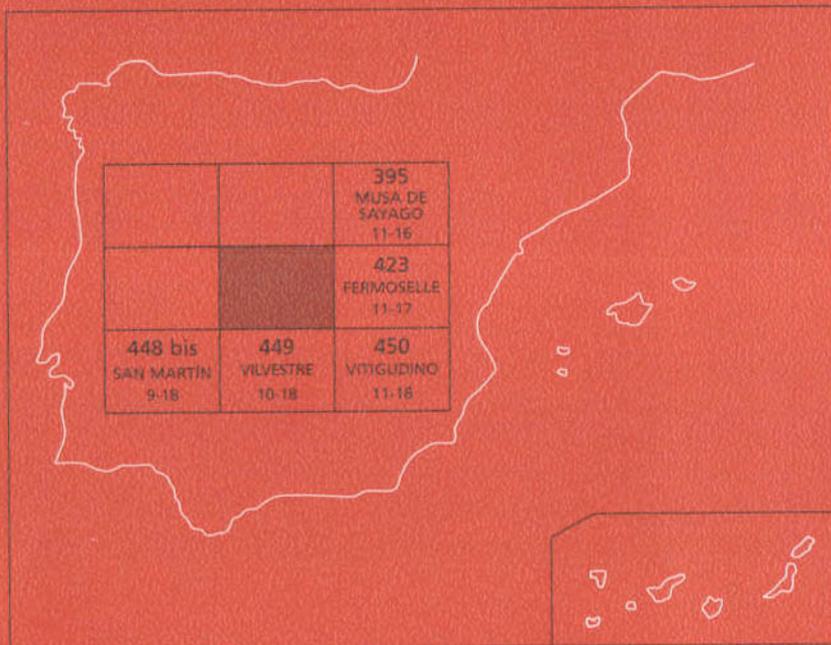




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ALDEADÁVILA DE LA RIBERA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ALDEADÁVILA DE LA RIBERA

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 33.564-2000

ISBN: 84-7840-397-3

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
Rocas Igneas: A. Díez Montes
Cuaternario: R. Carrasco

Mapa Geomorfológico:

M.A. Sanz Santos
F.J. Rubio Pascual
R. Carrasco González

Memoria explicativa:

J. Escuder, A. Díez Montes, F. Bellido, F.J. Rubio Pascual,
C. Martín-Romera, L.R. Rodríguez Fernández, R. Carrasco

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

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

Dirección y coordinación: L.R. Rodríguez Fernández

Asesoramiento:

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

INDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA	10
1.3. ANTECEDENTES	12
2. ESTRATIGRAFÍA	14
2.1. MATERIALES HERCÍNICOS	14
2.1.1. Litoestratigrafía	15
2.1.1.1. Unidad Inferior	16
2.1.1.2. Unidad Superior	18
2.2. TERCIARIO-CUATERNARIO	23
2.2.1. Glacis (21)	23
2.2.2. Coluviones (22)	23
2.2.3. Aluvial (23)	23
2.2.4. Aluvial-coluvial (24)	24
2.2.5. Canchales (25)	24
3. PETROLOGÍA	24
3.1. ROCAS IGNEAS	24
3.1.1. Macizo de "Fuentes de Masueco" (4)	24
3.1.2. Leucogranito de dos micas (5)	27
3.1.3. Macizo de "La Peña" (6)	29
3.1.4. Macizo de Milano (7)	31
3.1.5. Rocas básicas-intermedias (8)	34
3.1.6. Macizo de la Presa de Aldeadávila de la Ribera (9)	39
3.1.7. Macizo de Mieza-Cabeza de Caballo. (Facies de Mieza, 10)	43
3.1.8. Macizo "La Zarza de Pumareda" (11, 12)	47
3.1.9. Macizo del cerro "Garduño" (13)	50

3.1.10. Granitos de dos micas con glándulas de feldespato potásico y nódulos de cuarzo (14, 14a)	52
3.2. ROCAS FILONIANAS	56
3.2.1. Diques de cuarzo (1)	56
3.2.2. Filones pegmatíticos de Fuentes de Masueco (2)	56
3.2.3. Leucogranitos moscovíticos, microgranitos, granitos aplíticos, aplitas y pegmatitas (3)	57
3.3. ROCAS METAMORFICAS	59
3.3.1. Introducción	59
3.3.2. Metamorfismo de la Unidad Inferior	60
3.3.2.1. Descripción petrográfica	60
3.3.2.2. Relaciones microestructurales	64
3.3.2.3. Relaciones quemográficas	68
3.3.3. Metamorfismo de la Unidad Superior	71
3.3.3.1. Relaciones microestructurales	71
3.3.3.2. Relaciones quemográficas	79
3.3.4. Evolución tectonometamórfica	83
3.4. GEOQUÍMICA	86
3.4.1. Macizo de la Peña	86
3.4.2. Macizo "La Zarza de la Pumareda"	86
3.4.3. Granito de grano medio, dos micas, con glándulas de FK y cuarzos globosos	89
4. TECTÓNICA	89
4.1. TECTÓNICA HERCÍNICA	89
4.1.1. Introducción	89
4.1.2. Estructuras relacionadas con la compresión D1	92
4.1.3. Estructuras relacionadas con la extensión D2	95
4.1.4. Estructuras tardías D3 y D4	101
4.1.5. Zonas de cizalla dúctil tardías subverticales	102
4.1.6. Fracturación	103
5. GEOMORFOLOGÍA	106
5.1. ANTECEDENTES	106
5.2. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA	106
5.3. ANÁLISIS geomorfológico	107
5.3.1. Estudio Morfoestructural	107
5.3.2. Estudio del modelado	107
5.3.2.1. Formas de Ladera	107
5.3.2.2. Formas fluviales	108
5.3.2.3. Formas poligénicas	109
5.3.2.4. Formas endorréicas: Navas	111
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	111
5.4.1. Alteraciones	111

	<i>Páginas</i>
5.4.2. Depósitos poligénicos	111
5.4.2.1. Depósitos de Glacis	111
5.4.2.2. Aluvial-coluvial	112
5.4.3. Depósitos fluviales	112
5.4.3.1. Conos de deyección	112
5.4.3.2. Aluvial	112
5.4.4. Depósitos de ladera	112
5.4.4.1. Coluviones	112
5.4.4.2. Canchales	113
5.4.5. Depósitos endorreicos: navas	113
5.5. EVOLUCION DINAMICA	113
5.6. PROCESOS ACTUALES	114
6. HISTORIA GEOLÓGICA	115
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	117
7.1. RECURSOS MINERALES	117
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	117
7.1.2. Tipo de mineralización	117
7.2. HIDROGEOLOGÍA	118
7.2.1. Climatología	118
7.2.2. Hidrología Superficial	120
7.2.3. Características Hidrogeológicas	120
8. BIBLIOGRAFIA	122

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Aldeadávila de la Ribera (422) está situada en el extremo occidental de la provincia de Salamanca, junto a la frontera con Portugal, en la comarca denominada "Los Arribes del Duero". El área cartografiada ocupa únicamente el cuadrante suroriental de la superficie, puesto que el resto del territorio corresponde a Portugal.

El relieve es en general suave y alomado, pero limitado por el profundo encajamiento del Río Duero y disectado por los de sus afluentes (Río de las Uces, Arroyo de Ropinal), llegando a existir un desnivel entre el fondo de los ríos y la altitud media de la meseta de 400 m. aproximadamente. La cota más alta dentro de la Hoja la da el pico de la Cabeza con 776 metros, situado en las inmediaciones de la presa de Aldeadávila. El resto del territorio mantiene una altura que oscila entre los 730 metros como cota general más alta y los 670 como general más baja.

La red hidrográfica, perteneciente a la cuenca del Duero, es de tipo dendrítico y está fuertemente condicionada por las direcciones estructurales predominantes (diaclasado y fracturación). Los dos únicos ríos con caudal permanente son el Duero y el Río de Las Uces; en el primero de ellos se sitúa el embalse de Aldeadávila.

Comprende territorios pertenecientes a 7 municipios, y en ella están enclavados 4 núcleos de población. Todos ellos tienen acceso por carretera; además, la existencia de gran cantidad de pistas y caminos hace que se pueda llegar a cualquier punto de la Hoja con relativa facilidad.

El uso del terreno está controlado por la litología y la morfología. Los suelos son delgados y se asientan mayoritariamente sobre rocas silíceas. Los cultivos de cereales se establecen en las zonas en las que no hay ni roquedo ni excesivo encharcamiento. En las zonas arboladas los robles se sitúan en los lugares de mayor pluviosidad y humedad, mientras que las encinas lo hacen preferentemente en laderas orientadas al sur.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

Geológicamente la Hoja pertenece a la zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) o, usando la división de JULIVERT *et al.*(1972), a la parte norte de la Zona Centroibérica.

Afloran en ella, fundamentalmente, materiales ígneos y metamórficos, además de pequeños recubrimientos terciarios y cuaternarios.

Los materiales metamórficos de la Hoja de Aldeadávila de la Ribera, que afloran sobre todo en la mitad nororiental del área cartografiada, corresponden a metasedimentos pelítico-psamíticos con intercalaciones cuarcíticas, de metaareniscas feldespáticas, porfiroides y rocas calcosilicatadas, de edad Precámbrico superior-Cámbrico inferior, adscribibles al Complejo Esquisto-Grauváquico en el sentido amplio de CARRINGTON DA COSTA (1950), tramo denominado "Complejo del Alamo" por GARCÍA DE FIGUEROLA y FRANCO (1975), adscribible a la Serie Superior definida por ROBLES CASAS y ALVAREZ NAVA (1988) en el área de Las Hurdes - Ciudad Rodrigo o correlacionable con las formaciones Monterrubio y Aldeatejada del sur de Salamanca (DÍEZ BALDA, 1980, 1982 y 1986). Los ortogneises prehercínicos, que en otras áreas constituyen el basamento de las series metasedimentarias, tienen en esta Hoja una muy pobre representación cartográfica, al norte del área, aflorando gracias al encajamiento del Río Duero.

El metamorfismo se caracteriza por una distribución de las isogradas en bandas o cinturones claramente relacionados con megaestructuras tectónicas domáticas como el Domo del Tormes (GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974; LÓPEZ PLAZA Y CORRETGE, 1980; LÓPEZ PLAZA, 1982; GIL IBARGUCHI y MARTÍNEZ, 1982; MARTÍNEZ y ROLET, 1988, MARTÍNEZ *et al.*, 1988) o posteriormente denominado Domo Gneísico del Tormes (ESCUDER *et al.*, 1994 a y b, ESCUDER, 1995), que se extiende por esta Hoja y la adyacente de Fermoselle (Fig. 1), y que está referido estrictamente a una compleja estructura hercínica tardía definida por el trazado cartográfico concéntrico de la foliación metamórfica principal. La disposición de las isobaras indica además que las estructuras dómicas vienen a coincidir con domos térmicos.

El área enmarcada por los límites de la Hoja de Aldeadávila, pertenece a uno de estos cinturones denominado de "Vila Real-Moncorvo-Vitigudino" y en él son visibles, como en otros cinturones, relaciones de corte entre isobaras que indican un solapamiento entre eventos metamórficos distintos.

En el sector de Fuentes de Masueco-Masueco-Aldeadávila, los materiales han sufrido un metamorfismo regional de baja presión cuyo gradiente aumenta hacia el este, desde condiciones de la zona de la andalucita hasta condiciones migmatíticas. Este evento tectonometamórfico se superpone a otro anterior, de tipo Barroviense y condiciones epi- a mesozonales, totalmente obliterado en este sector.

Las rocas ígneas son de tipo granítico a excepción del macizo de rocas básicas e intermedias que aflora al suroeste del área. Se han distinguido, aparte de los ortogneises y leucogranitos prehercínicos, las siguientes unidades:

MAPA ESTRUCTURAL ESQUEMATICO DEL DOMO GNEISICO DEL TORMES

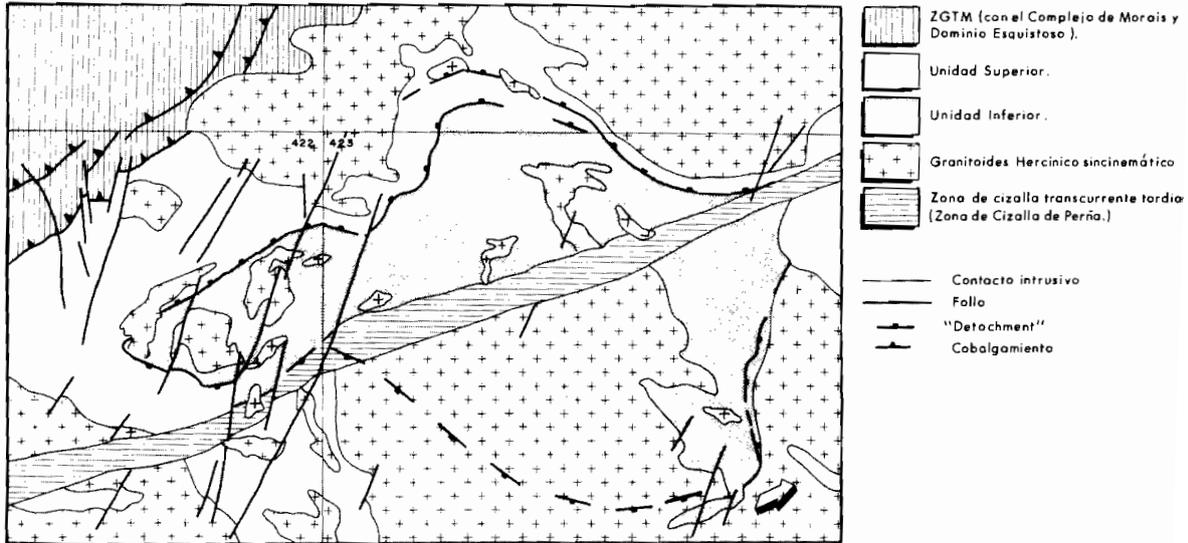


Fig. 1. Mapa estructural esquemático del Domo Gneísico del Torres (modificado de ESCUDER, 1995)

- Granito de dos micas porfídico de grano grueso (La Peña)
- Granito biotítico (\pm moscovita) porfídico de grano grueso (Presa de Aldeadávila de la Ribera)
- Leucogranitos de grano medio-fino (Cerro Garduño)
- Granito de dos micas porfídico de grano grueso (Mieza-Cabeza de Caballo)
- Rocas básicas e intermedias
- Granitos - Leucogranitos de dos micas de grano medio a fino (Fuentes de Masueco)
- Granito de dos micas con textura "Ala de Mosca" heterogranular de grano grueso y de grano medio-fino (La Zarza de Pumareda)
- Granito de dos micas de grano medio-fino (Milano)
- Granitos de dos micas con glándulas de FK y nódulos de cuarzo.

1.3. ANTECEDENTES

Los antecedentes geológicos sobre esta Hoja en particular son más bien escasos hasta hace pocos años. Desde los trabajos antiguos de GIL Y MAESTRE (1880) y MALLADA (1895) no se tiene conocimiento de ningún trabajo específico sobre ella hasta los de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974a, 1974b, 1977), GIL IBARGUCHI y MARTÍNEZ (1982), en donde este autor estudia los materiales graníticos y metamórficos de la parte occidental de la provincia de Salamanca y la parte suroccidental de la de Zamora. Junto con el trabajo de LÓPEZ PLAZA (1982) constituyen los únicos antecedentes concretos sobre esta zona.

El primero de estos autores distingue en los materiales metamórficos tres grupos de rocas que, de más modernas a más antiguas, son: 1) una sucesión pizarrosa con algunas cuarcitas, datada como Arenig, que reposa de manera discordante sobre los materiales infrayacentes; 2) una potente secuencia de esquistos, areniscas y niveles calcosilicatados que corresponden al CEG; y 3) una secuencia con gneises bandeados y glandulares (facies "Ollo de Sapo"), frecuentemente migmatizada y considerada de edad Precámbrico. Todas estas rocas han sufrido deformación y metamorfismo durante la Orogenia Hercínica. Una vez establecida la zonación metamórfica, este autor observa que en la zona de mayor grado (sill+fk) aparecen frecuentemente movilizados anatécitos, y que también en relación con las rocas de mayor grado existe una asociación kinzingítica (sill+fk+olig+biot+grte+cord) en la que el granate aparece como relicto, lo que le lleva a deducir la existencia de un metamorfismo anterior de más alta presión al que se le superpuso posteriormente otro de baja presión (Abukuma) que es el reconocible en el campo.

Con respecto a las rocas graníticas MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) distingue cuatro grupos principales con sus correspondientes subdivisiones:

- I. Granitoides calcoalcalinos, subdividibles en tres grupos que forman parte de la misma serie y que están intruidos por los del grupo II.
 - Ia. Cuarzodioritas, tonalitas y granodioritas
 - Ib. Granitos monzoníticos y granodioritas de megacristales.
 - Ic. Monzonitas y monzodioritas.

II. Granitos de tendencia alcalina, generalmente de dos micas, y relacionados con diatexitas y con el metamorfismo regional. En conjunto se consideran sintectónicos con la fase 3.

- Ila. Diatexitas y granitos más o menos homogéneos de origen diatexitico.
- IIb. Granito microporfídico subautóctono y productos palingenéticos intrusivos subautóctonos.
- IIc. Leucogranitos de dos micas en macizos alóctonos o intrusivos en diques dentro de los granitos anteriores.

III. Granitos monzoníticos fundamentalmente biotíticos intrusivos en los del grupo II.

IV. Pórfidos graníticos calcoalcalinos intrusivos en diques dentro del grupo II.

Los grupos III y IV los considera tardíos con respecto a las fases principales de deformación, mientras que el grupo II, en conjunto, lo considera sintectónico con la fase 3 y sinmetamórfico, y el grupo I sería sin a post fase 1 y pre fase 3.

El trabajo de LÓPEZ PLAZA (1982) está centrado en el estudio de la dinámica de los cuerpos graníticos, es decir, su emplazamiento, reología, estructura y deformación. Abarca una gran extensión de terreno desde la zona de Fuentes de Oñoro hasta la comarca de Sayago. Estudia la mitad oriental de la Hoja que nos ocupa, y establece una serie de correlaciones con los grupos definidos por MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) que permiten precisar que los granitos del grupo I son inmediatamente posteriores al estado álgido de la primera fase de deformación, los del grupo II son sincinemáticos con la fase 2 (de LÓPEZ PLAZA), y los de los grupos III y IV son sintectónicos con una fase tardía de compresión NE-SO y su intrusión se vio favorecida por una fracturación previa.

CARNICERO (1980, 1981) estudia una amplia zona situada al sur de la que nos ocupa y establece unas correlaciones para los grupos graníticos similares a las ya establecidas por LÓPEZ PLAZA (1982). Simultáneamente el Dpto. de Petrología de la Univ. de Salamanca (1980) publica una síntesis de los materiales plutónicos del centro-oeste español fundamentalmente basada en criterios geoquímicos, relegando las relaciones temporales con la deformación a un segundo plano.

Otros trabajos interesantes realizados unos kilómetros más al oeste, en Portugal, sobre materiales similares son los de SCHERMERHORN (1956) y OEN ING SOEN (1970) de carácter regional, y los de REAVY (1989) y REAVY *et al.*, (1991) Sobre el control estructural del metamorfismo y el magmatismo sintectónico (grupo II de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974b) y sobre las relaciones entre este magmatismo y el CEG como su posible protolito.

Los materiales cenozoicos que afloran en el área de estudio se encuadran dentro de la Cuenca del Duero, y más concretamente forman parte del borde O de la misma. A lo largo de este borde aflora una serie de edad Cretácico superior-Neógeno integrada mayoritariamente por depósitos siliciclásticos que, en líneas generales, constituyen el registro de ambientes aluviales en las cercanías de un borde de cuenca moderadamente activo.

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

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. MATERIALES HERCÍNICOS

En todo el ámbito de la Zona Centroibérica (JULIVERT *et al.*, 1972; FARIAS *et al.*, 1987) se pueden considerar dos conjuntos litológicos: uno inferior de edad preordovícica compuesto por ortogneises y metasedimentos, y otro superior de edad Ordovícico-Carbonífero Inferior, que descansa discordantemente sobre el anterior, el cual está constituido fundamentalmente por rocas siliciclásticas. Recientemente, en ambos conjuntos han sido distinguidos cuatro grandes megaciclos (AZOR *et al.*, 1992).

El *primer ciclo* comprende los materiales del Precámbrico Superior-Cámbrico. Los primeros depósitos de los que se posee registro son referibles a la sedimentación en una plataforma siliciclástica somera con episodios carbonatados (ARCHE *et al.*, 1977; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981). Durante el depósito existe una actividad volcánica importante (NAVIDAD y PEINADO, 1976) representada por niveles de porfiroides metavolcánicos que se sitúan en diferentes niveles de la serie y se produce, fundamentalmente, la intrusión de un gran volumen de granitos mayoritariamente porfídicos cuyas edades varían entre 618 y 540 Ma (LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1986-1987; WILDBERG *et al.*, 1989).

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

Además de este episodio magmático, hay otro posterior alrededor de los 470 Ma de naturaleza alcalina, que posiblemente esté relacionado con una fase distensiva preordovícica (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1987). No se han encontrado hasta el momento estructuras de deformación asociadas al primer episodio magmático; no obstante, su existencia se considera probable. Las Formaciones Capas de Mediana y Capas de Santa María situadas en los niveles altos de la serie del Complejo Esquisto-Grauváquico que aparece en el Sistema Central Español (ALVAREZ, 1982), descansan probablemente discordantes sobre los metasedimentos en los que intruyen los protolitos de los ortogneises. Esta discordancia (cadomiense?) sería correlacionable con la que se observa en la parte meridional de la ZCI y al S de Salamanca entre el Alcludiense Inferior y el Alcludiense Superior o Grupo Domo Extremeño y, según el caso, Grupos de Ibor y Valdelacasa (ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; ORTEGA *et al.*, 1988; DÍEZ BALDA *et al.*, 1991).

El *segundo ciclo* se inicia con el depósito de un conjunto de materiales discordantes sobre su sustrato. Esta discordancia corresponde a los movimientos sárdicos de LOTZE (1956) y ha

sido identificada en varios puntos de la ZCI (CAPOTE, 1972; GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; ÁLVAREZ, 1982; GONZÁLEZ LODEIRO *et al.*, 1982; BARRERA *et al.*, 1989), e incluso recientemente al O de Salamanca (Hoja de Villavieja de Yeltes, 476) en el marco del presente Proyecto Magna. A partir del Ordovícico Inferior tiene lugar la implantación de una extensa plataforma siliciclástica en la que localmente se depositan niveles volcánicos de edad Llanvirn-Llandeilo (PÉREZ-ESTAÚN, 1978).

Como consecuencia del juego de fallas normales activas relacionables a una tectónica extensional y la creación de nuevos relieves, inicialmente la sedimentación presenta variaciones importantes en espesores y facies. Las relaciones estratigráficas con el sustrato del Complejo Esquisto-Grauwáquico infrayacente son variadas: paraconformes, discordancias angulares y a menudo a través de una superficie de discontinuidad jalonada con brechas sinsedimentarias. Los ambientes sedimentarios son igualmente variados: aluviales, fluvio-deltaicos, fluvio-mareales y marinos someros, a menudo con componentes volcánicos procedentes del magmatismo asociado a fallas activas en el borde de la cuenca. A partir del Arenig la sedimentación se homogeneiza y la sedimentación en la plataforma pasa a estar dependiente principalmente de las variaciones eustáticas del nivel del mar, desde las que se reconocen varios ciclos.

