal)". Univ. de Coimbra, Portugal, 222 págs.
- SPEAR, F. S. y CHENEY, J. T. (1989). "A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O ". *Contrib. Miner. Petrol.*, 101, págs. 149-164.
- SPRAY, 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.
- TEIXEIRA, C. (1955). "Notas sobre a Geología de Portugal. O Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico". Lisboa, 50 págs.
- THOMPSON, A. B. y ENGLAND, P. C. (1984). "Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks". *J. Petrof.*, 25, págs. 929-955.
- THOMPSON, A. B. y RIDLEY, J. R. (1987). "Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts". *Philos. Trans. R. Soc. London*, Ser. A, 321, págs. 27-85.
- TUTTLE, O. y BOWEN, M. L. (1958). "Origin of granite at the light of experimental studies in the system NaAlSi_3 - KAISi_3O_8 - SiO_2 - H_2O ". *Geol. Soc. Amer.*, 74, págs. 1-153.
- UGIDOS, J. M. (1973). "Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, Dpto. Petrología, 218 págs.
- UBANEZ, A. G. (1977). "Modelo de fracturación de la región central española. Basado en las imágenes obtenidas por satélite". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 12, págs. 195-206.

- VANCE, J. A. (1965). "Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning". *J. Geol.*, 73, págs. 636-651.
- VEGAS, R., (1974). "Las fallas de desgarre del suroeste de la Península Ibérica". *Bol. Geol. Min.*, 85 (2), págs. 153-156.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987). "Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". *N. Jb. Mineral M*, 10, págs. 465-479.
- VIELZEUF, D. y HOLLOWAY, J. R. (1988). "Experimental determination of fluid absent melting reactions in the pelitic system. Consequences for crystal differentiation". *Contrib. Miner. Petrol.*, 98, págs. 257-276.
- VILLAR, P.; ESCUDER, J. y MARTINEZ 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, 446-458.
- VOLL, E. (1976). "Recrystallization of quartz, biotite, and feldspars from Erstfeld to the Lepontic Nappe, Swiss Alps, and its geological significance". *Schweizerisch Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 56, págs. 641-647.
- WERNICKE, B. A.; CHRISTIANSEN, R. L.; ENGLAND, P. C. y SONDER, L. J. (1987). "Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extensum in the North American Cordillera". En: MP. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock. (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 28, págs. 203-221.
- WIDENFALK, L. (1969). "Electron microprobe analyses of myrmekite plagioclases and coexisting feldspars". *Lithos*, 2 (3), págs. 295-311.
- WILDBERG, H. G. H.; BISCHOFF, L. y BAUMANN, A. (1989). "U-Pb ages of zircons from metaigneous and metasedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian Crustal evolution" *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103, págs. 253-262.
- WINKLER, H. G. F. (1978). "Petrogénesis de rocas metámórficas". Ed. H. Blume, Madrid. 346 págs.
- YARDLEY, B. W. D. (1989). "An Introduction to Metamorphic Petrology". Ed. Longman Scientific y Technical. 248 págs.