En el Ordovícico Superior se depositan turbiditas (Formación Agüeira) interpretadas en relación al desarrollo de fallas asociadas con la extensión de un margen continental (PÉREZ-ESTAÚN y MARCOS, 1981). Recientemente, PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, (1990) proponen que esta tectónica extensional es activa en la parte oriental del Antiforme de Olo de Sapo desde el Ordovícico Inferior al Silúrico Inferior, estando a ella relacionados el volcanismo del Ordovícico Medio, los cambios de espesores y facies del Paleozoico Inferior y la laguna estratigráfica de amplitud variable observada entre estos materiales y los suprayacentes de edad Silúrica.

El *tercer ciclo* incluye el Silúrico y el Devónico Inferior. Se inicia con el depósito transgresivo de materiales detríticos en un medio de plataforma somera y es característica la presencia de facies sedimentarias euxínicas en el Silúrico Inferior. En el flanco occidental del Antiforme del "Olo de Sapo" y en el Sinforme de Alcañices se intercalan además materiales volcánicos cuya abundancia da cuenta de una intensa actividad relacionada con la persistencia y aceleración de la distensión cortical (VACAS y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987).

El *cuarto ciclo* está representado por los materiales del Devónico Superior-Carbonífero Inferior, que descansan discordantes sobre materiales del tercer ciclo en los núcleos de los sinclinales de Sil-Truchas y Sinforme de Alcañices (QUIROGA, 1982; ANTONA y MARTÍNEZ CATALÁN, 1990). Estos materiales corresponden a depósitos turbidíticos sinorogénicos semejantes a la Facies "Culm" (PÉREZ-ESTAÚN, 1974; y Formación San Vitero; QUIROGA, 1982), presentan una edad coincidente con los primeros movimientos de la Orogenia Hercínica, están afectados por todas las fases de deformación y presentan un metamorfismo en grado bajo (BARRERA *et al.*, 1989; ANTONA y MARTÍNEZ CATALÁN, 1990).

2.1.1. Litoestratigrafía

Desde un punto de vista estratigráfico, en la región estudiada pueden distinguirse dos conjuntos litológicos: un conjunto de orto y paragneises inferior y un conjunto de formaciones

siliciclásticas y volcanosedimentarias superior. La relación entre ambos conjuntos - gneises y metasedimentos suprayacentes- son los de un zócalo y su cobertera.

Pero, si además de las características litológicas de los materiales, se tiene en cuenta la evolución tectonotermal seguida por ellos durante los procesos tectónicos y metamórficos que afectaron este área, los materiales pueden subdividirse en dos unidades: una *Unidad Inferior* constituida por un conjunto infrayacente fundamentalmente ortogneísico y otro suprayacente constituido por materiales predominantemente metasedimentarios, y una *Unidad Superior*, en la que pueden distinguirse regionalmente un grupo azoico inferior y un grupo fosilífero superior (ESCUDER *et al.*, 1994 a y b; ESCUDER, 1995).

La relación entre ambas unidades es un contacto tectónico, que se establece en una potente zona de cizalla dúctil de bajo ángulo y escala cortical, desarrollada durante la deformación extensional a la que se superpone una tectónica tardía de "detachments" de bajo grado metamórfico, durante la cual la Unidad Superior sufre un desplazamiento hacia el SO.

2.1.1.1. *Unidad Inferior*

En la Unidad Inferior metamorfozada en condiciones de alto grado durante el metamorfismo hercínico, se pueden distinguir como se ha mencionado anteriormente, dos grandes conjuntos litológicos (Fig. 2): un conjunto infrayacente fundamentalmente ortogneísico y otro suprayacente constituido por materiales predominantemente metasedimentarios. El contacto entre los ortogneises y las rocas metasedimentarias es subparalelo a la estratificación, como indica la existencia de un horizonte ortocuarcítico-paranfíbolítico discontinuo justo encima del contacto. Por lo tanto, las relaciones entre ambos conjuntos, ortogneises y metasedimentos suprayacentes, se interpretan como las de un basamento y su cobertera sedimentaria, tal como se establecía la relación en función de las grandes pautas estratigráficas.

Gran parte del basamento de esta Unidad está constituido por ortogneises metagraníticos glandulares ("augengneises"), los cuales ocupan el área de afloramiento central y oriental de la Unidad Inferior. Son similares a los que constituyen el Complejo Gneísico de Miranda do Douro (RIBEIRO, 1974), donde han proporcionado una edad de 618 ± 9 Ma mediante el método U/Pb en circones (LANCELOT *et al.*, 1985). Estos ortogneises monocíclicos sólo están afectados por la deformación hercínica, por lo que constituyen un buen marcador litológico para separar la deformación hercínica de las hipotéticamente existentes estructuras prehercínicas. En los sectores estructuralmente más bajos de la Unidad Inferior donde decrece la intensidad de la deformación hercínica, se reconoce la textura ígnea original del protolito, consistente en un granitoide porfídico, isótropo y homogéneo, con megacristales idiomorfos de feldespato potásico. Estos ortogneises se asocian con la actividad magmática ligada a la Orogenia Cadomiense, con la que se relacionan también distintos tipos de ortogneises aflorantes en otros puntos del Macizo Ibérico (LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1986; WILDBERG *et al.*, 1989; SCHAFFER, 1993; VALVERDE-VAQUERO *et al.*, 1995).

Por debajo del horizonte ortocuarcítico-paranfíbolítico y asociados a los "augengneises" aparecen localmente gneises mesócratas heterogéneamente glandulares, gneises cuarzofel-

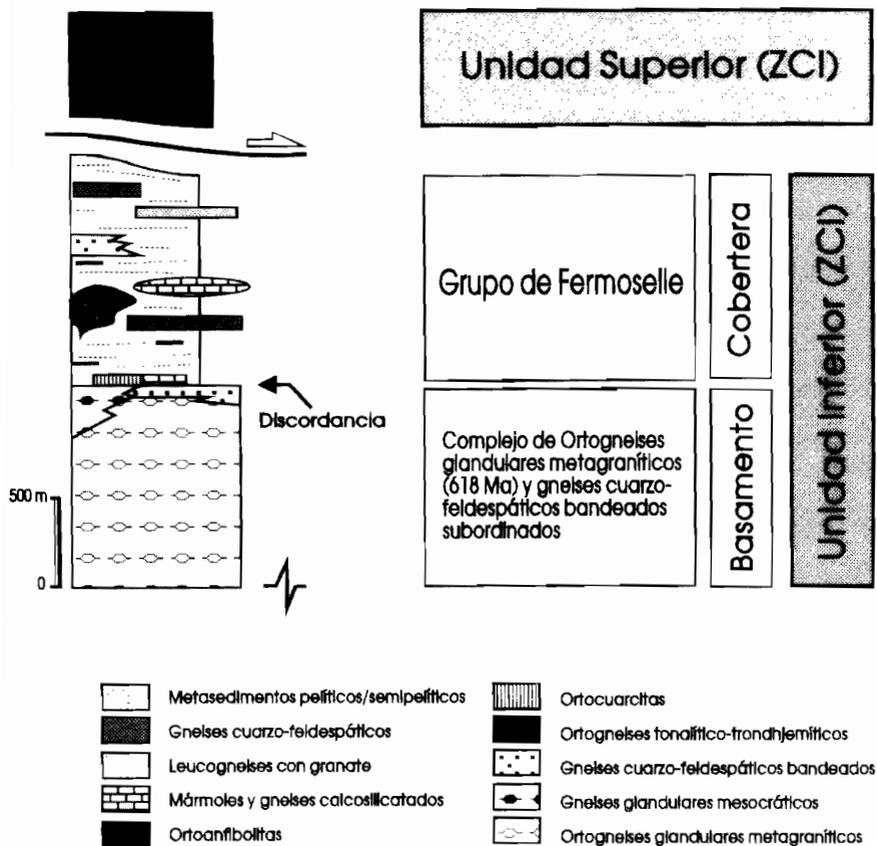


Fig. 2. Columna litoestratigráfica de la Unidad Inferior en el Domo Gneisico del Torres (ESCUDE, 1995)

despáticos, y escasos niveles de metagrauvascas ricas en feldespatos y metapelitas. Estos gneises policíclicos parecen representar el encajante donde intruyeron los protolitos de los ortogneises glandulares, como sugiere también la presencia de raros enclaves de las primeras litologías incluidos en la segundas, y cuya edad, dada la ausencia de datos geocronológicos, es pre 618 ± 9 Ma. En estas rocas no se han identificado eventos deformativos o metamórficos pre-hercínicos.

La cobertera de edad post 618 ± 9 Ma, probablemente Precámbrico Superior-Cámbrico inferior, es la denominada Grupo de Fermoselle. En la Hoja que nos ocupa, este grupo aparece sólo localmente representado en los sectores más profundos, como son la zona de El Rostro de Carponcio y en la de Ermita de Pereña. Este grupo está compuesto por una serie de paragneises pelíticos y semipelíticos en la que se intercalan tramos de metagrauvascas, gneises plagioclásicos y gneises cuarzo-feldespáticos bandeados, así como niveles lenticulares de mármoles calcíticos, metadolomías silíceas y gneises calcosilicatados. Estas rocas han sido afectadas por todas las fases deformativas hercínicas. En la base y frecuentemente directamente en contacto sobre los ortogneises glandulares, aparece un horizonte discontinuo constituido por ortocuarcitas blancas o paranfibolitas con gránate-hornblenda, sobre el que puede situarse un tramo de 10-15 m, de una alternancia de metaareniscas claras ricas en feldespato potásico y metapelitas. Hacia techo la sucesión es esencialmente metapelítica e intercala niveles lenticulares de leucogneises de grano medio-fino con gránate. En la serie intruyen ortoanfibolitas y un conjunto de ortogneises tonalítico-trondhjemíticos con gneises máficos subordinados.

Esta cobertera aparece generalmente superpuesta al basamento, pero también puede encontrarse como delgadas cuñas pinzadas entre las láminas cabalgantes de ortogneises del basamento y en el núcleo de grandes pliegues tumbados hercínicos. Debido a la deformación extensional y a que es truncada a bajo ángulo por el contacto tectónico con la Unidad Superior, su potencia estructural varía.

Aunque el grupo de Fermoselle y el grupo azoico inferior de la Unidad Superior pueden representar secuencias de un mismo ciclo sedimentario, en el que no se descarta la existencia interna de discordancias, las relaciones sedimentarias con la serie de la Unidad Superior, sin embargo se desconocen.

2.1.1.2. *Unidad Superior*

En la Unidad Superior se pueden distinguir dos grandes grupos litológicos separados por una discordancia angular generalizada: el grupo azoico inferior, o grupo del Duero, y el grupo fosilífero superior (Fig. 3). La litoestratigrafía de ambos grupos ha sido establecida en los trabajos de RIBEIRO (1974) y REBELO y ROMANO (1986). En OLIVEIRA *et al.* (1992) se establece una síntesis sobre la estratigrafía y la evolución paleogeográfica del Paleozoico inferior de Portugal.

De estos dos grupos, en el ámbito de la Hoja que nos ocupa, exclusivamente afloran los materiales que se corresponden con el grupo azoico inferior. Se trata de una serie muy

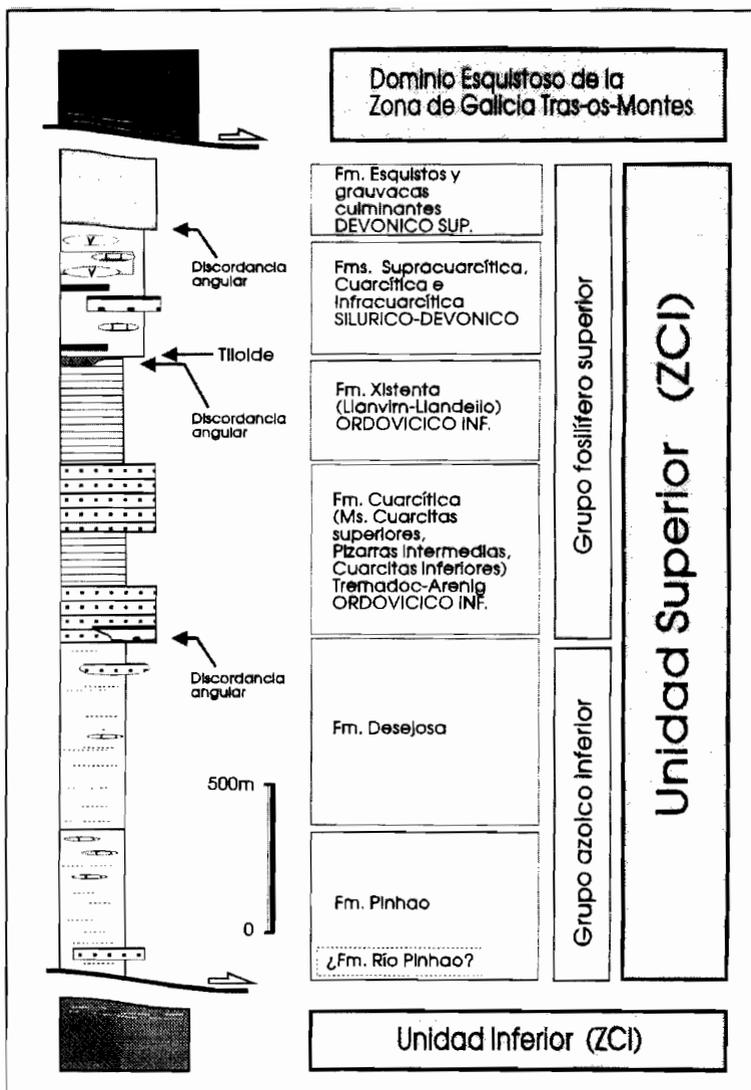


Fig. 3. Columna litoestratigráfica de la Unidad Superior en el Domo Gneisico del Torres (ESCUDE, 1995)

monótona y potente de características turbidíticas constituida por una alternancia, a menudo rítmica, de metapelitas y metasiltitas en la que es característica la ausencia de elementos volcánicos. Se corresponde con parte del Grupo del Duero (SCHERMERHORN, 1956; RIBEIRO, 1974) del Complejo Esquisto-Grauváquico de SOUSA (1983). Su litoestratigrafía está constituida de base a techo por tres unidades: Formación Pinhao, Formación Río Pinhao, y Formación Desejosa. Estas unidades no han podido ser separadas en la cartografía dada la complejidad estructural y la ausencia de buenos afloramientos de la serie completa. A ello hay que unir la presencia de límites difusos o transicionales entre unidades y la ausencia de tramos litológicos guía. No obstante, en las bandas de afloramientos al este de la Presa de Aldeadávila y en el sector de Aldeadávila-Masueco-Fuentes de Masueco, los metasedimentos pertenecen a las formaciones Pinhao y Desejosa. Tampoco se ha podido establecer la base del grupo, hacia la cual la presencia de tramos más cuarcíticos y metaareniscoso-grauváquicos deben representar la F. Río Pinhao. Esto es debido a la aparición en estas zonas estructuralmente más bajas de una mayor intensidad en la deformación D_2 . Dicha deformación está asociada a una zona de cizalla dúctil, inicialmente subhorizontal, de espesor kilométrico y movimiento normal, con "detachments" dúctil-frágiles de bajo ángulo sobreimpuestos, la cual lleva asociada un fuerte estiramiento de las capas afectadas y da lugar a una transposición de las relaciones estratigráficas, que rotan hasta paralelizarse con S_2 , pérdida de continuidad en los niveles por "boudinage" a todas las escalas y los caracteres sedimentológicos previos, a la vez que se transforman en tectonitas S, LS y L.

Formación Río Pinhao

Constituida por una alternancia de metagrauvas y metagrauvas cuarzosas con niveles de metapelitas grises, gris oscuras y verdes. Los paquetes metaareniscosos presentan espesores medios y gruesos (entre 20 cm y 2 m). Localmente presenta tramos de filitas grafitosas e intercalaciones lenticulares de microconglomerados con matriz calcosilicatada de potencia menor de 50 cm. Los niveles de rocas calcosilicatadas que presenta son oscuros y de pequeña potencia entre 1 y 3 cm.

Las estructuras sedimentarias que aún se reconocen en los niveles metaareniscosos de zonas con bajas tasas de deformación son características de depósitos turbidíticos. Las capas presentan una estructuración interna gradada con disminución hacia techo del tamaño de grano y de la energía del medio deducida desde las estructuras sedimentarias. Se observan bases erosivas irregulares, marcas de base y granoselección normal, así como "ripples" de corriente y laminación paralela a techo de los niveles. Localmente existe amalgamamiento de capas.

Sedimentológicamente esta formación está constituida por facies de turbiditas de granulometría gruesa, producto de la sedimentación de la carga de flujos gravitacionales altamente concentrados (Facies A a C; de MUTTI y RICCI LUCCHI, 1972 y 1975), las cuales constituyen a mayor escala lóbulos arenosos dentro de la parte deposicional no canalizada de un sistema deposicional turbidítico.

Esta formación suele ocupar el núcleo de estructuras anticlinales en las áreas de Torre de Moncorvo y Valla de Vilariça, en Portugal, sin que se conozca su base a causa de accidentes

sinsedimentarios. SOUSA (1983) estima espesores de 250 ± 100 m aunque SILVA (en REBELO y ROMANO, 1986) sugiere unos 650 m. En el ámbito S de la Hoja aparecen materiales asignables a esta formación en los afloramientos situados en la carretera de Hinojosa del Duero a Saucelle, así como a lo largo de una banda adosada al contacto N de los granitoides hercínicos del antiforme de Lumbrales, afectada por la "zona de cizalla de Moronta" (VILLAR *et al.*, 1992), ya en la Hoja de esta misma denominación. En la banda de metasedimentos de Encinasola-Villasbuenas y en los afloramientos próximos a la localidad de Cabeza de Caballo está representada en parte esta formación.

En esta unidad no se han encontrado restos fósiles y el paso a la siguiente formación es mediante un tránsito gradual.

Formación Pinhao

Potente serie constituida por pizarras cloríticas, con delgados niveles intercalados de meta-grauvacas cuarcíticas, cuarcitas impuras y rocas calcosilicatadas, las cuales llegan a ser localmente muy abundantes. Constituye una unidad lutítico-arenosa fina muy homogénea con un marcado carácter rítmico. Las estructuras sedimentarias que se observan en los delgados niveles arenosos son huellas de base, gradaciones poco marcadas y estructuras tractivas como "ripples" de corriente y laminación paralela.

Dichas estructuras unidas a los delgados espesores que presentan los niveles y las granulometrías finas son argumentos que permiten relacionar genéticamente a estos materiales como depositados desde corrientes turbidíticas diluidas (Facies D). Facies de turbiditas de grano fino y capas delgadas con una organización marcadamente rítmica son referibles a los depósitos de franja de lóbulo dentro de la parte deposicional más distal del sistema turbidítico.

SOUSA (1983) estima un espesor para la formación de 350 ± 50 m y SILVA (en REBELO y ROMANO) 500 ± 100 m. Ambos consideran un tránsito gradual a la formación superior.

En ella no han sido encontrados restos fósiles aunque en la región de Pinhao SOUSA y SEQUEIRA citan (en REBELO y ROMANO, 1986) la presencia de trazas fósiles a diferentes niveles estratigráficos.

Formación Desejosa

La unidad se caracteriza por una fina alternancia subcentimétrico-milimétrica de nivelillos metasiltíticos cuarzosos con metapelitas oscuras, de remarcable continuidad lateral y confiriendo a la roca un aspecto microbandeado. Localmente existen capas de meta-grauvacas y meta-grauvacas cuarzosas de potencias entre 10 y 25 cm que constituyen tramos de espesores métricos. Son frecuentes las intercalaciones centimétricas de rocas calcosilicatadas, a veces asociadas a los niveles metaareniscosos. Las estructuras sedimentarias son laminación paralela y fina y poco patentes gradaciones.

Sedimentológicamente está constituida por facies de turbiditas en capas milimétricas y de grano fino que alternan con la sedimentación pelítica por decantación normal de la cuenca (Facies D y E). Estas facies son relacionables a partes distales del sistema deposicional turbidítico como las de la anterior formación, en este caso quizá relativas a ámbitos sedimentarios a los que sólo llegan los aportes detríticos más finos y caracterizados por un predominio en el registro de la sedimentación lutítica propia de la cuenca.

SOUSA establece un espesor para esta formación de 250 ± 50 m y SILVA 600 ± 100 m. El paso a la unidad suprayacente es transicional.

Hacia su techo, esta formación ha proporcionado en las proximidades de la terminación occidental del sinclinal ordovícico de Moncorvo (en Acoreira) trilobites mal conservados que establecen una edad cámbrica (REBELO y ROMANO, 1986). Este hallazgo confirma la edad cámbrica para la parte superior del CXG, como fue sugerida por RIBEIRO (1974) e IGLESIAS y RIBEIRO (1981).

En conjunto, las relaciones que se observan en la evolución vertical de las facies sedimentarias apiladas parecen indicar una retrogradación del sistema deposicional turbidítico relacionada o a un ascenso global del nivel del mar, o a una disminución en los aportes, o a una disminución en la actividad tectónica, o a una combinación de todos ellos según ese signo.

SOUSA (1982) reconoce una unidad más situada en la parte más alta del Grupo do Douro que aunque no aparece en el sector de Vilvestre-Saucelle y en Torre de Moncorvo, sí está representada hacia el O en el Alto da Cota de la Sierra do Alvao. Se trata de la Formación Santo Domingo, constituida por grauvacas y conglomerados que parecen dar cuenta con la vuelta a la sedimentación gruesa de la colmatación de la cuenca de sedimentación ya en el tránsito Cámbrico-Ordovícico (OLIVEIRA *et al.*, 1992).

La edad del Complejo Esquisto-Grauváquico ha sido clásicamente considerada como Precámbrico-Cámbrica debido a su posición estratigráfica por debajo de la "cuarcita Armórica" de edad Ordovícico Inferior. Los restos fósiles encontrados en él son muy escasos, como los restos de "lingulella mayor" (RIBEIRO *et al.*, 1962; TEIXEIRA *et al.*, 1964) en la parte alta de la sucesión del Marao. Recientemente, la edad del Complejo Esquisto-Grauváquico se establece por la recolección de trilobites mal conservados hacia techo de la formación Desejosa en la región de Moncorvo, que sugieren una edad Cámbrica (REBELO y ROMANO, 1986) y de acritarcos del Proterozoico Superior en la región de Cáceres (PALACIOS, 1989).

El conjunto de la sucesión "flysch" del Complejo ha sido muy recientemente relacionada con el relleno de una cuenca de "foreland" que progradaría de S a N al final de la Orogenia Cadomiense (QUESADA, 1990; SAN JOSÉ *et al.*, 1990), o alternativamente, con la sedimentación en una cuenca de tipo aulacógeno bordeada por plataformas carbonatadas más someras en el Cámbrico, con fallas activas en los bordes con volcanismo asociado, como sugiere la repartición paleogeográfica de ciertas asociaciones faunísticas bentónicas (OLIVEIRA *et al.*, 1992).

2.2. TERCIARIO-CUATERNARIO

Los depósitos más recientes de la Hoja, correspondientes al Pleistoceno y Holoceno principalmente, son escasos y están reducidos a los cauces y algunas laderas, son de escaso espesor por lo general y presentan un control en base a la litología del área madre de la cual proceden los materiales erosionados y transportados.

2.2.1. **Glacis (21)**

Se diferencia un solo tipo de depósitos en los alrededores del pico de La Cabeza y en las cercanías del barranco de Santa Marina. Se caracteriza por la presencia de cantos de cuarzo y rocas metamórficas con tamaños de 2 a 10 cm. Todos los cantos tienen morfologías angulosas y la tonalidad general del depósito es ocre rojiza.

La edad de este depósito no queda bien determinada, por lo que correlacionándolo con los de la vecina Hoja de Vilvestre, hemos optado por localizarlo entre el Terciario y el Cuaternario.

2.2.2. **Coluviones (22)**

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

Los depósitos corresponden a zonas de aporte desarrolladas sobre materiales graníticos, metamórficos y filonianos, caracterizados por presentar fragmentos rocosos (bloques y cantos) angulosos y poco o nada transformados de la roca madre.

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

En cuanto a la edad de estos materiales es difícil de establecer y creemos que abarcan al menos buena parte del Holoceno.

2.2.3. **Aluvial (23)**

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

Litológicamente se caracterizan por estar formados por arenas cuarzo-feldespáticas, limos y cantos, estos últimos de tamaños variados. Son fundamentalmente de cuarzo, apareciendo también granitoides y fragmentos de rocas metamórficas. El tamaño de los cantos es variable y suele presentar una cierta clasificación, en el centro de los cauces aparecen tamaños que osci-

lan entre los 40 cm y los 4 cm, mientras en los bordes de los mismos los tamaños se reducen ligeramente oscilando entre los 25 cm y los 4-3 cm. En general los cantos aparecen redondeados, si bien los tamaños mayores de cuarzo presentan formas subangulosas frecuentemente.

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

2.2.4. **Aluvial-coluvial (24)**

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

2.2.5. **Canchales (25)**

Son depósitos asociados a los fuertes encajamientos de la red de drenaje y están formados casi exclusivamente por fragmentos líticos de gran tamaño (30 y 70 cm). La escasa fracción fina oscila en sus tamaños entre los 5 y 15 cm y pasa a recubrir parcialmente los huecos dejados entre los tamaños mayores. Su edad es Holocena.

3. **PETROLOGÍA**

3.1. **ROCAS IGNEAS**

3.1.1. **Macizo de "Fuentes de Masueco" (4)**

Se encuentra principalmente al SE de la Hoja, aflorando con una forma alargada según NO-SE, y continuándose por la Hoja de Vilvestre; aunque también aparece en pequeños afloramientos al norte, a lo largo del Duero. Los contactos N y E son intrusivos sobre metasedimentos, y hacia el O se encuentra intruido por el granito de La Zarza de Pumareda (granito de dos micas con textura "ala de mosca"). Aflora en bolos de pequeñas dimensiones dando berrocales, los cuales dan lugar a una topografía muy característica de relieves alomados. Presenta una foliación N 130°E/90° y se encuentra deformado por una estrecha zona de cizalla dextral según N 130°-140°E/70°SO, poco intensa. Le afectan importantes fracturas al NE (N 40°E) que desplazan los contactos, y existen otras fracturas de menor importancia, con direcciones N 150°-160°E.

El macizo está constituido por un granito-leucogranito de dos micas, con textura sacaroidea, no porfídico, equigranular muy homogéneo de grano medio-fino (1-3 mm). A escala de afloramiento

ramiento se caracteriza por presentar cuarzo con tamaños de 1-3 mm, feldespatos potásicos en la matriz, apareciendo algún fenocristal de 1-3 cm; biotita de 1-3 mm, muy fina, definiendo la foliación y la moscovita en secciones romboidales (2-3 mm) o como grandes placas xenomorfas de 10-15 mm, que suelen tener inclusiones de biotitas y de cuarzo.

Tiene enclaves migmatíticos, surmicáceo-biotíticos y suele mostrar schlieren biotíticos que se disponen según la foliación del granito. Los diques más frecuentes son pegmatíticos con direcciones N 10°E.

Al microscopio las texturas que pueden observarse son holocristalina, algo heterogranular de grano medio a medio-fino, con orientación deformativa. Los componentes esenciales son cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa, moscovita y biotita. Los accesorios más frecuentes son turmalina, agujas de rutilo (dentro del cuarzo), opacos, apatito, circón, sillimanita (muy, muy escasa, casi nula, dentro de la moscovita) y óxidos de Fe. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios se encuentran clorita, sericita, moscovita, rutilo sagenítico, y feldespatos potásicos.

El *cuarzo* se presenta en agregados policristalinos de formas globosas, con los cristales de hábito anhedral, con los contactos netos, a veces rectilíneos, presentando formas poligonales con puntos triples de unión, dando así criterios de recristalización. En general tiene extinción ondulante muy ligera, observándose fenómenos de poligonización. Como inclusiones tiene finas y pequeñas agujas de rutilo, circón, moscovita, plagioclasas, feldespatos potásicos, opacos.

Otros tipos de cuarzo que se pueden diferenciar de forma accesoria son:

- a) cuarzo asociado a moscovita, que forma intercrecimientos simplectíticos en los bordes. Otros cuarzos de formas redondeadas, se encuentran incluidos dentro de la moscovita.
- b) cuarzo mirmequítico muy escaso.
- c) cuarzo de forma redondeada incluido en feldespatos potásicos y plagioclasa (cuarzo goticular).

El *feldespatos potásico* se presenta como cristales individuales o como agregados de hábito anhedral, a veces con carácter intersticial. Se observa la macla de la microclina normalmente, siendo más rara la de tipo microclina-Carlsbad. Es muy poco o nada pertítico, siendo las pertitas de tipo "patch".

Como inclusiones tiene cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa, opacos, y circón. Presenta fenómenos de sericitización y sustituye de forma parcial a la plagioclasa.

Se puede observar feldespatos potásico secundario, muy escaso en este macizo y que procede a partir de la cloritización de la biotita, según la reacción descrita por CHAYES (1955), este feldespatos potásico se presenta en forma de husos dispuestos entre los planos de exfoliación (001).

La *plagioclasa* se encuentra como cristales aislados o como agregados de 2-4 individuos, de hábito anhedral a subhedral. Presenta la macla de la albita y el contenido en Anortita es de 0-10%, siendo con frecuencia albita pura.

Los procesos de alteración (sericitización y moscovitización) tienen una intensidad muy variable. Las moscovitas originadas por este proceso tienden a disponerse según los planos de macla de la albita (010) y según los planos de exfoliación (001). Como inclusiones tiene cuarzo, biotita, circón y apatito.

Otros tipos de albita de carácter tardío son:

- a) albita pertítica muy escasa, de tipo "patch".
- b) albita intergranular monocristalina desarrollada en la interfase entre cristales de feldespato potásico.
- c) albita mirmequítica (escasa).

La *biotita* se encuentra en cristales aislados, rara vez en agregados de 2-4 individuos, y presenta un hábito anhedral a subhedral. Su pleocroísmo varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Tiene inclusiones de opacos, apatito, cuarzo y circón, el cual desarrolla halos pleocroicos.

Presenta fenómenos de cloritización formándose como subproductos rutilo sagenítico y feldespato potásico principalmente. Otro proceso que sufre la biotita es la moscovitización, asociándose ambos minerales en continuidad óptica.

La *moscovita* se encuentra en mayor proporción que la biotita, con un tamaño de cristal de igual o mayor que la biotita. Presenta hábito anhedral o subhedral. Toda la moscovita es de carácter tardío y/o secundario, diferenciándose varios tipos:

- a) moscovita procedente de feldespatos.
- b) moscovita procedente de biotita, quedando restos de biotita en la moscovita y en continuidad óptica. A veces esta biotita se encuentra cloritizada, dando como subproducto feldespato potásico. Las grandes placas de moscovita suelen tener en sus bordes intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo.
- c) Moscovita asociada a sillimanita, esta última se encuentra dentro de las moscovitas, en forma de finas agujas (fibrolita).

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

Los minerales accesorios más característicos son: el *apatito* que se presenta en prismas bipiramidales o con formas redondeadas, estos últimos tienen inclusiones de circones. Se suele presentar como inclusiones en casi todos los minerales principales, al igual que el *circón*. Este último desarrolla halos pleocroicos en las biotitas y a veces en las moscovitas. La *turmalina* forma cristales de (2 mm) y tiene inclusiones de cuarzo y biotita.

Cuando el granito se encuentra afectado por la cizalla, se producen los siguientes cambios texturales:

- Reducción del tamaño de grano, en bandas, del cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa principalmente, adquiriendo otras veces formas sigmoidales.

- Las micas, principalmente la moscovita, se orientan y tienden a formar peces de micas, indicando el sentido del movimiento.

3.1.2. Leucogranito de dos micas (5)

Afloran al norte del área cartografiada, en los encajamientos del Río Duero, especialmente entre El Rostro y el Río de Las Uces. Se presentan intruyendo en el Complejo Esquisto-Grauváquico y son paraconcordantes con él, afectados por una foliación E-O y suavemente buzante al sur. Se trata de un leucogranito de dos micas, con textura sacaroidea, no porfídica, equigranular muy homogénea de grano medio-fino (1-3 mm). A escala de afloramiento el cuarzo presenta un tamaño de 1-3 mm, siendo posible encontrar nódulos de cuarzo blanco de 1-2 cm.; el feldespato potásico forma parte de la matriz, y puede observarse algún fenocristal de 1-3 cm; la biotita de 1-3 mm, es muy fina y se encuentra marcando la foliación; la moscovita se puede encontrar en secciones romboidales (2-3 mm) o como grandes placas xenomorfas de 10-15 mm, que suelen tener inclusiones de biotitas y de cuarzo.

Tiene enclaves migmatíticos, surmicáceo-biotíticos y suelen mostrar schlieren biotíticos que se disponen según la foliación del granito.

Las características petrográficas que muestra este leucogranito son, una textura holocristalina, algo heterogranular de grano medio a medio-fino con orientación deformativa. Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Como minerales accesorios hay turmalina, agujas de rutilo (dentro del cuarzo), opacos, apatito, circón, sillimanita (muy, muy escasa, casi nula, dentro de la moscovita) y óxidos de Fe. Dentro de los minerales de cristalización tardía y/o secundarios se encuentran clorita, sericita, moscovita, rutilo sagenítico y feldespato potásico.

El *cuarzo* principal se presenta en agregados de formas globosas, con cristales de hábito anhedral, y contactos netos, a veces rectilíneos que presentan puntos triples de unión. Tiene extinción ondulante muy ligera, observándose fenómenos de poligonización. Como inclusiones tiene agujas finas y pequeñas de rutilo, circón, moscovita, plagioclasas, feldespato potásico, y opacos.

Otros tipos de cuarzo accesorio que se pueden diferenciar son:

- a) cuarzo asociado a moscovita. Forma intercrecimientos simplectíticos en los bordes. Otros cuarzoes de formas redondeada, se encuentran incluidos dentro de la moscovita.
- b) cuarzo mirmequítico muy escaso.
- c) cuarzo de forma redondeada incluido en feldespato potásico y plagioclasa (cuarzo goticular).

El *feldespato potásico* se presenta como cristales individuales o como agregados de hábito anhedral, a veces con carácter intersticial. Presenta la macla de la microclina normalmente, siendo más rara la de tipo microclina-Carlsbad. Son muy poco o nada pertíticos, siendo las de tipo "patch" las más frecuentes.

Como inclusiones tiene cuarzo, biotitas, moscovitas, plagioclasa, opacos y circón. Presenta fenómenos de sericitización y sustituye de forma parcial a las plagioclasa.

Se puede observar un feldespato potásico secundario, muy escaso en este macizo y que procede a partir de la cloritización de la biotita, según la reacción descrita por CHAYES (1955), este feldespato potásico se presenta en forma de husos dispuestos entre los planos de exfoliación (001).

La *plagioclasa* se encuentra como cristales aislados o como agregados de 2-4 individuos, de hábito anhedral a subhedral, presenta la macla de la albita y el contenido en Anortita es de 0-10%.

Los procesos de alteración (sericitización y moscovitización) presentan una intensidad muy variable. Las moscovitas originadas por este proceso tienden a disponerse según los planos de macla de la albita (010) y según los planos de exfoliación (001). Como inclusiones tiene cuarzo, biotita, circón y apatito.

Otros tipos de albita de carácter tardío son:

- a) albita peritítica. Es muy escasa y del tipo "patch".
- b) albita intergranular, desarrollada en la interfase entre cristales de feldespato potásico, que suele ser monocristalina.
- c) albitización mirmequítica (escasa).

La *biotita* se encuentra en cristales aislados, rara vez en agregados de 2-4 individuos, presenta un hábito anhedral a subhedral, pleocroica que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Tiene inclusiones de opacos, apatitos, cuarzo y circones, estas últimas desarrollan halos pleocroicos.

Presenta fenómenos de cloritización dando como subproductos rutilo sagenítico y feldespato potásico principalmente. Otro proceso que sufre la biotita es la moscovitización, estando ambos minerales en continuidad óptica.

La *moscovita* se encuentra en mayor proporción que la biotita, con un tamaño de cristal de igual a mayor que la biotita. Presenta hábito anhedral o subhedral. Toda la moscovita es de carácter tardío y/o secundario, diferenciándose varios tipos:

- a) moscovita procedente de feldespatos.
- b) moscovita procedente de biotita, quedando restos de biotita en la moscovita y en continuidad óptica. A veces esta biotita se encuentra cloritizada, dando como subproducto feldespato potásico. Las grandes placas de moscovita suelen tener en sus bordes intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo.
- c) Moscovita asociada a sillimanita, esta última se encuentra casualmente dentro de las moscovitas, en forma de finas agujas (fibrolita).

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

Los minerales accesorios más característicos son: el *apatito* que se presenta en prismas bipiramidales o con formas redondeadas. Estos últimos tienen inclusiones de circones. Se suele presentar como inclusión en casi todos los minerales principales, al igual que el *circón*, desarrollando halos pleocroicos en las biotitas y a veces en la moscovitas. Otro mineral accesorio es la *turmalina*, que se presenta con inclusiones de cuarzo y biotita.

3.1.3. Macizo de “La Peña” (6)

Este macizo se encuentra situado al SE de la Hoja, continuándose por las Hojas de Vilvestre (449) hacia el sur y hacia el E y SE por las Hojas de Fermoselle (423) y Vitigudino (450). Asimismo se pueden observar otros dos masas cartografiadas situadas una al sur del cerro Cueto (743 m) y otra más pequeña y más al sur, en el Regato de Valdevoya. También se pueden observar en toda la parte E de la Hoja pequeñas masas no cartografiadas de este mismo granito y que afloran en lajas sin resalte topográfico. En general, aflora muy mal debido a que presenta una fuerte alteración y cuando lo hace es en pequeños afloramientos, con pequeños bolos redondeados y lajas a ras de suelo que no llegan a dar berrocales. Este macizo se encuentra rodeado tanto al N como al SO por materiales migmatíticos.

Las características que presenta a escala de afloramiento son: el macizo está formado por un granito de grano medio a grueso, biotítico (\pm moscovita), porfídico, con el cuarzo de 2-3 mm, la biotita es de 2-3 mm principalmente, siendo la moscovita escasa, aunque puede variar su contenido de unas zonas a otras. El carácter porfídico está definido por la existencia de fenocristales de feldespato potásico de 2-3 cm. Todo el macizo presenta una foliación marcada por la biotita y por los fenocristales de feldespato potásico según N 120°-130°E y que hacia el O pasa a tener direcciones norteadas según N 145-170°E/45-50°SO, es en esta zona donde se pueden apreciar pequeñas estructuras S-C con criterio dextro. Esta textura orientada desaparece de forma gradual de algunas zonas, pasando a presentar el granito una textura recristalizada y es donde suele ser más abundante el contenido en moscovita.

El granito presenta schlieren biotíticos orientados según N 125°E. Los enclaves que contienen son surmicáceos-biotíticos. Los diques son principalmente pegmatíticos, los cuales son abundantes en la parte oeste del macizo, presentan una dirección de N 155°E.

Hacia el E de la localidad de La Peña, llama la atención el “inselberg”, formado por una episenita de color rosa anaranjado, destacando su elevación sobre la penillanura de la zona.

Texturalmente se trata de un granito heterogranular hipidiomorfo, de grano grueso, con cierto carácter porfídico determinado por la presencia de megacristales de feldespato potásico de pequeño tamaño (1,5 cm).

Los constituyentes principales son cuarzo, plagioclasa (oligoclasa ácida), feldespato potásico y biotita. Los minerales accesorios más frecuentes son moscovita, sillimanita, opacos, circón, apatito, ¿cordierita pinnitizada? y andalucita. Dentro de los minerales de cristalización tardía y/o secundarios se encuentran rutilo, clorita y sericita.

El *cuarzo* principal forma cristales alotriomorfos que pueden estar divididos en subgranos, presentando extinción ondulante. También puede encontrarse formando parte de granos policristalinos. Puede contener inclusiones de biotita, sillimanita, apatito y plagioclasa, y a su vez puede estar incluido en feldespato potásico y en menor proporción en plagioclasa. Estas inclusiones tienen con frecuencia formas subredondeadas a ameboides. También se encuentra formando parte de intercrecimientos simplectíticos y mirmequíticos con la moscovita y la plagioclasa. El crecimiento de moscovita y cuarzo en simplectitas que corroen al feldespato potásico parece ligado a una reacción retrogranulítica del tipo $Sill + Kfs + H_2O \rightarrow Ms + Q$.

La *plagioclasa* forma cristales de tamaño variable con hábito anhedral. Sólo se observa en contados casos una débil zonación concéntrica difusa (sobre todo en los cristales incluidos en feldespato potásico) y tienen maclado polisintético o complejo, variablemente definido, dependiendo de los individuos. Presentan una sericitización irregular, que a veces se produce a favor de fisuras cristalinas, y pueden contener inclusiones de biotita, sillimanita, cordierita, andalucita, cuarzo, circón y apatito. Otro tipo de plagioclasa se encuentra formando parte de intercrecimientos mirmequíticos lobulados, en contactos entre cristales de plagioclasa y feldespato potásico y sobre todo en los límites entre distintos cristales de feldespato potásico.

También se encuentra plagioclasa en forma de pequeñas inclusiones subidiomorfas en los cristales de feldespato potásico y formando parte de las pertitas.

El *feldespato potásico* se encuentra principalmente en forma de pequeños megacristales subidiomorfos que tienen sus límites engranados con el resto de los minerales. Pueden presentar maclas de "Carlsbad" y ocasionalmente se observa maclación en enrejado mal definida. Puede contener inclusiones de todos los minerales primarios, siendo las más comunes las de pequeños cristales de plagioclasa. Es netamente peritítico, con pertitas de tipo "film" o "vein". También se encuentra como cristales menores alotriomorfos y con carácter muy restringido como producto de la cloritización de biotita. Ocasionalmente puede formar parches irregulares de sustitución sobre la plagioclasa.

La *biotita* forma cristales pequeños de idiomorfismo variable (subidiomorfos a irregulares). Tienen color que varía de castaño rojizo intenso a amarillento claro y puede encontrarse como cristales aislados o en forma de grupos de pocos individuos.

Contiene frecuentemente inclusiones idiomorfos a subidiomorfos de apatito y de circón. Estas últimas son con frecuencia muy pequeñas y producen un intenso moteado pleocroico negruzco sobre ella.

Con frecuencia está afectada por moscovitización, que suele ser más intensa en los bordes, con carácter irregular. También se observan en algunos casos crecimientos de sillimanita fibrolítica que corroen a la biotita.

La *sillimanita* se encuentra en forma de haces fibrolíticos pequeños o como acículas o prismas finos, agrupados o dispersos, a veces en cordones plegados en torno a otro mineral (biotita). Puede estar incluida en el feldespato potásico, plagioclasa y en menor proporción

en el cuarzo, y puede también aparecer como crecimientos sobre la biotita. Con carácter generalizado, se producen importantes moscovitizaciones sobre ella.

La *andalucita* es escasa y aparece en forma de pequeños cristales alotriomorfos a subidiomorfos que están incluidos en plagioclasa y feldespato potásico, rodeados de una fina película de moscovita. Aunque en un caso se encuentra incluida en plagioclasa junto con sillimanita, su relación con ella no puede determinarse. Puede tener pleocroismo rosáceo tenue.

La *cordierita* es escasa y aparece en forma de pequeños cristales subredondeados, completamente alterados a clorita y moscovita, que pueden estar incluidos en plagioclasa y en feldespato potásico.

La *moscovita* siempre se encuentra en cristales irregulares de crecimiento tardi- a postmagmático a partir de otros minerales, principalmente de biotita, sillimanita y feldespato potásico. Sus hábitos son muy variables, desde variedades fibroso-radiadas a placas cristalinas mejor individualizadas, que pueden contener restos de los minerales de los que procede.

En cuanto a los restantes minerales accesorios, el más común es el *apatito*, que forma cristales prismáticos pequeños y gruesos o subredondeados, y puede tener inclusiones de circón ocasionalmente. Suele estar incluido en biotita o asociado a ella, aunque puede estar disperso e incluido en cualquier otro mineral.

El *circón* forma cristales prismáticos muy pequeños, a veces prácticamente invisibles, que suelen estar incluidos en biotita, en la que generan un intenso punteado pleocroico negruzco.

Los *minerales opacos* son escasos y pueden encontrarse dispersos o en las zonas de desestabilización de la biotita. Tienen hábitos que varían de alotriomorfos a prismáticos subidiomorfos.

3.1.4. **Macizo de Milano (7)**

El macizo de Milano se sitúa en el sur de la Hoja, continuándose por la vecina Hoja de Vilvestre. Al N y O su contacto es intrusivo en los materiales metamórficos (corneanas). Al S y E está en contacto con el granito de grano medio a grueso y textura "Ala de Mosca" del Macizo de La Zarza de Pumareda. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) incluye a este macizo dentro de la serie de tendencia alcalina, en leucogranitos y granitos de dos micas (grupo II), en la facies rica en moscovita, de grano medio y fino.

Aflora, en general, en lajas a ras de suelo, rara vez en bolos de pequeñas dimensiones, que dan lugar a pequeños berrocales que en topografía se refleja en un relieve alomado. Cuando aflora en lajas presenta un fuerte diaclasado horizontal, apreciándose muy bien en los alrededores de Milano. En la Hoja de Vilvestre todo el macizo presenta una foliación según N 120°-130°E marcada por la biotita (de tamaño pequeño y fina), que es concordante con las estructuras de la zona, considerando a este macizo como sin-fase III. La parte sur del macizo está afectada por una banda de cizalla sinistra de dirección N 130°E/50°SO, con un movi-

miento sinistro. Las fracturas que lo afectan, poco importantes, son N-S o al NE, a través de las cuales discurre la red fluvial.

El macizo está formado por un granito-leucogranito de dos micas, no porfídico, de grano medio-fino.

La textura que presenta a escala de afloramiento es de tipo equigranular, muy homogénea, con cristales de *cuarzo* de 1-3 mm; el *feldespato potásico* no está bien individualizado, y es frecuente encontrarlo como matriz, sólo ocasionalmente se observan fenocristales de 1-3 cm; la *biotita* se presenta con 1-3- mm, muy fina, a veces se observa alguna biotita de 4-5 mm; la *moscovita* se puede encontrar como grandes placas xenomorfas de 5-10 mm, que suele formar orlas sobre la biotita y tener pequeñas inclusiones de cuarzo o como moscovita romboidales de 2-4 mm.

El granito presenta pocos enclaves, siendo siempre surmicáceos-biotíticos, con un tamaño menor de 3 cm.

Los diques que se encuentran son pegmatitas con direcciones N 15°E y E-O.

A escala microscópica la textura de este granitoide es holocristalina, heterogranular de grano medio a medio-fino, con orientación deformativa marcada por las micas. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios hay opacos, apatito, circones (metamícticos), y turmalina (muy escasa y pequeña). Dentro de los minerales de cristalización tardía y/o secundarios se pueden observar, clorita, sericita, feldespato potásico secundario, moscovita y rutilo sagenítico.

El *cuarzo* se presenta en cristales individuales o en agregados con hábito xenomorfo. Cuando lo hace en agregados, normalmente los cristales tienen formas globosas, y anhedrales con contactos entre granos de forma variable, a veces suturados, o a veces con bordes rectilíneos y puntos triples de unión. El cuarzo presenta extinción ondulante y fenómenos de poligonización, dando lugar a la formación de subgranos.

El cuarzo presenta inclusiones de agujas de rutilo, circón, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico, y opacos.

Otros tipos de cuarzo de carácter tardío que se pueden diferenciar son:

- a) cuarzo asociado con moscovitas tardías, el cual se encuentra formando crecimientos simplectíticos en los bordes de los cristales.
- b) cuarzo mirmequítico, desarrollado en aquellas plagioclasas que están en contacto con feldespato potásico. Es muy escaso.
- c) cuarzo de forma redondeada, incluido en el feldespato potásico, denominado cuarzo goticular o "drop-like".

El *feldespato potásico* se presenta como cristales aislados o agregados de hábitos anhedrales en la mesostasis y muy raramente como fenocristales de hábito subhedral. A veces es de

carácter intersticial. Suele estar maclado según Carlsbad y microclima. Los escasos fenocristales de feldespato potásico presentan texturas pertíticas, del tipo "vein pertite" y "patch".

Los cristales de feldespato potásico de la mesostasis presentan inclusiones de cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa, apatito, circón y turmalina. En aquellas zonas donde el granito presenta un tamaño de grano, medio-fino, tanto el cuarzo como el feldespato potásico muestran claramente texturas de recristalización (tardías), dando lugar a formas poligonales con bordes rectos y puntos triples de unión entre los granos. Los escasos fenocristales existentes, de 1-2 cm, son muy ricos en inclusiones de cuarzo, moscovita y plagioclasa, los cuales se encuentran paralelos a los bordes de los cristales, dando así una disposición tipo "frasl". Otras inclusiones más escasas son biotita y apatito.

Es bastante frecuente observar feldespato potásico con un carácter blástico-tardío, el cual sustituye o reemplaza parcialmente a la plagioclasa. Este feldespato potásico se observa, a veces, como un núcleo de forma irregular en el centro de la plagioclasa o bien como pequeñas coronas-bordes externos, o una combinación de ambas. "Este fenómeno se puede considerar como una potasificación de la roca, fenómeno muy frecuente en todos los granitos de dos micas de la zona".

Otro tipo de feldespato potásico que se puede diferenciar, está en pequeñas cantidades y de origen secundario, es el que procede de procesos de cloritización de la biotita.

Este feldespato potásico se presenta en forma de husos, dispuesto en los planos de exfoliación de las biotitas y de la clorita, planos (001).

La *plagioclasa* se encuentra como cristales aislados normalmente, aunque también es frecuente encontrarla en agregados, de hábito anhedral generalmente, observándose cristales subhedrales. Están maclados según la ley de la albita. El contenido en Anortita varía de 0-10%.

Los procesos de alteración son muy variables en intensidad, siendo la sericitización muy escasa, afectando principalmente a la parte central del cristal. Otro proceso es la moscovitización.

Las inclusiones que tiene la plagioclasa son de cuarzo, moscovita, biotita, a veces apatito y plagioclasa de tamaño muy pequeño.

Otro tipo de plagioclasas, de menor tamaño, son las que se encuentran incluidas en los escasos fenocristales de feldespato potásico, de hábito subidiomorfo.

Por último, se puede diferenciar una albita secundaria desarrollada por albitización post-magmática en los procesos de pertitización, en los fenocristales de feldespato potásico, dando lugar a las texturas de "vein pertite" y de "patch". A veces se observa como las plagioclasas están corroidas por el cuarzo.

La *biotita* se encuentra generalmente en cristales aislados, a veces en agregados de dos a tres cristales, con un tamaño muy variable. Es de hábito anhedral, a veces subhedral.

Presenta un pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Presenta inclusiones de opacos, circones y apatitos. Es muy frecuente observar halos pleocroicos desarrollados por los circones o por otros minerales radiactivos no identificables.

La cloritización de la biotita varía en intensidad de unas muestras a otras, estando parcial o totalmente transformada a clorita, dando subproductos como el rutilo sagenítico, feldespato potásico en forma de husos y dispuesto según los planos de exfoliación.

Otro proceso que sufre la biotita, y de mucha mayor importancia es la moscovitización, mediante el cual se produce una sustitución parcial, a veces completa de la biotita por la moscovita, creciendo en continuidad cristalográfica con ella. Así es frecuente observar grandes cristales de moscovita con pequeños restos de biotita en su interior, y al mismo tipo de inclusiones de la biotita (apatitos y circones).

La *moscovita* se encuentra en mayor o igual proporción que la biotita, con un tamaño de los cristales muy variable, pero casi siempre de mayor tamaño que la biotita. Presenta hábitos anhedral-subhedral. Casi siempre está asociada a la biotita a la cual engloba y sustituye de forma parcial o total creciendo en continuidad óptica, y mostrando así un carácter claramente tardío, dando lugar a una moscovita tardía.

Otro tipo de moscovita se desarrolla a partir de los feldespatos en pequeños y finos cristales, o bien en grandes cristales de carácter blástico.

Los cristales de moscovita de mayor tamaño presentan intercrecimientos con cuarzo en los bordes, dando lugar a una textura simplectítica. En algunas muestras, estas moscovitas tienen en su interior un agregado de pequeñas agujas de sillimanita.

Como inclusiones presenta cuarzo, apatito, circón, sillimanita, opacos. A veces los circones desarrollan halos pleocroicos.

Los minerales accesorios más característicos son: el *apatito*, que se presenta en pequeños cristales aciculares, secciones hexagonales, o bien en cristales xenomorfos. Estos últimos suelen tener inclusiones de circones y pueden estar como cristales individuales; por lo general se presentan como inclusiones de casi todos los constituyentes de la roca. El *circón* se presenta como inclusión de todos los minerales principales de la roca, con formas aciculares o bipiramidales, y desarrollando halos pleocroicos en la biotita.

3.1.5. Rocas básicas-intermedias (8)

Los afloramientos de rocas básicas-intermedias dentro de esta Hoja geológica sólo se encuentran en la esquina SO, pero se cree conveniente describir en conjunto todas las rocas de este tipo que afloran tanto en esta Hoja de Aldeadávila de la Ribera (422) como en la Hoja situada al S, Vilvestre (449). MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) incluye este tipo de rocas en el grupo Ic, formado por monzonitas y monzodioritas.

En general, los afloramientos se encuentran situados a lo largo de una banda que une las localidades de Mieza con Valderrodrigo, con una dirección N 130°E, encontrándose en tres zonas o afloramientos, que de NO a SE son Mieza, Cerezal de Peñahorcada y Valderrodrigo, este último afloramiento se encuentra entre las Hojas de Vilvestre y Vitigudino. Los afloramientos de Mieza están incluidos en un granito de grano grueso, de dos micas, porfídico en el N y E, en cambio hacia el S se encuentra un granito de grano medio, de dos micas con textura "ala de mosca" que intruye al granito porfídico y a las rocas básicas-intermedias. Los afloramientos de Cerezal de Peñahorcada situados al SE de los anteriores, están incluidos en granitos de dos micas (Macizo de Barruecopardo y Macizo de granito inhomogéneo), su contacto norte está definido por un dique de cuarzo. Por último, los afloramientos de Valderrodrigo situados al SE de dicha banda, se encuentran incluidos en un granito idéntico al del primer afloramiento, en la denominada facies de Cabeza de Caballo.

Los contactos de estas rocas con los granitos que las incluyen rara vez se observan, sin embargo es frecuente encontrar enclaves de estas rocas en dichos granitos, siendo más abundantes más cerca de la masa principal. También son más abundantes en los granitos pertenecientes al macizo de Mieza-Cabeza de Caballo.

A escala de afloramiento la roca tiene las siguientes características: su color es oscuro (gris), a veces con tonos verdes, y tiene un tamaño de grano fino-medio (1-3 mm); a veces se pueden observar biotitas de hasta 5 mm. Dentro de la roca es frecuente encontrar fenocristales de feldespato potásico así como texturas ocelares de las cuales en el campo se pueden diferenciar cuatro tipos:

- a) Fenocristales de feldespato potásico de 1-4 cm rodeados por una corona de color verde formada principalmente por anfíbol, con cristales de color rojo de esfena.
- b) Ocelos compuestos por un núcleo de cuarzo (3-5 mm) de color blanco-rosado con una fina corona de color oscuro formada por anfíbol.
- c) Ocelos con un núcleo de color oscuro compuesto por anfíbol + esfena + epidota y con una corona de color blanco de feldespato.
- d) Ocelos formados por un núcleo de cuarzo+feldespato potásico con una corona de máficos.

Al NO de Valderrodrigo (X= 707.700; Y= 4.550.650) se encuentra un afloramiento, en donde la roca tiene un carácter marcadamente básico, sin ninguna de las texturas descritas anteriormente, con un tamaño de grano medio, color verde oscuro. En ella se puede diferenciar a simple vista anfíbol y piroxeno, esfena, biotita y feldespato. Esta roca será descrita de forma separada del resto de las rocas de este grupo y no presenta ningún tipo de orientación.

Estas rocas, salvo la mencionada anteriormente, presentan una foliación general según N 110°-130°E, marcada principalmente por la biotita, esta orientación puede ser debida al desarrollo en dicha zona de bandas de cizallas (ver mapa geológico).

La textura global de la roca es holocristalina, equigranular de grano medio-fino (1-3 mm), aunque se encuentran variedades con tendencia porfídica, con fenocristales de feldespato y tipos ocelares. Presentan orientación deformativa.

La mineralogía principal está compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, piroxeno, anfíbol, biotita y cuarzo. Los minerales accesorios son apatito, allanita, epidota, esfena, opacos, óxidos de Fe y circón. Como minerales de origen secundario hay sericita, moscovita, clorita, esfena secundaria, epidota-clinozoisita y carbonatos.

Dentro del *cuarzo* se pueden diferenciar varios tipos según el tamaño, disposición y texturas, los cuales son:

- a) Cuarzo de carácter común que forma parte de la mesostasis. Se presenta en pequeños cristales sin apenas extinción ondulante y tiende a dar formas poligonales con bordes rectos y puntos triples de unión, indicando así texturas de recristalización. Es muy pobre en inclusiones, siendo estas casi exclusivamente de apatitos con formas aciculares.
- b) Cuarzo mirmequítico; desarrollado sobre plagioclasas que han sufrido un recrecimiento tardío y que están en contacto con otros cristales de feldespato potásico.
- c) Cuarzo goticular ("drop like"). Este tipo de cuarzo se presenta como pequeñas inclusiones en los anfíboles, tiene forma redondeada-goticular o cuneiforme. Dentro de este tipo se podrían diferenciar dos subtipos, uno de ellos estaría relacionado con procesos de sustitución de piroxeno por anfíbol y el otro estaría relacionado con la transformación de anfíbol a biotita.
- d) Cuarzo que está definiendo la "textura ocelar". Se encuentra en el núcleo de los ocelos y casi siempre es monocristalino, a veces los ocelos están formados por dos cristales. Está rodeado primero por una corona de feldespato potásico y más externamente por otra corona de anfíbol, aunque lo más normal es que la corona externa esté formada por feldespato potásico + anfíbol. Según BARRIERE (1977), la cristalización de los ocelos es centripeta, siendo el anfíbol el primer mineral en formarse y el último sería el cuarzo, que formaría el núcleo. Dentro de la orla externa, se puede apreciar otros minerales de forma accesoria como allanita y plagioclasa.

El *feldespato potásico* tiene un carácter intersticial, con hábito anhedral. Al observar las láminas con nícoles cruzados se observa como estas masas irregulares están formadas por una asociación de cristales, que entre ellos tienden a presentar formas poligonales con bordes rectos, siendo muy frecuente observar puntos triples de unión. Este tipo de textura nos puede indicar procesos de recristalización dentro de la roca, lo cual está apoyado por las texturas presentadas por el cuarzo. Como inclusiones tiene apatito como más frecuente. Menos frecuentes son las inclusiones de biotita, plagioclasa y anfíbol.

Se puede diferenciar un segundo tipo de feldespato potásico de origen secundario, que es muy escaso y procede de la de la biotita. Se presenta con forma de husos entre los planos de exfoliación (001).

La *plagioclasa* se presenta en cristales individuales o en agregados de varios cristales, con hábito subhedral a euhedral que llegan a formar grupos de 2-3 mm. Tiene la macla de la albita y albita-Carlsbad y es frecuente observar plagioclasas con texturas zonadas. La composición más frecuente es de An_{25-27} para los bordes y An_{35-37} para los núcleos. Presenta procesos de alteración, los cuales se producen en la parte central de los cristales, con for-

mación de sericita, pequeñas placas de moscovita, y epidota-clinozoisita. Estos últimos minerales se presentan en cristales anhedrales y casi siempre hacia el núcleo de la plagioclasa.

Es poco frecuente observar procesos de sustitución de plagioclasas por feldespato potásico, encontrándose este último con formas irregulares en las partes centrales de las plagioclasas. Sin embargo se observa cómo los cristales de hábito subhedral-euhedral han sufrido procesos de recrecimiento tardíos, con formas redondeadas, y lóbulos que se encuentran corroyendo al feldespato potásico. Es sobre estas zonas de recrecimiento donde se desarrollan las texturas mirmequíticas.

Las inclusiones más frecuentes son de apatito, aunque también tiene pequeñas biotitas.

El *piroxeno* se ha encontrado en varias láminas, pertenecientes a rocas de aspecto granudo y con tonos verdes. Se presenta en cristales con hábitos euhedrales-subhedrales, con alto relieve, incoloro y en nícoles cruzados con colores de interferencia bajos de primer orden en secciones perpendiculares a (001), también presenta colores de interferencia más altos como amarillos, rosas y azules. Los cristales pueden presentar maclas.

Es muy frecuente ver como los cristales de piroxeno están pasando a un anfíbol de color verde (hornblenda). Como inclusiones tiene apatito y pequeñas biotitas.

Estas rocas con piroxeno (Augita-diópsido), presentan un carácter mucho más básico que el resto, siendo todas ellas muy ricas en feldespato potásico.

El *anfíbol* es hornblenda de color verde, con un pleocroísmo que varía de verde botella-verde oliva-verde amarillento. Se presenta en agregados (3-5 mm) de gran número de cristales con formas redondeadas y a veces rectangulares; menos frecuente es que se presente en cristales aislados. Tiene hábito subhedral o con formas poligonales dentro de los agregados.

Se observan procesos de transformación de anfíbol a biotita. Cuando se presenta el anfíbol en agregados, se puede ver como éstos tienen una corona irregular, no completa, de biotita. A favor de este proceso, se forma un tipo de cuarzo goticular, descrito anteriormente y que se puede producir como un subproducto de esta transformación. Según BARRIERE (1977) y CUESTA (1991) esto se puede producir de acuerdo con la siguiente reacción:



Otros anfíboles contienen el mismo tipo de cuarzo goticular, sin que estos anfíboles tengan relación alguna con la biotita, por lo que se puede deducir que estos anfíboles proceden posiblemente de los piroxenos.

Como inclusiones tiene principalmente apatito y allanita. Este último mineral incluido total o parcialmente, desarrolla halos pleocroicos sobre el anfíbol.

La *biotita* forma cristales aislados o más frecuentemente agregados de gran número de individuos, con hábito subhedral y a veces en secciones euhedrales. Se puede diferenciar dos tipos de pleocroismo:

- a) Ng, Nm —marrón verdoso, marrón rojizo oscuro
Np ———marrón amarillento
- b) Ng, Nm —marrón rojizo
Np ———amarillos claro

En aquellas biotitas procedentes de los anfíboles y que aún están en contacto con ellos, se puede apreciar cuarzo goticular ("drop like"), descrito anteriormente.

Tiene procesos de alteración a clorita + esfena. A veces la esfena, cuando es de tamaño muy pequeño, se presenta con formas ahusadas y dispuestas entre los planos de exfoliación (001). Como inclusiones tiene principalmente apatito, a veces muy abundante. También incluye de forma parcial o total a cristales euhedrales de allanita, los cuales producen halos pleocroicos.

El *apatito* es el accesorio más frecuente y aparece según sus dos formas típicas, prismas aciculares y secciones basales o prismáticas de hábito corto. Se encuentra incluido en casi todos los minerales, incluso en allanita. En aquellas rocas que presentan un carácter más básico y aún quedan restos de piroxeno, los apatitos se presentan con un tamaño mayor, con una relación longitud/anchura entre 3/1 a 2/1, en cambio en aquellas rocas donde no se ha observado piroxeno, la relación de los prismas es de 10/1.

La esfena es otro accesorio común. Se pueden diferenciar dos tipos de esfena:

- a) Esfena primaria, de gran tamaño, con un ligero pleocroismo que varía de amarillo pálido a amarillo pardo-rojizo, y hábito subhedral.
- b) Esfena de origen secundario, relacionada con la transformación de la biotita y a veces del anfíbol.

La *allanita* se presenta en cristales euhedrales-subhedrales que suelen mostrar un buen desarrollo del zonado, o bien aparece como masas xenomorfas, irregulares que tienen gran número de inclusiones de plagioclasa. Los cristales tienen un color marrón-castaño y también pueden presentar pleocroismo que varía de castaño pálido a castaño oscuro. Se pueden observar cristales de allanita fresca o bien alterada. Algunos cristales presentan una orla de epidota + clinozoisita.

Generalmente está asociada a biotita y anfíbol, que casi siempre la incluyen de forma parcial o total, originando halos pleocroicos sobre estos minerales. Se ha observado que algunas allanitas están completamente metamictizadas. Como inclusiones pueden contener apatitos.

Epidota-clinozoisita, que está asociada a la transformación-alteración de las plagioclasas. En algunas rocas aparece en gran abundancia y en grandes cristales de hábito anhedral, con lo cual se les puede considerar como minerales accesorios, de carácter más precoz.

En una lámina se han observado carbonatos, formando parte de una orla constituida por anfíbol y sobre un núcleo de feldespato potásico.

3.1.6. Macizo de la Presa de Aldeadávila de la Ribera (9)

El macizo se encuentra situado al oeste de la Hoja. Presenta unos contactos muy netos con los materiales que lo circundan. Al N y al S con materiales metamórficos sobre los que intruyen y hacia el E es intruido por el granito de dos micas con textura "ala de mosca" perteneciente al macizo de La Zarza de Pumareda, siendo frecuente observar en la zona de contacto diques del granito de dos micas sobre el granito porfídico. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) incluye a este granito dentro de la serie calcoalcalina, en el grupo Ib, formado por granitos y granitos monzoníticos con megacrístales.

Las características que presenta a escala de afloramiento son: aflora en bolos redondeados de tamaño métrico dando berrocales, que a veces presentan un color rosado. Hacia el oeste se encuentra el valle del río Duero, en donde existe un desnivel de casi 400 m y donde se pueden apreciar paredes verticales. El macizo está compuesto por un granito de grano medio, de dos micas (biotita > moscovita), porfídico. El cuarzo presenta un tamaño de 2-5 mm, observándose nódulos de cuarzo blanco de forma ocasional de 7-8 cm y que en la parte sur del macizo, al estar afectado por una banda de cizalla dúctil, adquieren formas alargadas-sigmoidales. El porfidismo está marcado por fenocristales de feldespato potásico con un tamaño de 1-3 cm como más frecuente, aunque de forma esporádica se pueden ver cristales de hasta 5 cm. En las secciones hexagonales se puede observar inclusiones de biotitas que se disponen de forma paralela a los bordes del cristal, a modo de inclusiones tipo "Frasl". Estos fenocristales en la banda de cizalla se encuentran rotados, con sombras de presión y con formas sigmoidales dando el criterio de movimiento sinistro. La biotita se presenta en secciones xenomorfas a subidiomorfas de 2-4 mm. La moscovita se encuentra bien individualizada, en pequeñas placas de 1-3 mm con secciones subidiomorfas-romboidales, no suele formar orlas sobre la biotita y no se encuentra ni deformada ni orientada. En todo el macizo granítico es frecuente observar pequeñas concentraciones de turmalina, nódulos formados por una acumulación de feldespato y turmalina y que por lo general tienen un tamaño que no supera los 10 mm.

El macizo presenta una foliación según N 110-120°E/90°, marcada por la biotita y por los fenocristales de feldespato potásico. En la mitad sur del macizo se observa una banda de cizalla dúctil de dirección N 70°E y con movimiento sinistro. La principal estructura que se puede observar en esta banda de cizalla son estructuras S-C con direcciones para los planos C según N70-80°E/70-80°S, en los que se puede observar una lineación de estiramiento, subhorizontal con bajos ángulos de inmersión al OSO y planos S según N 110-120°E/90° y con una lineación N 110°E/30°O. Los planos C muestran una separación entre 1 a 3 cm. Otras estructuras que se pueden observar son reducción del tamaño de grano, la cual es más intensa en estrechas bandas. Los cristales de cuarzo y feldespato potásico presentan formas alargadas y sigmoidales, presentando el mismo criterio de movimiento que las estructuras S-C.

El macizo tiene una fuerte fracturación al NE. Estas fracturas se asocian a fenómenos de episenitización sobre el granito, que definen pequeñas bandas de color rosado. Asimismo a

favor de estas fracturas es frecuente que intruyan diques de cuarzo, algunos de los cuales dan resaltes topográficos que son los denominados "sierros".

Los enclaves que se pueden observar son de dos tipos, uno formado por un granito de grano fino, de dos micas y fuertemente foliado, el otro tipo de enclaves corresponde a las rocas básicas-intermedias, estos últimos enclaves se encuentran muy transformados, presentando en su interior pequeños fenocristales de feldespato potásico.

Los diques son principalmente de cuarzo ("sierros"), que como ya se ha mencionado anteriormente intruyen a favor de las fracturas. Menos frecuentemente se pueden observar diques de pegmatitas.

Desde el punto de vista petrográfico este granitoide presenta una textura holocristalina, heterogranular de grano medio a grueso, con porfidismo definido por megacristales de feldespato potásico, y orientación deformativa.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Dentro de los minerales accesorios encontramos opacos, apatito, circón y turmalina. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios hay clorita, feldespato potásico, rutilo sagénico, esfena, sericita, moscovita y fluorita (?).

El *cuarzo* se presenta en agregados de gran número de individuos con hábito anhedral, con extinción ondulante y tendencia a dar subgranos. Dentro de la banda de cizalla que afecta a la mitad sur de este macizo, los agregados de cuarzo se presentan con formas alargadas y sigmoidales a modo de ribbons, con un tamaño de grano muy variable debido a la deformación, concentrándose el tamaño más pequeño donde la deformación ha sido más intensa. El contacto entre los cristales de cuarzo en estas bandas, en la mayoría de las veces no es suturado, sino que son contactos por bordes rectos, con los cristales con formas muy irregulares. El cuarzo es muy pobre en inclusiones, siendo estas de circón y biotita.

Otros tipos de cuarzo que son posibles diferenciar son:

- a) Cuarzo mirmequítico, desarrollado sobre aquellas plagioclasas que presentan crecimientos tardíos y que están en contacto con cristales de feldespato potásico.
- b) Cuarzo goticular, encontrado como inclusiones dentro de los fenocristales de feldespato potásico, con formas redondeadas.

El *feldespato potásico* se encuentra principalmente como fenocristales, marcando la textura porfídica de la roca. Estos cristales de tendencia idiomorfa, presentan macla de microclina-Carlsbad, con texturas perfiticas de tipo "patch" y "vein pertite". Son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita, plagioclasa y circón. Tanto las biotitas como las plagioclasas tienen hábitos subhedral-euhedral, tienden a disponerse de forma paralela a los bordes del cristal, a modo de inclusiones tipo "Frasl". Las plagioclasas tienen desarrollados bordes xenomorfos albiticos.

Se puede diferenciar otro tipo de feldespato potásico que se encuentra formando parte de la mesostasis que aparece siempre con hábito intersticial-anhedral y es mucho más escaso.

Como inclusiones tiene apatito y circón. Es frecuente que estos últimos desarrollen halos pleocroicos.

La moscovita es de origen secundario-tardío, y se presenta en cristales aislados o bien en agregados, con hábito anhedral-subhedral, con un tamaño muy variable. Siempre se encuentra orientada, marcando la foliación junto con la biotita, presentando signos de deformación como extinción ondulante y tendencia a dar formas de peces de micas. Toda la moscovita aparece bajo dos formas diferentes:

- Asociada a la biotita, como componente secundario por sustitución más o menos isomorfa de esta. En este caso presenta el mismo tipo de inclusiones de apatitos y circones.
- Como moscovita histerógena, alotriomorfa, de hábito poiquilítico más o menos bien desarrollada y creciendo sobre plagioclasa y feldespato potásico.

Los minerales accesorios más característicos son: el *apatito* que se presenta como inclusiones en casi todos los minerales. Forma prismas de hábito acicular y corto, dominando este último, y es frecuente que tenga como inclusiones a circones que tienden a disponerse de forma concéntrica y paralela a los bordes de los prismas. Algunos apatitos presentan un núcleo de tono gris claro. El *circón* aparece como inclusión en todos los minerales descritos anteriormente. La *turmalina* es un accesorio poco frecuente, y cuando se encuentra como inclusión en plagioclasas.

Petrográficamente los enclaves de granitos de dos micas de grano fino que se encuentran en estos granitos muestran una textura holocristalina, equigranular de grano fino, fino-medio.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los accesorios más característicos son opacos, apatito y circón, y como minerales de origen secundario y/o tardío, sericita y moscovita.

Es frecuente observar acumulaciones de biotitas, las cuales pueden pertenecer a restitas biotíticas. Se puede ver como sobre estas biotitas se ha desarrollado una moscovita tardía.

El *cuarzo* se presenta en cristales de hábito anhedral, con extinción ondulante. Tiene inclusiones de pequeños apatitos, circón y biotita.

El *feldespato potásico* es microclina, de carácter intersticial, con hábito anhedral. No presenta texturas peritéticas. Es frecuente observar como el feldespato potásico se encuentra sustituyendo a las plagioclasas, encontrándose en el centro de los cristales con formas irregulares.

La *plagioclasa* se presenta en cristales de grano fino o bien en microfenocristales de hasta de 2 mm, los cuales están muy sericitizados y moscovitizados. Estas moscovitas se presentan en finos cristales que tienden a disponerse entre los planos de macla de la albita. Como inclusiones tiene circón, apatito y biotita.

La *biotita* se presenta en cristales aislados, con formas tabulares-alargadas, con un pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Tiene halos pleocroicos desarrollados por las inclusiones de circón, o bien por otros minerales radiactivos que no es posible identificar. También tiene inclusiones de pequeños apatitos.

La *moscovita* toda ella es de origen tardío-secundario, formada a partir de la alteración de los feldespatos o de la transformación de la biotita. Este último tipo de moscovita suele tener pequeños restos de biotita así como el mismo tipo de inclusiones (circón y apatito).

Como mineral accesorio más característico se encuentra el *apatito*, que presenta hábito prismático acicular o en forma prismática de hábito más corto.

3.1.7. Macizo de Mieza-Cabeza de Caballo. (Facies de Mieza, 10)

Se encuentra situado al SO de la Hoja, tomando el nombre de la localidad situada al NO de la Hoja de Vilvestre. Presenta una forma irregular, continuándose hacia el S por la Hoja de Vilvestre (449). A continuación se describe el macizo en conjunto, sin considerar el límite de Hojas.

Al S tiene un contacto intrusivo sobre materiales metamórficos del Complejo Esquisto-Grauváquico, presentando contactos retocados por fallas de dirección N 20-40°E, a favor de las cuales han intruido diques de cuarzo ("sierros"), estas fallas, como se puede apreciar al oeste de Vilvestre tienen buzamientos de 50-60°E. El contacto N presenta una dirección E-O, paralela al valle por donde discurre el Arroyo de Ropinal. Al E está intruido por el macizo de Barruecopardo, encontrándose enclaves del granito de Mieza por toda la mitad norte del macizo de Barruecopardo. Al norte, el granito está intruido por el granito con textura "ala de mosca", de dos micas, siendo frecuente observar diques de este granito intruyendo en el porfídico. Al E de Mieza se encuentra un afloramiento de rocas básicas-intermedias, las cuales presentan una estrecha relación con este tipo de granitos en esta zona. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) incluye a este granito dentro del grupo Ib, formado por granitos y granitos monzoníticos con megacristales.

Las características macroscópicas que se pueden observar en los afloramientos evidencian que se trata de un granito con textura inequigranular de grano medio (2-5 mm) a grueso (7-10 mm), porfídico, dos micas, aunque el contenido en micas puede ser variable, siendo la proporción de biotita mayor que la moscovita. El *cuarzo* tiene un tamaño de 3-5 mm, como más frecuente, aunque puede alcanzar los 7-8 mm y presenta formas redondeadas. El *feldespato potásico* se encuentra dentro de la matriz o bien formando fenocristales de 3-5 cm, llegando a alcanzar los 7-8 cm ("dientes de caballo"), con formas rectangulares o hexagonales, estos últimos presentan un zonado, que se encuentra marcado por inclusiones de finas biotitas, tipo "Frasl", también presentan inclusiones de cuarzo y moscovita, estas últimas tienen formas romboidales. Llama la atención, cómo los fenocristales pueden encontrarse formando bolsas de carácter pegmatítico o zonas donde el granito es pobre en fenocristales y rico en moscovita. La *biotita* forma láminas de 2-4 mm, finas, que pueden llegar a ser de 5 mm, xenomorfas a subidiomorfas. La *moscovita* de 2-4 mm, es xenomorfa o con secciones romboidales. Se suele observar que algunas moscovitas se encuentran formando orlas sobre las biotitas y también se pueden encontrar grandes placas de moscovita. Como se ha dicho anteriormen-

te la relación entre ambas micas es muy variable, siendo en zonas donde la fracturación es muy intensa la proporción de moscovita es mucho mayor que la de biotita, e incluso la biotita llega a desaparecer, como se puede observar al SO de Mieza, en el cerro de Montegudín.

El granito aflora en bolos redondeados o lajas a ras de suelo dando berrocales. Al oeste, debido al encajamiento del río Duero, el granito aflora muy bien, en laderas que tienen una fuerte pendiente, con desniveles de hasta 400 mts. Puede dar lugar a grandes panes de azúcar como por ejemplo se observa en la presa de Aldeadávila de la Ribera.

Esta facies presenta una foliación general N130°E/90, marcada por la orientación principalmente de biotita y de fenocristales de feldespato potásico. En el sur de la Hoja, el granito está afectado por una banda de cizalla dextra de dirección N 130°E y buzando al SO. Hacia el E, en la localidad de La Zarza de Pumareda se vuelven a observar estructuras S-C con movimiento sinistro y dirección N 70°E, que pertenecen a otra banda de cizalla que se continua en la Hoja de Fermoselle. Por todo esto puede deducirse que este granito es sin fase III y posteriormente ha sido afectado por bandas de cizallas dúctiles, las cuales son claramente post-fase III. Ambas cizallas, dextra y sinistra, son conjugadas, ya que no se observa que se produzca desplazamiento entre ellas. Esto se puede apreciar muy bien en el contacto norte del macizo, en donde hacia el E se observan S-C con criterio dextro y hacia el O (al N de Mieza) se observan estructuras S-C con criterio dextro y sinistro conjuntamente, sin que se produzcan desplazamientos entre ellas.

El granito presenta una fuerte fracturación al NE, característica de esta zona, con una dirección preferente de N 40°E, aunque puede variar de N 20°E a N 40°E. Estas fracturas casi siempre presentan una componente en horizontal con movimiento sinistro, observándose en estas fracturas estructuras S-C marcando el sentido de movimiento, así como milonitas y ultramilonitas. Otras veces se observan fracturas según N 40°E, que suelen estar turmalinizadas. Se asocian a una fuerte alteración hidrotermal en el granito, que afecta principalmente a la biotita, la cual puede llegar a desaparecer, pasando a moscovita o estar completamente cloritizada. También se producen fenómenos de episienitización en estrechas bandas a lo largo de las fracturas.

Los enclaves que contiene son principalmente de rocas básicas-intermedias que pertenecen a los pequeños afloramientos que estas rocas presentan dentro de este macizo. Estos enclaves tienen formas redondeadas con un tamaño muy variable, con los bordes transformados de forma gradual hacia el interior del enclave. A veces contienen fenocristales de feldespato potásico de 1-2 cm y de cuarzo de 5-7 mm. Otro tipo de enclaves, frecuentes en todo el macizo, pertenecen a un granito de grano medio-fino, dos micas y fuertemente foliado, de formas redondeadas.

Se observan schlieren biotíticos, que presentan la misma orientación que la foliación del granito. También se puede observar, aunque son escasos, pequeños cristales de turmalina en la mesostasis del granito.

Los diques más comunes que se pueden observar son de aplitas, pegmatitas y cuarzo ("sierros"), siempre con direcciones paralelas a las grandes fracturas al NE.

La textura que puede observarse en el granitoide es de tipo holocristalina, inequigranular de grano medio a grueso, porfídica, con orientación deformativa definida por la disposición orientada de la biotita como de los megacristales de feldespato potásico. Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales secundarios se reconocen opacos, apatito, circón, allanita, monacita, rutilo granular, óxidos de Fe y turmalina. Dentro de los minerales de cristalización tardía y/o secundarios se encuentran, clorita (pennina, vermiculita), rutilo sagenítico, feldespato potásico, esfena, sericita, moscovita, epidota, zoisita y clinozoisita.

El cuarzo se presenta en agregados de forma globosa o alargados. Los cristales de hábito anhedral tienen extinción ondulante, con tendencia a formar subgranos. Otras veces los cristales de cuarzo presentan texturas de recristalización con bordes rectos, formas poligonales y puntos triples de unión; estas texturas se observan sobre todo cuando el tamaño de grano es menor que el tamaño normal de la matriz. Como inclusiones tiene agujas de rutilo, apatito en prismas cortos o aciculares, a veces con secciones hexagonales y biotitas las cuales a veces presentan procesos de cloritización.

Se pueden diferenciar otros tipos de cuarzo de carácter tardío, los cuales son:

- a) Cuarzo mirmequítico, desarrollado en los cristales de plagioclasa que están en contacto con feldespato potásico.
- b) Cuarzo simplectítico, asociado a moscovitas tardías y desarrollado en los bordes de los cristales.
- c) Cuarzo goticular ("drop-like"), que se presenta como inclusiones en los fenocristales de feldespato potásico.

El *feldespato potásico* aparece principalmente como fenocristales definiendo la textura porfídica de la roca y menos frecuentemente como feldespato de carácter intersticial en la matriz. Presenta la macla de la microclina y los fenocristales la macla de microclina-Carlsbad, estos últimos tienen desarrolladas pertitas de tipo "vein" como más frecuentes, aunque también se pueden observar pertitas de tipo "film" y más raramente pertitas de tipo "patch". A veces en los extremos de los fenocristales de feldespato potásico que han sufrido deformación están triturados. Se observan al igual que en el cuarzo texturas de recristalización, con individuos con formas poligonales, bordes rectos y puntos triples de unión.

Los fenocristales de feldespato potásico son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita, plagioclasa, apatito y moscovita. Estas inclusiones y sobre todo las de biotita y plagioclasa, se disponen de forma paralela a los bordes de los cristales de feldespato potásico, a modo de inclusiones "Frasl". El cuarzo se presenta como gotas ("drop-like"). A veces los fenocristales tienen los bordes corroídos por las plagioclasas y por el cuarzo.

Se puede diferenciar otro tipo de feldespato potásico de origen secundario, procedente de la cloritización de la biotita, que no es muy abundante. Se encuentra entre los planos de exfoliación de la clorita con forma de husos y se produce según la reacción descrita por CHAYES (1955):

La *moscovita*, casi toda ella es de carácter secundario, y se puede subdividir en varios tipos:

- a) Moscovita en cristales aislados o en agregados que están fuertemente orientados, en estos agregados las placas de moscovita tienden a dar formas de peces de micas. Este tipo de moscovita suele proceder de la biotita, conservando en su interior pequeños restos de biotita, y presentando el mismo tipo de inclusiones (circones, apatitos de formas redondeadas).
- b) Moscovita en grandes placas de hábito subhedral-euhedral, que en los bordes tienden a presentar intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo. Este tipo de moscovita suele tener inclusiones de gotas de cuarzo y a veces de apatitos globosos.
- c) Moscovita procedente de la alteración de los feldespatos, tanto plagioclasa como feldespato potásico. Estas moscovitas presentan hábitos alargados subhedrales y en las plagioclasas tienden a disponerse preferentemente a favor de los planos de macla de la albita y planos de exfoliación. Dentro de los cristales de feldespato potásico tienden a desarrollarse en las fracturas.
- d) Moscovita de neoformación (?), se presenta en pequeñas agrupaciones de varios cristales, sin ningún tipo de orientación, que a veces cortan a la foliación marcada por otras micas.
- e) Moscovita primaria (?), de pequeño tamaño que se encuentra como inclusiones en cuarzo principalmente, y de forma más rara en el feldespato potásico. Tiende a presentarse en formas romboidales.

Entre los minerales accesorios más característicos se encuentra el *apatito*, para el que se pueden diferenciar dos familias; una se presenta en prismas idiomorfos cortos o aciculares con secciones hexagonales y se presenta como inclusiones en todos los minerales. El otro tipo de apatitos tiene formas redondeadas-globosas, las cuales pueden alcanzar tamaños de 0,7-1 mm y suele ser rico en inclusiones de circones, los cuales tienden a disponerse de forma concéntrica, paralela a los bordes del cristal. Estos apatitos se encuentran como inclusiones en otros minerales o formando parte de la matriz. La *turmalina* es un mineral accesorio poco frecuente, ya que no aparece en todas las láminas delgadas estudiadas. El *circón* se encuentra como inclusión en todos los minerales del granito.

Dentro de los minerales secundarios, hay que destacar a la clorita, que en determinadas zonas es muy importante, sobre todo en aquellas que se encuentran cercanas a fracturas. En algunos casos la clorita se presenta en la variedad de pennina, característica por su color anómalo en nícoles cruzados, otras veces se presenta como vermiculita. Otros minerales secundarios característicos y asociados a estas mismas zonas de fracturas son epidota, zoisita y clinozoisita, que se presentan en agrupaciones policristalinas, aunque la epidota y/o clinozoisita también puede observarse en pequeños cristales en el interior de las plagioclasas.

3.1.8. Macizo “La Zarza de Pumareda” (11, 12)

Este macizo aflora en dos sectores, al E y O de dicha localidad, situada en la Hoja de Vilvestre. Presenta una forma alargada en dirección N-S, y continúa aflorando en la Hoja de Vilvestre. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) incluye este granito dentro del grupo II, en los granitos de dos micas, grano grueso y medio (12).

Presenta carácter intrusivo sobre todos los granitos que lo rodean, con el macizo de dos micas de Fuentes de Masueco al este, y con la facies de Mieza al oeste. Al norte del macizo se ha diferenciado una facies de grano más fino denominada granito de Aldeadávila de la Ribera (11).

El macizo presenta una foliación N120°-130°E (vertical o buzando al SO), marcada principalmente por la biotita, por lo que se puede considerar a este macizo como sin- a tardifase III. También se encuentra afectado por estrechas bandas de cizalla dextrales de dirección N 140-150°E verticales. La fracturación principal que presenta es N25°E, siendo la más importante, a favor de que, suelen intruir diques de cuarzo ("sierros") dando resaltes topográficos. Otras veces la fracturación determina profundos valles como ocurre al este del macizo, por donde discurre el río de Las Uces. Otra familia de fracturas son las de dirección N 125°E.

Las características más destacables a escala de afloramiento son: es un granito de dos micas con textura "ala de mosca", heterogranular de grano medio (2-5 mm) a grueso (5-8 mm) diferenciándose al norte del macizo, una facies de grano más fino; contiene algún fenocristal de feldespato de 5-15 mm. La textura "ala de mosca" está marcada por la biotita, variando de tamaño con la matriz (4-5 mm a 7-8 mm), suelen presentar orlas de moscovita. La moscovita se encuentra en grandes placas xenomorfas que pueden llegar a tener hasta 10 mm o como pequeñas secciones de tendencia romboidal. También es frecuente encontrar pequeñas concentraciones de turmalina.

Los enclaves que tiene son surmicáceos-biotíticos; de tipo migmatítico (con sillimanita); enclaves de un granito de grano medio-fino, dos micas foliado, el cual puede pertenecer al granito tipo Milano y enclaves del granito porfídico de Mieza-Cabeza de Caballo, a veces cartografiables (ver Mapa Geológico).

Los diques que presenta el macizo son pegmatíticos, y principalmente de cuarzo ("sierros").

Texturalmente es un granitoide holocristalino, heterogranular de grano medio a medio-grueso. Los componentes esenciales son cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa (An_{0-10}), biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son opacos, apatito, circón, rutilo, óxidos y sillimanita ("fibrolita"). Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios hay clorita, feldespato potásico, moscovita, sericita y rutilo sagenítico.

El *cuarzo* se presenta en agregados de formas irregulares, con extinción ondulante y tendencia a formar subgranos. Como inclusiones tiene feldespato potásico, biotita, apatito y circón.

Otro tipo de *cuarzo*, de carácter tardío, se encuentra desarrollando crecimientos simplectíticos en la moscovita.

El *feldespato potásico* es microclina, se presenta en cristales aislados o en agregados de varios cristales a veces con carácter intersticial, de hábito anhedral a subhedral. Rara vez presenta la macla de microclina y es muy poco o nada pertítico, no desarrolla mirmequitas sobre las plagioclasas. Como inclusiones tiene cuarzo, plagioclasa y biotita.

Ocasionalmente se observa algún fenocristal de feldespato potásico de 10-12 mm con la macla de microclina y siendo muy rico en inclusiones de plagioclasa, cuarzo, biotita y moscovita, las cuales se disponen a modo de texturas tipo "Frasl". La biotita presenta orlas de moscovita en continuidad cristalográfica.

Un fenómeno frecuente en todos los granitos de esta zona es la corrosión y sustitución de las plagioclasas por feldespato potásico, encontrándose el feldespato potásico con formas irregulares en el centro de la plagioclasa y a veces en los bordes. Esta sustitución se lleva a cabo a través de los planos de macla de las plagioclasas (001), y puede ser parcial o total.

Otro tipo de feldespato potásico de carácter secundario, desarrollado a partir de la cloritización de la biotita, se encuentra con forma de huso entre los planos de exfoliación (001) de las micas, según la reacción descrita por CHAYES (1955).

La *plagioclasa* se presenta en cristales aislados o en agregados de 2-4 individuos de hábito anhedral a subhedral, de tamaño variable, observándose cristales de 4-6 mm. El contenido en anortita es de 0-10%, casi siempre es de tipo albitico, aunque en algún caso llega a tener un 12% de anortita. Presenta la macla de la albita.

Las plagioclasas sufren procesos de sericitización y moscovitización variando en intensidad de unos cristales a otros.

Presenta procesos de sustitución-corrosión por feldespato potásico, descrito anteriormente. Como inclusiones tiene cuarzo, biotita y apatito.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) describe dos tipos de plagioclasas, unas de hábito subhedral, corroídas por albita y microclina, con los contenidos más altos en anortita y otras son albitas blásticas con valores muy bajos de An, la cual es más tardía que la microclina.

La *biotita* se encuentra en cristales aislados, rara vez como agregados de 2-4 individuos, de hábito anhedral a subhedral (tabular) con un pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Como inclusiones tiene opacos, apatitos, y circones, estos últimos produciendo halos pleocroicos. No obstante existen halos pleocroicos que pueden proceder a partir de otros minerales radiactivos no identificables.

La cloritización varía en intensidad de unas láminas a otras, dando como subproductos feldespato potásico, rutilo sagenítico, (leucóxeno e ilmenita). Otro proceso que se puede observar es la moscovitización, la cual es importante.

La *moscovita* en su totalidad tiene un carácter tardío-blástico, encontrándose en una proporción mayor o igual que la biotita. Se presenta en cristales de tamaño muy variable, de hábito anhedral-subhedral.

Se pueden diferenciar varios tipos de moscovita en función de los minerales a los que esté asociado:

- a) Moscovita asociada a plagioclasas. Suele tener un tamaño pequeño, forma alargada y dispuesta principalmente según los planos de macla de la albita (001) o según los planos de exfoliación (010).
- b) Moscovita asociada a biotita. Ambas presentan la misma extinción. Estas moscovitas tienen inclusiones de apatitos, opacos y circones; algunas de ellas son muy ricas en estos últimos. Se presentan en grandes placas, las cuales suelen desarrollar bordes simplectíticos.
- c) Moscovita asociada a sillimanita. Estas se presentan en grandes placas y en su interior conservan pequeños restos de fibrolita. Tienen inclusiones de cuarzo y desarrollan bordes simplectíticos.

Como minerales accesorios más característicos se encuentran: el *apatito* que se presenta en pequeños prismas aciculares, idiomorfos incluidos en los minerales principales o como cristales xenomorfos-redondeados de 0,3 a 0,5 mm que tienen inclusiones de circones. Suelen estar como inclusiones en micas y feldespatos. Los *circones* de hábito prismático o a veces redondeados se presentan como inclusiones en todos los minerales. La *sillimanita* se presenta en su variedad fibrolita; es muy escasa y siempre incluida en las moscovitas.

3.1.9. Macizo del cerro "Garduño" (13)

Este pequeño macizo se encuentra situado en el centro-este de la Hoja, y tiene una forma algo rectangular debido a que está afectado por fracturas con direcciones al NE (N 20°E). El macizo ha intruido en materiales metamórficos. Aflora en pequeños bolos angulosos o bien en lajas a ras de suelo. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) incluye a este granito dentro del grupo II, formado por leucogranitos y granitos de dos micas, ricos en moscovita, de grano medio y fino.

A escala de afloramiento el macizo está constituido por un granito de grano medio-fino (1-3 mm). Ocasionalmente se pueden observar pequeños fenocristales de feldespato potásico de 10-15 mm, idiomorfos. La moscovita se presenta en grandes placas xenomorfas de hasta 10 mm y en pequeños cristales con tendencia a dar formas romboidales de 2-4 mm. La biotita es muy accesoria, pero hacia la parte E del macizo es mucho más abundante, presentándose en pequeñas placas de 1-2 mm, muy finas. De forma esporádica se pueden observar granates, en cambio es muy frecuente por todo el macizo ver pequeñas concentraciones de turmalina.

Dentro del macizo se pueden apreciar de forma puntual orientaciones muy ligeras según N 100°E a N 120°E. Las fracturas que afectan al granito tienen una dirección N 20°E, las cuales dan lugar a estrechos y profundos valles, como por ejemplo el valle por donde corre el Regato de Valdevoya.

Este granitoide presenta una textura holocristalina, equigranular de grano medio-fino. Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita), moscovita y biotita. Como minerales accesorios hay opacos, apatito (acicular y redondeados) y circón. Dentro de los minerales de origen secundario o cristalización tardía se encuentran sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico, rutilo sagenítico, esfena-leucoxeno.

El *cuarzo* se presenta en cristales aislados o bien en agregados policristalinos, tiene hábito anhedral y extinción ondulante con tendencia a dar subgranos. Es frecuente observar al cuarzo con formas redondeadas, compuesto por un sólo cristal o bien por varios cristales, siempre con extinción ondulante. Como inclusiones tiene apatitos aciculares, circón y biotita, principalmente, de forma más ocasional se puede observar inclusiones de feldespato potásico.

Otros tipos de cuarzo de carácter tardío y que se pueden diferenciar son:

- a) Cuarzo simplectítico, desarrollado en los bordes de los cristales de moscovita, encontrándose en intercrecimientos. Asimismo, dentro de la moscovita existe otro tipo de cuarzo con formas redondeadas y que se puede asimilar a éste.
- b) Cuarzo goticular en cristales de feldespato potásico, con formas redondeadas, extinción simultánea con el mineral que los incluye y un tamaño de grano bastante homogéneo dentro de un mismo cristal. Este tipo de cuarzo también se puede encontrar, pero en menor cantidad en las plagioclasas.

El *feldespato potásico* es microclina, se presenta formando parte de la mesostasis o bien en pequeños cristales. En el primer caso tiene carácter intersticial y hábito anhedral; cuando lo hace en forma de cristales individualizados, tiene hábito subhedral-euhedral y tiene la macla de la microclina; menos frecuente es observar la macla de microclina-Carlsbad. Algunos cristales tienen desarrolladas pertitas de tipo "patch". Presenta procesos de alteración a moscovita. Como inclusiones tienen cuarzo, biotita y plagioclasa.

Otros tipos de feldespato potásico que se pueden diferenciar son:

- a) Feldespato potásico sustituyendo a las plagioclasas. Tiene carácter tardío y/o blástico. Se encuentra principalmente en la parte central de los cristales y aparece como manchas irregulares.
- b) Feldespato potásico de origen secundario, es poco frecuente. Se origina a partir de la transformación de biotita a clorita.

La *plagioclasa* aparece como cristales individuales o como agregados de varios cristales que recuerdan a la textura en "sinneusis". Presentan hábito anhedral-subhedral y tienen una composición de albita pura o con un contenido en anortita inferior del 5%. Es muy frecuente la macla de la albita en ellas y normalmente no tienen desarrolladas texturas mirmequíticas cuando se ponen en contacto con feldespato potásico. Están alteradas a sericita y moscovita.

Se puede diferenciar otro tipo de plagioclasa, la cual se encuentra formando las pertitas en el feldespato potásico.

La *moscovita* se presenta en grandes placas o bien en pequeños cristales de forma individual o en agregados. Tiene hábito anhedral-subhedral. Se pueden diferenciar dos grandes grupos:

- a) Moscovitas procedentes de la alteración de los feldespatos, tanto potásico como plagioclasa, suelen presentar un menor tamaño.

b) Moscovitas procedentes de la transformación de la biotita. Esta moscovita suele tener restos de biotitas en su interior y además el mismo tipo de inclusiones como apatito y circón.

La *biotita* se encuentra en una proporción menor que la moscovita. Se presenta en cristales aislados de hábito anhedral-subhedral. Presenta procesos de cloritización. Como inclusiones tiene apatito y circón; estos últimos desarrollan halos pleocroicos.

3.1.10. **Granitos de dos micas con glándulas de feldespato potásico y nódulos de cuarzo (14, 14a)**

Dentro de este grupo se encuentra una serie de afloramientos de granito que sólo están representados en la parte este de la Hoja. Estos afloramientos son de pequeñas dimensiones, con formas redondeadas y a veces sus límites están retocados por fallas. Todos estos cuerpos graníticos son pequeños macizos circunscritos que tienen carácter intrusivo sobre aquellos materiales que les rodean, con unos contactos muy netos y con un carácter epizonal. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) incluye a estos granitos dentro de los leucogranitos y granitos de dos micas (grupo II), en la facies con megacristales.

Se pueden diferenciar dos grupos de granitos atendiendo a sus características texturales: a) granito microporfídico (14) y b) granito no microporfídico (14a), presentando ambos características similares. La descripción de ambos tipos se realiza a continuación de forma individualizada.

a) *Granito de grano medio, dos micas, microporfídico (14)*

Este tipo de granito aflora al NE de la Hoja, en los alrededores de la localidad de Pereña, se localiza principalmente en dos grandes afloramientos, uno se sitúa al N y otro al S de dicha localidad. Ambos afloramientos dan lugar a los resaltes topográficos de Fuente Santa (725 m) y Cueto (743 m) respectivamente que sobresalen sobre la penillanura de esta zona. También se pueden encontrar otros afloramientos de escala no cartografiable. Las características más destacables a escala de afloramiento son: aflora en grandes bolos redondeados de tamaño métrico que dan berrocales. El cuarzo tiene un tamaño de 2-4 mm en la mesostasis, siendo muy frecuente encontrar nódulos de cuarzo blanco de 2-5 cm. El porfidismo que caracteriza a este granito está definido por microfenocristales de feldespato potásico de 10-15 mm y forma tabular. También es muy frecuente observar glándulas de feldespato potásico de 5-6 cm, que siempre se presentan en formas rectangulares o cuadradas y en ellas se pueden diferenciar pequeñas inclusiones de cuarzo. La biotita se presenta en pequeñas y finas placas de 2-3 mm, siendo el mineral fémico más importante. La moscovita, toda ella de carácter tardío, se encuentra en secciones xenomorfas a subidiomorfas-romboidales. También es frecuente encontrar acumulaciones de turmalina en cavidades miarolíticas.

De forma puntual y con un carácter relictivo se observan foliaciones según N100°-110°E. Al N de Pereña, se pueden apreciar orientaciones según N 70°E, marcadas por los microfenocrist-

tales de feldespato potásico. Las fracturas que afectan a estos afloramientos tienen direcciones principales según N25°E.

Los enclaves que contienen son principalmente "restitas" biotíticas y migmatíticas, las cuales en determinados afloramientos llegan a ser muy abundantes. Sobre estos enclaves se puede apreciar muy bien como se ha desarrollado una moscovita tardía, sin ningún tipo de orientación o deformación que tiende a dar formas romboidales y que puede llegar a alcanzar un tamaño de 10 mm.

b) *Granito de grano medio, dos micas, no microporfídico (14 a)*

Este segundo tipo de granito aparece en el centro-este de la Hoja, en pequeños afloramientos-stock que no siempre son cartografiables. Presentan un carácter intrusivo sobre aquellos materiales que los rodean, lo que se puede apreciar muy bien en el puente sobre el río de Las Uces (X= 704.500; Y= 4.563.000), donde dan lugar a una pequeña aureola metamórfica.

Las características más destacables a escala de afloramiento son: aflora en pequeños bolos redondeados a angulosos o en lajas a ras de suelo, que en las zonas cercanas a ríos o valles dan lugar a berrocales, aunque fuera de estas zonas aflora muy mal. Estos granitos tienen una textura equigranular con un tamaño de grano medio (2-5 mm) y con una textura sacaroidea. En la matriz del granito resaltan los nódulos de cuarzo de 2-4 cm y las glándulas de feldespato potásico de 3-4 cm que pueden alcanzar hasta 7 cm. De forma esporádica se pueden observar pequeños fenocristales de 7-10 mm de feldespato potásico con formas rectangulares, estos cristales son idénticos a los cristales que marcan el porfidismo en el tipo de granito descrito anteriormente. La biotita se presenta en placas muy finas de 2-3 mm. La moscovita se presenta en cristales con tendencia a dar formas romboidales (2-3 mm) o bien en grandes placas xenomorfas de hasta 10 mm. En todos los afloramientos de este tipo de granito son muy frecuentes las acumulaciones de turmalina en cavidades miarolíticas. Estos granitos no presentan ningún tipo de orientación, en cambio dan la impresión de estar completamente recristalizados.

Los enclaves que presenta son principalmente "restitas" (biotíticos y migmatíticos). Sobre estas restitas se produce un crecimiento de moscovita tardía que suele presentar secciones romboidales. En los enclaves migmatíticos se puede apreciar abundante sillimanita. Se ha encontrado un enclave perteneciente a las metareniscas feldespáticas, con una forma rectangular.

Petrográficamente ambas facies presentan una textura holocristalina, heterogranular de grano medio a grueso, con variedades porfídicas definidas por la presencia de pequeños megacristales de feldespato potásico. Los componentes esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son opacos (ilmenita, magnetita), óxidos de Fe, apatito, circón, turmalina, y sillimanita. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios se pueden observar sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico, rutilo sagenítico y esfena-leucoxeno.

El cuarzo principal de la roca se presenta en agregados policristalinos de hábito anhedral, con extinción ondulante y tendencia a dar subgranos. Como inclusiones tiene biotita, feldespato potásico, circón, apatitos aciculares y agujas de rutilo.

Otros tipos de cuarzos que se pueden diferenciar son:

- Cuarzo goticular o "drop like". Se presenta como inclusiones en el feldespato potásico principalmente, también se puede observar en las plagioclasas, tiene formas redondeadas, con extinción simultánea de los cristales de cuarzo dentro de un mismo cristal de feldespato potásico y casi siempre con tamaños muy similares.
- Cuarzo mirmequítico, desarrollado por procesos de reacción entre el feldespato potásico en contacto con plagioclasa con formación de albita blástica mirmequítica.
- Cuarzo simplectítico, desarrollado en los bordes de grandes placas blásticas, tardías de moscovita. Dentro de la moscovita es posible diferenciar otro tipo de cuarzo, el cual se presenta con formas redondeadas, a veces muy semejante al cuarzo goticular.

El *feldespato potásico* es microclina y es posible diferenciar los siguientes tipos:

- Feldespato potásico en microfenocristales de hábito subhedral-euhedral que pueden llegar a alcanzar los 5-7 mm. Tienen la macla de la microclina-Carlsbad y presentan texturas peritíticas de los tipos "film, vein y patch peritite". Es muy rico en inclusiones de cuarzo goticular, biotita, moscovita, plagioclasa y en minerales accesorios como apatito y circón. Estos microfenocristales presentan procesos de corrosión por las plagioclasas y es donde se producen reacciones secundarias de mirmequitización, con formación de dicha textura.
- Feldespato potásico como componente de la mesostasis, se presenta con carácter intersticial y hábito anhedral, tiene un tamaño menor y es más escaso que el feldespato potásico anterior.
- Feldespato potásico que se encuentra sustituyendo a la plagioclasa; adoptando formas irregulares dentro de ellas.
- Feldespato potásico de origen secundario, relacionado con procesos de cloritización de la biotita. Se presenta con formas ahusadas entre los planos (001) de las micas y se produce según la reacción descrita por CHAYES (1955), escrita anteriormente.

La *plagioclasa* se presenta en cristales aislados o bien en agregados de 2-4 cristales, recordando la textura en sinneusis. Tienen hábito subhedral y la macla de la albita, la composición más frecuente es de An_{0-10} . MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) da una composición como más frecuente para las plagioclasas perteneciente a este grupo de granitos de An_{12-25} , alcanzándose valores máximos de An_{30} y valores mínimos de An_0 . Tiene textura mirmequítica cuando se encuentra asociada a procesos de corrosión del feldespato potásico. Los procesos de alteración dan lugar a sericita y moscovita.

Algunas plagioclasas presentan procesos de sustitución por feldespato potásico, encontrándose manchas con formas irregulares en el interior de los cristales. Este proceso parece tener una cierta tendencia a realizarse a favor de los planos de macla de la albita.

Se puede diferenciar otro tipo de plagioclasa, la cual es albita de carácter intersticial, tardía. Se desarrolla entre los cristales de feldespato potásico y puede ser monocristalina o policris-

talina con la macla de la albita. En algunas ocasiones muestra desarrollo de texturas mirmequíticas.

En aquellas muestras tomadas en los contactos o cerca a ellos de los "stocks" que afloran más al oeste, se observan signos de deformación en las plagioclasas tales como extinción ondulante, o flexiones de los planos de macla.

La *biotita* se presenta en cristales aislados o en agregados de 2-3 individuos, con hábito anhedral-subhedral. Tiene un pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Es muy rica en inclusiones de minerales accesorios que se pueden apreciar mejor en las caras (001), estas inclusiones son de apatito de hábito prismático acicular o corto, apatitos con formas redondeadas, circón que produce halos pleocroicos, cuarzo y opacos. También son muy abundantes en halos pleocroicos, siendo imposible identificar el mineral radiactivo que los originó.

Presenta procesos de cloritización con formación de subproductos como rutilo en disposición sagenítica, feldespato potásico secundario y a veces esfena-leucoxeno.

Por lo que respecta a la *moscovita*, toda ella es de origen secundario-blástico-tardío y es posible diferenciar varios tipos según a los minerales a los que este asociada, tamaño o textura:

- a) Moscovita asociada a sillimanita. Se presenta en grandes placas, mucho mayores que la biotita y con hábito subhedral-anhedral. Suele ser muy rica en inclusiones entre las que se encuentran restos de sillimanita que se presenta en prismas o bien en forma de fibrolita. También contiene inclusiones de cuarzo, a veces con formas redondeadas y es frecuente que desarrolle en los bordes intercrecimientos simplectíticos con cuarzo. Esto puede estar de acuerdo con la reacción propuesta por EVANS (1965):



Este tipo de moscovita es más frecuente observarla en los pequeños stock ricos en restitas y sobre todo en aquellos de la parte oriental de la Hoja, donde la presencia de sillimanita es más abundante.

- b) Moscovita asociada a la transformación de la biotita, creciendo en continuidad cristalográfica. Este tipo de moscovita tiene el mismo tipo de inclusiones que la biotita, y que son apatito y circón principalmente.
- c) Moscovita asociada a procesos de alteración de los feldespatos, principalmente plagioclasas. Suelen presentar un tamaño menor que las anteriores y tienden a desarrollarse a favor de los planos de macla de la albita.

Como minerales accesorios más característicos se encuentran:

Apatito que aparece como inclusiones en casi todos los minerales descritos anteriormente; tiene hábitos prismáticos aciculares y cortos o bien presenta secciones redondeadas en las que suelen encontrarse inclusiones de pequeños circones.

La *sillimanita* siempre está incluida en la moscovita y se encuentra en dos formas, como prismas o bien como fibrolita. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) cita la presencia de andalucita incluida en feldespato potásico y rodeada de moscovita. En las láminas aquí estudiadas no se ha observado este mineral.

ENCLAVES

Este tipo de granitos se caracteriza por la abundancia de restitas, que pueden tener aspecto migmatítico o bien estar constituidas casi exclusivamente por biotita, siendo ambos tipos muy ricos en sillimanita. Al microscopio se pueden ver enclaves casi compuestos exclusivamente por sillimanita transformándose a moscovita. Estos últimos enclaves están compuestos principalmente por sillimanita, moscovita, biotita, opacos y circón. La sillimanita se presenta con hábito prismático y ocasionalmente se pueden observar secciones paralelas a (001).

En uno de los stocks situado más al oeste, se ha encontrado un enclave con forma rectangular perteneciente a las metaareniscas feldespáticas, compuesto por cuarzo, biotita, moscovita y feldespato potásico principalmente. Muestra una textura fuertemente recrystalizada y una orientación-esquistosidad marcada por la biotita.

3.2. ROCAS FILONIANAS

3.2.1. Diques de cuarzo (1)

Este tipo de diques es muy frecuente en la parte oeste de las provincias de Salamanca y Zamora, 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, que son:

- a) Están formados por cuarzo lechoso. GONZALO y LÓPEZ PLAZA (1983) indican que algunos de estos diques están mineralizados, siendo los más frecuentes, sulfuros como piritita y arsenopiritita.
- 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.

3.2.2. Filones pegmatíticos de Fuentes de Masueco (2)

En la esquina SE de la Hoja aparecen algunos filones pegmatíticos encajados tanto en las rocas metasedimentarias como en las graníticas que afloran en esta zona. Se trata de filones

de dirección N-S a N20°E subverticales, y discordantes con las estructuras regionales, relacionables con la densa red filoniana del Campo Pegmatítico de La Fregeneda, que se encuentra más al suroeste, en la vecina Hoja de Vilvestre, y que debido a su interés minero y espectacularidad geológica han sido intensamente estudiadas en los últimos años (GONZALO, 1981; LÓPEZ PLAZA *et al.*, 1982; GARCÍA SÁNCHEZ *et al.*, 1985 y FRANCO, 1987).

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

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

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

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

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

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

3.2.3. **Leucogranitos moscovíticos, microgranitos, granitos aplíticos, aplitas y pegmatitas (3)**

Resultan, tanto en número como en expresión volumétrica, los diques más abundantes. Se encuentran formando una densa red filoniana encajante en los metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico, salvo en la franja de afloramiento E-O entre el Salto de Aldeadávila y el Cerro del Tablado.

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, 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 ácidos son muy escasos y exigüos.

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 aplograníticos y aplíticos, así como tipos compuestos. En todos los casos se trata de rocas leucocráticas y casi siempre holomoscovíticas. Se han encontrado también facies pegmatíticas 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 sincinemáticos, en los cuales aparecen diques pegmatíticos, micrograníticos 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.

Sí 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 el dique 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 los diques 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 plana y plano-linear, definida por la orientación del agregado mineral, coincidente con la foliación principal de los metasedi-

mentos encajantes (S2). Aunque también se han encontrado diques orientados según los planos estructurales de F3, generalmente aparecen deformados y plegados por esta fase.

La textura de estas rocas es muy variable, existiendo términos alotriomorfos a hipidiomorfos heterogranulares y equigranulares 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 gránate (muy ocasionalmente).

3.3. ROCAS METAMORFICAS

3.3.1. Introducción

El área estudiada se ubica en la Zona Centroibérica (JULIVERT *et al.*, 1972; FARIAS *et al.*, 1987). Esta zona pertenece a la parte más interna de la Cadena Hercínica y se caracteriza por la extensión del metamorfismo y gran desarrollo del plutonismo granítico.

Los materiales metamórficos que afloran en esta Hoja, pertenecen como ya se ha mencionado anteriormente, a una compleja megaestructura domática hercínica tardía, denominada Domo Gnéisico del Tormes (ESCUADER VIRUETE, 1995), el cual aparece mayormente representado en la Hoja adyacente de Fermoselle (423). Dentro de esta estructura se han podido diferenciar y establecer dos unidades tectonometamórficas en base a su diferente composición litológica, y a la distinta evolución tectonotermal sufrida, debida a los procesos de deformación ocurridos en este área durante la Orogenia hercínica. Dichas unidades están separadas e individualizadas a través de una zona de "décollement" dúctil, mesocortical, de espesor kilométrico y movimiento normal, relacionable a una zona de cizalla dúctil de bajo ángulo extensional con "detachments" dúctil-frágiles subparalelos superpuestos.

El estudio detallado de la evolución estructural y metamórfica de ambas unidades permite establecer dos eventos tectonometamórficos distintos D1 y D2.

Las variaciones en las condiciones P-t durante dichos eventos, pueden ser determinadas mediante el estudio de las asociaciones minerales y las texturas de reacción relacionadas con la evolución de las fábricas S1 y S2. Así, en este sentido se pueden diferenciar dos sucesos M1 y M2 que definen respectivamente el metamorfismo relacionado con las deformaciones D1 y D2.

El conjunto metasedimentario y minoritariamente ortognéisico aflorante en la Hoja de Aldeadávila de la Ribera, pertenece fundamentalmente a los niveles estructurales medios y bajos de la Unidad Superior. Los materiales correspondientes con la Unidad Inferior afloran exclusivamente en una estrecha franja al norte, justo en el corte con el río Duero.

3.3.2. Metamorfismo de la Unidad Inferior

3.3.2.1. Descripción petrográfica

Esta unidad aflora en la Hoja de Aldeadávila de la Ribera, en una pequeña franja que recorre las zonas de El Rostro (Corporario), el corte del río Duero, y la Ermita de Pereña, al N de la localidad de igual nombre. Esta unidad está constituida principalmente por un grupo heterogéneo de gneises paraderivados de alto grado y gneises migmatíticos, un conjunto de litotipos metagraníticos porfídicos ácidos denominados ortogneises glandulares, y unos pequeños cuerpos leucogneísicos con granate. La relación que existe entre estos materiales es como la de un basamento representado principalmente por el complejo de Ortogneises glandulares metagraníticos, y el de una cobertera constituida por el resto de materiales anteriormente mencionados y que son los denominados Grupo de Fermoselle.

Ortogneises metagraníticos glandulares y gneises cuarzofeldespáticos migmatíticos indiferenciados. (15).

Estos ortogneises afloran en los niveles estructurales bajos de la Unidad Inferior. Son conocidos desde hace tiempo y resultan ser para muchos autores litológicamente comparables con los que constituyen el núcleo de la antiforma de Miranda do Douro (MATTE, 1968; RIBEIRO, 1970; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974; LÓPEZ PLAZA, 1982). La edad del protolito intrusivo ha sido establecida en 618 ± 9 Ma, mediante U/Pb en circones, por LANCELOT, et al., (1985).

Se trata de rocas cuarzofeldespáticas caracterizadas por contener abundantes porfiroclastos de feldespatos o glándulas, aunque en proporciones algo variables de unas zonas a otras, y un moderado contenido modal de biotita (entre un 5% y un 12%). Las glándulas son de feldespato potásico en su mayor parte, presentan tamaños con una moda principal situada entre los 3 y 4 cm, aunque es posible encontrarlas de hasta 12 cm de diámetro, y formas variadas según el grado de deformación desde idiomorfos a ovoides ("augen-gneis"). Texturalmente son megacrístales de ortosa con dos individuos en macla de Carsbald, siempre predeformativos a la foliación que los rodea y por tanto heredados desde la primitiva roca granítica porfídica.

Mesoscópicamente se caracterizan por presentar una fábrica plano-linear penetrativa, S1-L1 o S2-L2, y una distribución volumétrica de las glándulas, así como de sus tamaños, bastante heterogénea, en parte debida a la propia heterogeneidad del cizallamiento durante la deformación D2. A la microescala, presentan texturas blastoporfídicas de mesostasis o matriz composicionalmente bandeada. La asociación mineral está formada por cuarzo + feldespato-K + plagioclasa + biotita + moscovita, con granate + sillimanita + circón + monacita + apatito + turmalina + ilmenita y opacos como accesorios. Durante la retrogradación y en grado variable, tiene lugar la cloritización de la biotita, la moscovitización de la sillimanita, el feldespato potásico y la biotita, y la sericitización frecuentemente zonal de las plagioclasas.

El feldespato potásico que forma las glándulas es una ortosa pertítica, variablemente microclinizada, que presenta inclusiones de biotita y plagioclasa. En las zonas abrigadas, ha

recristalizado a un agregado policristalino de microclina, oligoclasa y cuarzo. En caras paralelas a los planos S puede presentar reemplazamientos mirmequíticos y transformarse a moscovitas de orientación lepidoblástica paralela. En la matriz es una microclina poco o nada peritítica que forma, junto a la plagioclasa, el cuarzo y albita intersticial, un agregado estructurado en bandas lenticulares alargadas y "ribbons" con una recristalización estática bastante intensa. La plagioclasa es una oligoclasa ácida con rebordes albiticos que sufre reemplazamientos de mica blanca a lo largo de las direcciones cristalográficas. La biotita y la moscovita contribuyen con su orientación lepidoblástica a la definición de los planos S. No obstante, existen moscovitas de alteración/hidratación tardía a expensas de los feldespatos que se disponen formando grandes placas superpuestas a la foliación. El gránate se muestra variablemente corroído e inestable, aunque es un mineral frecuente en los dominios más deformados por D2.

Paragneises pelítico-semipelíticos con intercalaciones de cuarcitas feldespáticas y gneises cuarzofeldespáticos. (16)

Estos materiales son los que ocupan una mayor superficie de afloramiento y pueden diferenciarse un grupo heterogéneo de gneises paraderivados de alto grado y gneises migmatíticos, asignables tanto a protolitos pelíticos como semipelíticos, equilibrados durante el pico del metamorfismo del M2 en condiciones metamórficas de la facies anfibolítica superior a granulítica de MP. En la descripción que sigue a continuación, la terminología descriptiva utilizada en las migmatitas sigue las pautas establecidas por MEHNERT (1968), ASHWORTH (1985) y Mc LELLAN (1989), según las cuales el leucosoma y el melanosoma se utilizan en un sentido no genético para describir las partes más claras y más oscuras de la roca, respectivamente, y el mesosoma para referirse a partes del complejo migmatítico que han experimentado una limitada o nula migmatización.

Los paragneises de alto grado son gneises con gránate y feldespato-K y gneises con biotita y plagioclasa aparentemente poco o nada afectados por la migmatización, como se deduce del escaso desarrollo que presentan de una estructura en pares leucosoma-melanosoma. En estas rocas, la textura gnéisica está definida mesoscópicamente por una foliación rica en biotita y sillimanita, la cual separa segmentos ricos en cuarzo que contienen agregados de gránate, cordierita, plagioclasa, feldespato-K, sillimanita prismática y biotita.

Petrográficamente, consisten en una matriz de biotita + plagioclasa + cuarzo \pm feldespato K \pm gránate \pm sillimanita \pm cordierita \pm ilmenita \pm apatito \pm circón, y en agregados ricos en cuarzo que contienen cantidades modales variables de los minerales anteriores. Los granates son idio-subidioblásticos, pueden alcanzar hasta 1 cm de diámetro y en general están limpios de inclusiones, aunque cuando las presentan estas son de biotita, plagioclasa, cuarzo, ilmenita y raramente de rutilo. Frecuentemente, el gránate aparece en el núcleo de agregados polimineriales de reemplazamiento constituidos por cordierita+cuarzo o intercrecimientos de plagioclasa+biotita \pm sillimanita. También aparecen total o parcialmente pseudomorizados por un agregado de plagioclasa + biotita + cuarzo + sillimanita + ilmenita. La biotita y la plagioclasa de la matriz aparecen a menudo reemplazadas por cordierita o simplectitas de cordierita + cuarzo.

Los gneises migmatíticos se caracterizan típicamente por una estructuración en pares leucosoma-melanosoma y pueden ser tipológicamente clasificados como metatexiticos y diatexiticos (BROWN, 1983). En conjunto, constituyen la litología no ortoderivada dominante en los niveles estructurales medios y bajos de la Unidad inferior.

Los gneises metatexiticos son fundamentalmente migmatitas estromáticas (MEHNERT, 1968), constituidas por tipos con proporción variable de leucosoma generado por bajas y moderadas tasas de fusión parcial. La cantidad de fundido generado nunca constituye más del 50%, situándose por debajo del porcentaje de fundido reológicamente crítico (RCMP) de ARZI (1978), y por tanto conservándose buena parte de las estructuras premigmatíticas y migmatíticas. Estructuralmente, las metatexitas están constituidas por mesosoma (componente del gneis modificado) y proporciones variables de leucosoma (componente cuarzo-feldespático) o segregaciones leucocráticas. En general, los leucosomas están desprovistos de un borde rico en biotita y otros minerales máficos o melanosoma. En los niveles estructuralmente bajos de la Unidad Inferior, algunas metatexitas contienen granates de más de 3 mm de diámetro concentrados en las segregaciones leucocráticas. El gránate de las metatexitas aparece parcialmente reemplazado por un agregado de cordierita y/o biotita, plagioclasa, sillimanita y cuarzo. En función de la composición del leucosoma, las metatexitas pueden subdividirse en tipos graníticos o trondhjemiticos según contengan feldespato potásico o carezcan de él.

Petrográficamente, en las metatexitas el mesosoma presenta una textura esquistosa y está compuesto por biotita + plagioclasa + cuarzo \pm granate \pm sillimanita \pm cordierita \pm ilmenita \pm circón. Los porfiroblastos de gránate son subidiomorfos, alcanzan tamaños milimétricos y presentan inclusiones redondeadas de biotita, cuarzo, ilmenita y, raramente, de plagioclasas con zonado normal. El granate puede presentarse rodeado y parcialmente reemplazado por un agregado de cordierita + cuarzo, un fino intercrecimiento de plagioclasa + biotita \pm sillimanita, o pseudomorfizado por un agregado de plagioclasa + biotita + cuarzo + sillimanita + ilmenita. La biotita generalmente forma lepidoblastos que definen la foliación S2 de la roca, que en ocasiones aparece reemplaza por cordierita \pm cuarzo. La plagioclasa forma granos subidiomorfos con inclusiones aciculares de sillimanita, relictos de fragmentos redondeados de granate y granos redondeados de cuarzo. Presentan zonados tanto normales (An₁₈₋₃₀). El cuarzo forma agregados y granos xenomorfos.

El melanosoma solo se presenta claramente definido en algunos tipos semipelíticos, en forma de un reborde de grano grueso rico en biotita situado a lo largo de los márgenes del leucosoma. Está constituido por biotita + sillimanita + cordierita \pm granate \pm plagioclasa \pm cuarzo \pm ilmenita \pm apatito \pm circón. El granate presenta inclusiones redondeadas de biotita, cuarzo e ilmenita y muestra todos los estadios de reemplazamiento por agregados de cordierita + cuarzo, en raras ocasiones formando simplectitas en zonas abrigadas, y por intercrecimientos de grano fino y simplectitas de plagioclasa + biotita \pm cuarzo \pm ilmenita \pm apatito. La cordierita forma también agregados que reemplazan a la biotita y separan a esta fase de la sillimanita. La biotita en las proximidades de las segregaciones leucocráticas se presentan parcialmente corroída, con bordes irregulares ricos en opacos, y reemplazada por clorita que encierran agujas de rutilo. La plagioclasa forma granos subidiomorfos y xenomorfos, que pueden contener fragmentos de granate relicto y sillimanita acicular.

Las dimensiones de las segregaciones leucocráticas de las metatexitas, o leucosomas, son bastante variables. En general, presentan una longitud entre 10 y 15 cm y una anchura entre 1 y 2 cm. Están compuesta por plagioclasa + cuarzo \pm feldespato-K \pm sillimanita \pm granate \pm biotita \pm ilmenita \pm apatito \pm circón. La plagioclasa forma granos hipidiomorfos que contienen abundantes inclusiones de sillimanita acicular y prismática, fragmentos redondeados de granate blindado, grano redondeados de cuarzo y, raramente, moscovita. En los tipos trondhjemíticos, sin feldespato K, la plagioclasa puede ser antiperfítica; en los graníticos, el feldespato K aparece como poiquiloblastos perfiticos que incluyen granos redondeados de cuarzo y de plagioclasa con bordes albiticos, mostrando un reemplazamiento parcial por moscovita + cuarzo. En los bordes del feldespato-K⁺ son frecuentes los reemplazamientos mirmequíticos. La biotita muestra bordes corroídos ricos en opacos y un reemplazamiento variable por clorita y rutilo saagenítico. La cordierita forma agregados ovoides en los que reemplaza a la biotita y es, a su vez, reemplazada por un material isótopo amarillo que incluye cuarzo e ilmenita.

Los gneises diatexiticos son migmatitas producidas por moderadas y altas tasas de fusión parcial. La generación de más del 50% de fundido excede el RCMP y origina la disrupción de las estructuras pre-migmatíticas y migmatíticas. Las diatexitas aparecen como láminas concordantes o formando bolsadas y diques cortando a las metatexitas, en las que se desarrolló una estructura "schlieren" o nebulítica (MEHNERT, 1968). Consisten en un componente "granítico", en el que se destacan "schlieren" máficos que constituyen la foliación de la roca, y enclaves surmicáceos más o menos alineados paralelamente. Una vez se excede el RCMP, los "schlieren" pueden aparecer desestructurados como resultado de la disrupción y redistribución del melanosoma. Los enclaves son fragmentos del componente premigmatítico y migmatítico de las metatexitas caja y restitas de la fusión ("resisters"). Las diatexitas contienen escasos porfiroblastos de granate que muestran reemplazamientos en los bordes por cordierita y/o biotita, plagioclasa y cuarzo. En los "schlieren" de biotita-sillimanita se desarrollaron los mismos reemplazamientos de cordierita.

Las diatexitas están constituidas por una matriz de plagioclasa + cuarzo + biotita \pm feldespato-K \pm granate \pm sillimanita \pm cordierita \pm ilmenita \pm apatito, dentro de la cual se distribuyen "schlieren" biotíticos y agregados poliminerale de granate + biotita + sillimanita + plagioclasa \pm cordierita \pm cuarzo. El granate presenta inclusiones de naturaleza y aspecto similar a los de las metatexitas. Como los agregados "schlieren" de biotitas muestra texturas de reemplazamiento por agregados con cordierita y, menos frecuentemente, una pseudomorfización total por intercrecimientos de biotita \pm plagioclasa + cuarzo + ilmenita + apatito. La biotita presenta a menudo bordes corroídos y concavidades ricas en opacos y agujas de rutilo. La plagioclasa de la matriz aparece como granos subidiomorfos con abundantes inclusiones redondeadas de cuarzo, sillimanita acicular y biotita. La cordierita puede formar agregados granoblásticos de grano grueso junto al cuarzo, el feldespato K y la plagioclasa, e incluir biotitas redondeadas y sillimanita residual. En algunos tipos el apatito es relativamente abundante.

Leucogneises cuarzo-feldespáticos migmatíticos bandeados pre D2 (17).

En los niveles bajos de la Unidad Inferior, en las metapelitas del núcleo del domo, las altas tasas de fusión parcial dan lugar a la homogeneización convectiva del material y la forma-

ción de granitoides anatócticos de "tipo S". En base a su mineralogía y a las relaciones estructurales que presentan con respecto a las fábricas S2, se pueden establecer dos generaciones distintas de leucogranitos anatócticos de dos micas: leucogranitos con granate y leucogranitos con cordierita. En el Capítulo 4 se discuten las diferentes condiciones P-T de cristalización de ambos tipos de granitoides anatócticos y la importancia de la edad relativa de las fábricas que los afectan.

Los leucogranitos con granate presentan la asociación mineral característica cuarzo + feldespato-K⁺ + plagioclasa + moscovita ± biotita ± granate ± sillimanita ± turmalina. Aparecen como diques y enjambres de "sills" de potencia métrica, en general deformados, y cuya disposición alternante con los paragneises da lugar a que se puedan describir, a veces, como gneises migmatíticos. Estos leucogranitos fueron generados de forma temprana con respecto a D2, como indica la concordancia que presentan los contactos con respecto a la foliación S2 de los paragneises encajantes y el desarrollo de fábricas magmáticas internas subparalelas. Durante la deformación D2 retrógrada, en momentos post-pico del M2, fueron boudinados paralelamente a la lineación L2 y desarrollaron fábricas S2 deformativas y miloníticas. Los leucogranitos con cordierita se concentran preferentemente en las partes internas del domo estructural, formando masas de geometría laminar que pueden alcanzar más de 50 m potencia. Contienen una asociación mineral compuesta por cuarzo + feldespato-K⁺ + plagioclasa + moscovita ± biotita ± cordierita ± sillimanita. Aparecen bastante menos deformados que los leucogranitos con granate por D2, lo que les confiere un carácter más tardío, excepto en los niveles estructuralmente más altos de la Unidad Inferior donde han desarrollado fábricas miloníticas S2 de relativa baja-T.

3.3.2.2. Relaciones microestructurales

Las relaciones entre porfiroblastos y matriz en la secuencia metamórfica estudiada implican una relativamente compleja historia tectonometamórfica. En general para todo el conjunto metamórfico de la Hoja de Aldeadávila de la Ribera se pueden definir varias etapas de blastesis y recristalizaciones relacionables a múltiples fases de deformación que se superponen unas a otras:

- (1) Una primera fase de formación de foliación (S1), desarrollada en condiciones metamórficas de clorita y biotita. Dicha fábrica es bien reconocible en rocas micáceas y como inclusiones en determinados porfiroblastos, aunque resulta menos evidente en rocas gneísicas cuarzofeldespáticas.
- (2) Una etapa intercinemática en condiciones de estabilidad de la biotita o mayor con desarrollo importante de porfiroblastos y poiquiloblastos (interfase F1-F2).
- (3) Una fase principal de desarrollo de una nueva foliación (S2) localizada en sectores concretos. Esta nueva fábrica es el resultado de la mayor o menor transposición de una esquistosidad previa (S1) mediante mecanismos de formación de una esquistosidad de crenulación similares a los descritos por BELL y RUBENACH (1983). Esta nueva foliación se genera en condiciones de metamorfismo de las anfibolitas de medias y bajas presiones y lleva asociado un cizallamiento dúctil, muy importante en algunas rocas, relativo a una deformación no-coaxial.

- (4) Una etapa de "annealing" (recristalización estática) de tardí a esencialmente post-S2, con desarrollo de una intensa recristalización (pico térmico) e importante crecimiento de porfiroblastos y poiquiloblastos que llegan a destruir, sobre todo en las rocas de mayor grado, fábricas y mineralogías previas.
- (5) Una fase deformativa posterior (F3), con formación de pliegues D3 y esquistosidad de crenulación (S3) de diferente desarrollo y penetratividad, durante la recristalización continuada de la etapa anterior y crecimiento de porfiroblastos.
- (6) Etapa de metamorfismo retrógrado con alteración de fases minerales anteriores frecuentemente como transformaciones pseudomórficas. La formación contemporánea de zonas de cizalla dúctil y dúctil-frágiles proporciona el acceso a fluidos acuosos y localiza en ellas una retrogradación preferente a condiciones de la facies de los esquistos verdes.
- (7) Una fase tardía de deformación (F4), con generación de pliegues D4 y esquistosidad de crenulación S4, durante y después del metamorfismo retrógrado.

En particular, en la Unidad Inferior, las microestructuras observadas principalmente son las desarrolladas durante D2, y en ellas puede establecerse una diferenciación entre las generadas con anterioridad y durante el pico del metamorfismo, y las formadas con posterioridad (Fig. 4)

Microfábricas pre y sin-pico térmico del metamorfismo.

Las microestructuras de mayor importancia que se han podido observar en los materiales correspondientes a esta unidad son aquellas que se asocian a un proceso de recristalización o "annealing" producido en condiciones establecidas para el *pico metamórfico*. El desarrollo de este proceso conlleva una fuerte superposición de microfábricas que ocasiona la prácticamente total desaparición de las estructuras originales relacionadas con el primer evento deformacional D1.

En ortogneises cuarzo-feldespáticos el tamaño de grano es grueso, y la microfábrica S2 está definida por la orientación preferente de la biotita, "ribbons" de cuarzo policristalinos, y delgadas capas de composición predominantemente feldespática, cuya forma original ha sido extensamente modificada por recristalización y microboudinage, y de segregaciones concordantes de fundidos parciales.

Los paragneises metapelíticos de estas áreas presentan tamaños de grano milimétricos, con porfiroblastos que pueden alcanzar varios centímetros de diámetro, y una microestructura S2 definida por la diferenciación en niveles leucocráticos cuarzo-feldespáticos y oscuros biotítico-sillimanítico. En los niveles claros, el cuarzo y los feldespatos forman un agregado en mosaico inequigranular, con contactos entre granos rectos a alto ángulo, en el que la microclina micropertítica puede desarrollar caras cristalinas que se interpretan como indicativas de la cristalización directa de un fundido (VERNON y COLLINS, 1988).

Gran parte de estas texturas de "annealing" en cristales libres de deformación, se interpretan como el reflejo de la deformación D2 en las proximidades del pico térmico del metamorfismo. Esto concuerda con el desarrollo ligeramente anterior en estos paragneises de las

texturas de reacción sin-D2 progradadas, como porfiroblastos de granate y feldespato potásico creciendo sobre una foliación S2 temprana definida por biotita, sillimanita y cuarzo, con la elongación de los cristales de sillimanita con la L2, y con la aparición en los niveles estructuralmente más altos de la unidad de porfiroblastos sincinemáticos de granate con inclusiones sigmoidales y en "snow-ball" (SCHONEVELD, 1977).

Microfábricas post-pico térmico del metamorfismo.

La diferencia más evidente entre estas microfábricas atribuibles a un proceso de recristalización dinámica durante la *deformación retrógrada D2* y las generadas durante el pico del metamorfismo, es el menor tamaño de grano de la matriz de las primeras.

En los paragneises, se observan porfiroblastos tempranos de granate que han sido parcialmente reemplazados por agregados de cordierita + cuarzo y por un fino intercrecimiento de plagioclasa y biotita o completamente pseudomorfizados por un agregado de biotita + plagioclasa + cuarzo + ilmenita. Estos porfiroblastos de granate están preservados en microdominios cuarzosos y rodeados por una foliación biotítica rica en sillimanita e ilmenita, constituyendo en conjunto actualmente una fábrica protomilonítica-milonítica S-C. El estiramiento que evidencian los nematoblastos, con "pull-apart" rellenos de biotita y abiertos a altos ángulos con la línea de estiramiento L2, supone una evidencia textural del carácter retrógrado de la fábrica S2.

Las microestructuras de recristalización en el cuarzo de estos paragneises están desarrolladas paralelamente a la L2 y se caracterizan por un mosaico interpenetrado de granos relativamente equidimensionales, que muestran alineamientos en los límites de los granos conjugados, resultado de la migración de bordes de grano a alta temperatura (LISTER y SNOKE, 1984). La presencia de estos "ribbons" de cuarzo, indicativos de temperaturas, durante la deformación, de 600°-700°C (LISTER y DORNSIEPEN, 1982), implica que la deformación D2 tiene lugar en condiciones de las partes de media y alta temperatura de la facies anfibolítica. Estas microestructuras constituyen registros de estadios de la deformación D2 poco después del pico térmico del metamorfismo, indicando el inicio del enfriamiento de la parte de alto grado del complejo metamórfico.

En los niveles estructuralmente más altos de la Unidad Inferior, próximos al contacto con la Unidad Superior, los efectos retrógrados de D2 son progresivamente más intensos. La evolución de las fábricas S2 en esta parte del complejo metamórfico indica la parcial superposición subparalela de fábricas de bajo grado sobre las previas de alto en momentos posteriores al pico del metamorfismo. En los paragneises de la zona de "detachment", la recristalización del cuarzo tiene lugar por la progresiva rotación de subgranos, los porfiroclastos de feldespatos muestran reemplazamiento por moscovita±cuarzo y los porfiroclastos de biotita muestran a menudo kinkado y cloritización variable.

Los granitoides y pegmatoides intruidos en los niveles estructurales infrayacentes a la zona de "detachment" presentan diferentes microestructuras S2. Estas se caracterizan por la recristalización parcial de los agregados de cuarzo, plasticidad de baja temperatura y recr-

talización subordinada tanto del feldespatos potásico como de la plagioclasa, reemplazamientos de los feldespatos por agregados de moscovita + cuarzo en grietas extensionales y fuerte deformación interna de los porfiroclastos de micas. Estas microestructuras indican en sentido amplio unas condiciones para la deformación D2 en condiciones transicionales entre la facies anfibolítica y la de los esquistos verdes. (SIMPSON, 1985).

Estos materiales posteriormente son afectados por deformaciones tardías, produciendo en las microfábricas anteriormente descritas modificaciones estructurales, tales como plegamientos o fábricas miloníticas generadas durante la actuación de la Cizalla de Pereña. Todos estos procesos tienen lugar bajo condiciones características de la facies de los esquistos verdes.

Como conclusión puede decirse, que el crecimiento de porfiroblastos en los paragneises de la Unidad Inferior sólo puede referirse en relación a las fábricas S2 generadas durante el pico del metamorfismo y a la evolución retrógrada posterior. En estas rocas, el pico del metamorfismo coincide con el inicio o es algo posterior a la deformación extensional D2, y el enfriamiento progresivo es contemporáneo con la formación sucesiva de fábricas sin-D2 retrógradas.

La foliación y lineación dominante en los ortogneises glandulares pre-hercínicos que aparecen en los afloramientos del área de la Ermita de la Pereña, es paralela a la S2 y a la L2-L3 de los metasedimentos encajantes. La presencia de estructuras asimétricas "augen" y fábricas lineares (L) y plano-lineares (L>S), implican que la deformación que les afecta es un cizallamiento paralelo a la lineación L2 de los paragneises y que la foliación/lineación que presentan se desarrolló simultáneamente durante la deformación por cizalla asociada a la F2, e implicando a su vez una edad para la intrusión de los ortogneises anterior al desarrollo de la F2. Resulta difícil establecer en estos materiales si el crecimiento de la blastesis mineral se produjo en condiciones sin-pico metamórfico o en etapas posteriores a este suceso.

3.3.2.3. *Relaciones quemográficas*

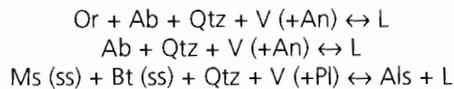
La base para el establecimiento de consideraciones quemográficas se establece en la evidencia textural de reacciones metamórficas relevantes combinada con datos de equilibrio mineral.

Los aspectos texturales que establecen la secuencia de crecimiento mineral han sido ya en parte discutidos en los apartados descriptivos, habiéndose establecido en base a tres aspectos: (1) inclusiones de unas fases minerales en otras, (2) morfología y tamaño de las inclusiones, y (3) relaciones pseudomórficas.

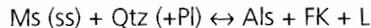
El diagrama petrogenético en el que se recoge una selección de varias reacciones de fusión en presencia y ausencia de fluidos, el inicio de fusión en el sistema granítico (JOHANNES, 1984), y las curvas de estabilidad entre los silicatos de aluminio (BERMAN, 1992), está basado en el propuesto experimentalmente por VIELZEUF y HOLLOWAY (1988) para explicar las relaciones de fusión en el sistema KFMASH.

Las rocas metapelíticas presentes en esta unidad constituyen un grupo heterogéneo de gneises de alto grado y migmatitas. En general estos paragneises aluminicos son ricos en leucosomas de composición granítica que se interpretan como derivados de su fusión parcial interna. Estos leucosomas aparecen concordantes con el bandeo litológico y la foliación principal, o plegados isoclinalmente. Pueden observarse otro tipo de leucosomas que no se encuentran afectados por el plegamiento, y por lo que se los supone tardíos con respecto a las etapas de deformación.

La historia metamórfica de las metapelitas, según muestra la figura 5, puede ser deducida a través de las reacciones de fusión intersectadas durante su evolución P-T. Así, los primeros fundidos saturados en agua que se generaron probablemente fueron debidos a las reacciones:



Una vez producida la fase fundida, todo el H₂O disponible se disuelve en ella. A partir de este momento los nuevos fundidos van a producirse mediante el funcionamiento de la siguiente reacción y en ausencia de H₂O:



Esta etapa es probablemente la responsable de la formación "in situ" de las primeras venas leucosomáticas con sillimanita y de pequeñas masas de sills leucograníticos. El plegamiento de estas venas por pliegues cuyo plano axial es la S₂ y su boudinamiento paralelo a la L₂, sugiere que estos primeros productos de la fusión parcial fueron después intensamente deformados por D₂.

El incremento continuado de la temperatura durante D₂ originó el funcionamiento de la reacción de deshidratación por fusión incongruente de la biotita:



Se formaron a partir de esta reacción metatexitas sin-D₂ con granate y generalmente sillimanita, segregaciones leucosomáticas con granate y diatexitas con granate. Según LE BRETON y THOMPSON (1988), esta reacción tiene lugar en sistemas naturales y para biotitas con valores de X_{Mg} intermedios, a condiciones de entre 750 y 800 °C y 8-10 Kb; estas condiciones son aproximadamente las que se obtuvieron mediante termobarometría para el *píco metamórfico* del M₂.

Durante la *evolución retrógrada post-píco* de esta unidad se producen reemplazamientos retrógrados de granate por cordierita en presencia de sillimanita, y son explicados mediante una trayectoria descompresiva casi isoterma sin-D₂.

La trayectoria P-T termina con un enfriamiento acompañado de una suave descompresión, que queda registrado en el reemplazamiento del granate por agregados de Bt+Pl+Qtz, del

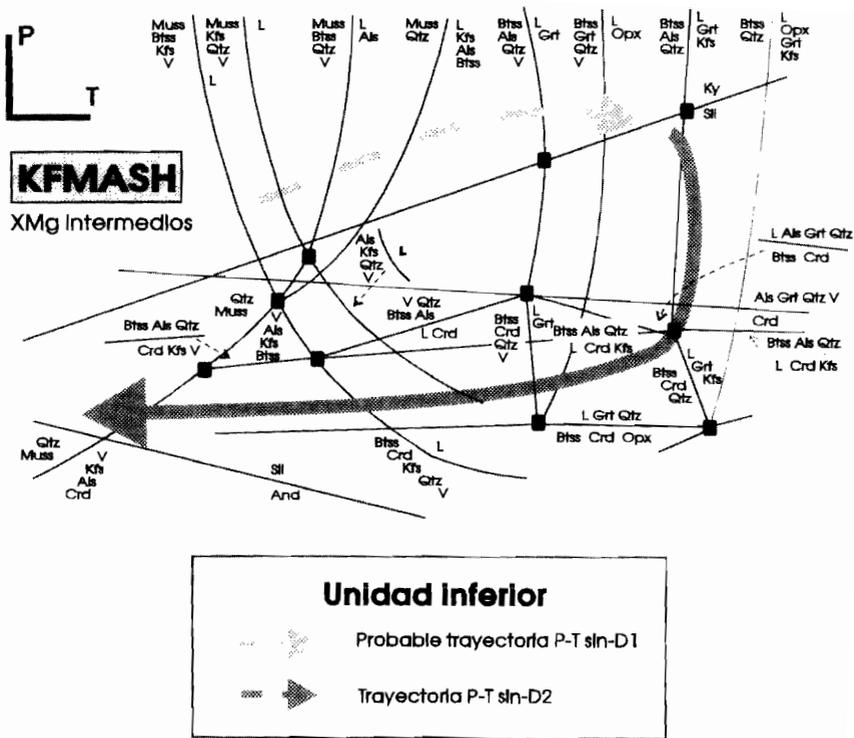


Fig. 5. Red petrogenética parcial, basada en VIELZEUF y HOLLOWAY (1988), para valores de Mg intermedios en metapelitas en las que las relaciones KFMASH mostradas son campos divariantes representadas como líneas. La flecha continua indica la trayectoria PT seguida por la Unidad Inferior durante el evento D2 (ESCUADER, 1995).

feldespatos K, la biotita y la cordierita por moscovita+cuarzo, frecuentemente formando simplectitas, y en la transformación de sillimanita en andalucita. Finalmente la unidad alcanza condiciones de la facies de los esquistos verdes.

3.3.3. Metamorfismo de la Unidad Superior

Esta Unidad aflora según una banda NO-SE, en la que intruyen varios cuerpos graníticos, de diferente composición y textura. Esta unidad, litológicamente está constituida principalmente, por un conjunto de metasedimentos pelítico-samítico con intercalaciones cuarcíticas, metagrauvascas, rocas calcosilicatadas y paragneises cuarcíticos. Estos materiales se corresponden con el denominado Grupo del Duero del Complejo Esquisto-Grauváquico de SOUSA, (1982), descrito anteriormente en el apartado de Estratigrafía.

3.3.3.1. Relaciones microestructurales

Dentro de la secuencia de eventos establecidos, los materiales de este sector se caracterizan por presentar un predominante desarrollo de la foliación S2 y una importante recrystalización post-S2, además de contener un mejor y más completo registro de la recrystalización asociada a la fase deformativa F3 y del metamorfismo retrógrado (Fig. 6).

Fase 1.

Una esquistosidad anterior, S1, queda definida como inclusiones en porfiroblastos de andalucitas, plagioclasa y biotitas rodeados por la S2. Dicha esquistosidad está definida por inclusiones de cuarzo y opacos que determinan una S1 recta y discordante en alto ángulo con la S2 externa. La parte plana de la S1 conservada en el núcleo muestra ángulos variables con la S2 que le rodea en porfiroblastos distintos. Lepidoblastos biotíticos y moscovíticos plegados y encerrados en microlitones sigmoidales envueltos por la S2, 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 S1 previa. Igualmente, grandes plagioclasas que ocupan enteramente microlitones abrazados por la S2 muestran inclusiones de micas, cuarzo y opacos, que definen un estadio intermedio de formación de la foliación, S1+ S2, en planos oblicuos a los S2 externos.

Fase 2.

La foliación principal que se observa a la microescala en todas las litologías es la S2. Se ha generado por una intensa deformación no coaxial por cizalla simple, y su naturaleza varía en función del nivel estructural y el grado metamórfico. En los niveles estructurales más altos de la Unidad Superior el grado de deformación D2 que afecta a las rocas es muy heterogéneo, como se deduce de la existencia de rocas que varían desde no deformadas a ultramiloníticas. Las microestructuras D2 protomiloníticas, miloníticas y ultramiloníticas aparecen locali-

UNIDAD SUPERIOR

		Mineral\Deform.	D1	D2	D3
Niveles estructurales altos		CLORITA	██████████	██████████	████
		MICA BLANCA	██████████	██████████	████
		BIOTITA	██████████	██████████	
		CORDIERITA		██████	
Niveles estructurales bajos	Zona de la andalucita	MICA BLANCA	██████████	██████████	████
		BIOTITA	██████████	██████████	
		ESTAUROLITA		████	
		CORDIERITA		██████	
		ANDALUCITA		██████	
	Iª Zona de la sillimanita	MICA BLANCA	██████████	██████████	████
		BIOTITA	██████████	██████████	
		CORDIERITA		██████	
		ANDALUCITA		████	
		SILLIMANITA		██████	
	IIª Zona de la sillimanita	MICA BLANCA	██████████	██████████	████
		BIOTITA	██████████	██████████	
CORDIERITA			██████		
SILLIMANITA			██████		
FELDESPATO-K			██████		

Fig. 6. Relaciones entre el crecimiento de porfiroblastos y la evolución de las microfábricas en la Unidad Superior (ESCUADER, 1995).

zadas en estrechas zonas de cizalla normales, que separan dominios virtualmente no deformados por D2 donde se preservan las microestructuras generadas durante D1. En las zonas de charnela de pliegues D2 también se han desarrollado microfábricas S2, que constituyen una esquistosidad de crenulación especialmente bien desarrollada en los niveles ricos en micas, (BELL y RUBENACH, 1983).

En los micaesquistos la esquistosidad dominante es la S2 definida por un bandeado de diferenciación cuarzo-micas con espaciado de un milímetro o menor. En ellos no se observan pliegues D2, pero sí pliegues intrafoliares, "boudines" y estructuras "augen" desarrollados en delgados lentejones cuarcíticos. En los paragneises semipelíticos y cuarcíticos se observan agregados cuarzo-feldespáticos que forman una penetrativa lineación, L2, la cual es a menudo un poco oblicua a las charnelas de los pliegues D2 pero siempre subparalela al eje mayor de "sheath folds" de F2. Dicha lineación también está definida por "rods" de venas de cuarzo muy estiradas, "boudines", estructuras "augen" y por lineaciones minerales y de estiramiento.

En delgadas intercalaciones anfibolíticas la asociación encontrada incluye: hornblenda, cuarzo, plagioclasa, biotita, granate y esfena; y en rocas de silicatos cálcicos: hornblenda magnesiania, diópsido, cuarzo, plagioclasa cálcica, biotita, epidota, zoisita, esfena, tremolita y escapolita. En ambos casos aparecen mica blanca, clorita, albita y epidota/clinozoisita, como minerales secundarios.

Se pueden establecer diferencias entre las rocas de los niveles estructurales altos y los bajos de la Unidad. La más obvia es la formación de microestructuras S2 penetrativas, el extenso desarrollo de porfiroblastos y el incremento del tamaño de grano de la matriz. El claro aumento de la deformación D2 observado mesoscópicamente hacia los esquistos de los niveles más bajos, no se traduce en general en una variación en las microestructuras, debido a un intenso "annealing" sin- y post-D2. Muchas de las muestras contienen tres elementos estructurales: una foliación previa S1 microcrenulada, una foliación principal S2 de nueva generación y varias generaciones de porfiroblastos, si se consideran sus relaciones con las dos microestructuras anteriores. En metapelitas, la foliación S2 consiste en una alternancia de microdominios micáceos y cuarzosos, progresivamente mejor diferenciados conforme se desciende a niveles estructurales más bajos. Las crenulaciones preservadas en los microdominios cuarzosos y en forma de microinclusiones en los porfiroblastos de rocas de mayor grado, indican que la foliación S2 dominante es resultado de la formación progresiva de una esquistosidad de crenulación, siguiendo un proceso análogo al descrito por BELL y RUBENACH (1983). Los estadios más avanzados de este proceso de transposición progresiva de la S1 por S2, que llega a ser completa, se registran en las rocas de mayor grado de los niveles estructurales más bajos, coincidiendo con una mayor intensidad en la deformación D2.

Sobre las fábricas progradadas S2 anteriores se superpone una deformación D2 retrógrada localizada en la zona de "detachment" entre unidades, la cual está caracterizada en las metapelitas por el desarrollo de ECCs (PLATT y VISSERS, 1980) mesoscópicos y estructuras de boudinamiento de la foliación. En general, las ECCs se han observado desarrolladas en los micaesquistos y en alternancias de micaesquistos y cuarcitas, tanto en el campo, con espaciados variables entre uno a varios centímetros y localmente como pares conjugados

con mayor desarrollo para una familia, como a escala de lámina delgada. En estas rocas, el cuarzo y los feldespatos forman agregados lenticulares muy alargados que son rodeados de forma anastomosada por las micas, formando "shear bands". Adyacentemente a estos planos, las micas están arqueadas y microboudinadas desarrollando peces micáceos. A escala regional no se ha podido establecer, dada la escasez y mala calidad de afloramientos, un posible desarrollo preferente a lo largo de bandas o asociado a un determinado contacto litológico. Junto al boudinamiento asimétrico de capas micáceas en el interior de cuarcitas y de lentejones cuarcíticos y venas en el interior de metareniscas, se ha observado rotación de "boudines" asociado a movimientos sintéticos en bandas de cizalla.

A escala regional, todas las microestructuras de F2 indican una penetrativa deformación no coaxial cuya dirección de transporte tectónico coincide con la orientación de la lineación mineral y de estiramiento L2, con un sentido deducido a través de asimetrías y otros criterios cinemáticos hacia el S y SE.

Microestructuralmente y en secciones XZ destaca a primera vista la anastomosada traza de la foliación S2, compuesta por lepidoblastos biotíticos y moscovíticos que rodean e individualizan microlitones lentejonares, que contienen varias generaciones de plagioclasa y cuarzo pero no aparece granate. 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 (L2) contenida en el plano S2.

En secciones YZ, perpendiculares a L2-L3, se observa un microplegamiento de la S2 que puede variar en intensidad desde una simple ondulación a una apretada esquistosidad de crenulación, S3, con transposición de la S2. En estas secciones YZ, un estadio planar de la S2, previo a la crenulación S3, se conserva como inclusiones rectas en porfiroblastos de plagioclasa.

La principal característica metamórfica del sector estriba en que en gran parte de él tiene lugar formación de sillimanita fibrolítica, la cual define junto con otras fases mineralógicas presentes dos zonas metamórficas en continuidad con la secuencia establecida. Además, la relación de su formación con respecto al desarrollo de los planos de la foliación regional S2, indican que el cizallamiento dúctil asociado culminó en todo el sector en condiciones metamórficas de su campo de estabilidad, las cuales persisten después de la deformación de F2.

La zona de **sillimanita+moscovita** está definida por la primera aparición de sillimanita y por la desaparición de la fase andalucita. El trazado preciso de la isograda sillimanita "in" no ha sido posible de establecer en la cartografía pero la transición puede observarse en la banda continua de metasedimentos del afloramiento del Salto de Aldeadávila. No obstante, dicha transición ha sido observada igualmente a la escala de lámina delgada con el reemplazamiento directo de andalucita por sillimanita confirmando el gradiente de campo.

Un aspecto importante de determinar para los materiales de esta zona es si la deformación de segunda fase se inició en el campo de estabilidad de la andalucita y evolucionó a condiciones de la sillimanita. La evidencia microestructural de la transformación polimórfica se establece en porfiroblastos de andalucita, los cuales fueron parcialmente desmembrados y rotados durante el desarrollo de la foliación de S2. Dichos porfiroblastos de andalucita apa-

recen incluidos en microlitones sigmoidales rodeados e individualizados por dominios micáceos (P), en los que junto al cuarzo y dentro o adyacentemente a la biotita, crecen fibras discretas y/o “madejas” de fibrolita. Tales agregados de sillimanita fibrolítica están típicamente concentrados a lo largo de los planos de la foliación S2, quizá a través de ciclos de reacciones iónicas como los sugeridos por VERNON (1983).

La zona de **sillimanita+feldespatos potásicos** está definida por la primera aparición de feldespato potásico y por la pronta desaparición de la moscovita progradada. El desarrollo de grandes blastos de feldespato potásico más o menos elongados en el plano de foliación a expensas de la moscovita definitoria de la esquistosidad junto con la tendencia a aumentar el tamaño de grano de todos los minerales da lugar a que la roca pierda su carácter esquistoso y se torne gneíscica. El feldespato potásico forma junto al cuarzo y la plagioclasa agregados “equant” de bordes intergranulares rectos o curvados.

La esquistosidad está débilmente desarrollada y son típicas en estas rocas las texturas granoblásticas poligonales, sobre todo en litologías cuarzofeldespáticas, en las que delgadas capas biotíticas a modo de “schlieren” definen los planos de foliación. Bandeados sedimentarios y la estratificación son aún evidentes en escasas rocas, pero no quedan restos ni evidencias de la naturaleza detrítica de los granos de las rocas metareniscosas.

Las asociaciones típicas de esta zona son: cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + sillimanita + biotita ± cordierita. Como accesorios aparecen apatito, circón, turmalina, ilmenita, magnetita, esfena y opacos. El feldespato potásico puede ser tanto ortosa como microclina, siendo generalmente pertítico. La plagioclasa en metaareniscas es una oligoclasa cálcica, pero en metapelitas es albitica, denotando el extremadamente bajo contenido en Ca en estas rocas. En las rocas de mayor grado la fibrolita es sustituida por microprismas y pequeños granos de sillimanita.

Etapa de “annealing” post-S2. .

El crecimiento de sillimanita desde andalucita puede también deducirse desde relaciones pseudomórficas texturalmente posteriores al desarrollo de la foliación S2. La desaparición de andalucita en rocas de la zona de la sillimanita está acompañada por una pseudomorfización total o parcial a micas moscovíticas de grano grueso desorientadas, las cuales no retienen cuarzo ni inclusiones de opacos. Aunque la aparición de sillimanita fibrolítica se ha observado relacionada con el desarrollo de pseudomorfo y creciendo desde las biotitas, no se ha observado el reemplazamiento directo desde andalucitas previas. Esto implica que la desaparición de andalucita y formación de sillimanita tiene lugar muy cerca en el tiempo dentro de la secuencia de eventos reconocibles en la lámina. El hecho de que rocas de la zona de la sillimanita presenten pseudomorfo de moscovita con núcleos relictos de andalucita implica también que el crecimiento de sillimanita fue precedido por el de andalucita.

La reacción: $\text{and} \rightarrow \text{sill}$ en estas rocas puede ser indirecta y proceder del reemplazamiento de andalucita por moscovita en algunos dominios, y del de biotita por fibrolita en otros, quizá a través de complejos intercambios catiónicos como los descritos por CARMICHAEL (1969).

El relativo tiempo de crecimiento de pseudomorfo de moscovita y sillimanita puede indicarse mediante relaciones microestructurales. En general las moscovitas de grano grueso que reemplazan a andalucitas están desorientadas e indeformadas, aunque algunas se orientan paralelamente a la foliación principal (S2), deduciéndose por lo tanto para ellas períodos de crecimiento tardi-D2 y esencialmente post-S2.

Gran parte de la fibrolita es mimética de la biotita desde la que también se nuclea, pero existen recrecimientos fibrolíticos desde los nódulos microplegados ("madejas") y fibras aisladas que aparecen desorientados e indican una blastesis postcinemática a la S2.

En resumen, todas las microestructuras anteriormente descritas establecen que las rocas fueron deformadas durante D2 por procesos dúctil-plásticos. Los cambios observados en las microestructuras S2 hacia los niveles estructurales más bajos de la Unidad Superior, indican que en este sentido se activaron mecanismos deformativos progresivamente de mayor temperatura durante D2. La mayor abundancia de porfiroblastos sugiere también un aumento progresivo de la importancia de las reacciones metamórficas. La crenulación subhorizontal de la foliación S1 por la S2 desarrollada de forma progresiva hacia los niveles estructurales más bajos y registrada en sucesivos estadios hasta su completa transposición, concuerda con el incremento de la deformación finita observado a la mesoescala y la horizontalidad de las estructuras preexistentes durante D2. Paralelamente, los procesos de "recovery" recristalización estática y crecimiento de granos, indican que los procesos de "annealing" post-D2 fueron más importantes hacia los niveles estructurales bajos, coincidiendo con el aumento de la deformación D2 y del grado metamórfico. Estos procesos de "annealing" post-D2 obliteran gran parte de las características diagnósticas de las rocas milonitizadas, resultando por ello difícil reconocerlas.

Fase S3.

Los pliegues D2 y la foliación S2 resultan plegados por las estructuras relacionadas a la F3. Se trata de pliegues sobrepuestos D3, de escala de centimétrica a métrica, abiertos y cerrados, de simetría rómbica y monoclinica, cuyos ejes y líneas de charnela se orientan subparalelamente a la L2. Asociadamente a dichos pliegues se desarrolla una esquistosidad de crenulación, de variable desarrollo y penetratividad, a lo largo de bandas relacionadas a macroestructuras de gran escala, bien visible en los micaesquistos pero poco desarrollada en las capas competentes y cuerpos granitoides. Como consecuencia, se genera en los micaesquistos una lineación de crenulación, L3, que resulta ser subparalela a la L2 de los paragneises cuarcíticos adyacentes. En detalle, la L2 de los micaesquistos se observa microplegada en los planos S2 por los pliegues D3 en su zona de charnela. No obstante, en el campo, la lineación dominante es a menudo compuesta, producida por la F2 y la F3, y denominada L2-L3.

La disposición subhorizontal de los ejes de pliegues menores D3 y su asimetría, de la lineación L2-L3, y de las trazas de la S2 en la cartografía, son relacionables a la presencia de una gran estructura antiformal de escala kilométrica de orientación aproximada NO-SE, cuya

zona de charnela debe situarse más hacia el N y NE, hacia zonas ahora ocupadas por una gran masa de cuerpos graníticos sincinemáticos.

En secciones YZ, se observan nódulos de sillimanita y haces fibrolíticos aplastados y paralelos a la S2 los cuales aparecen ondulados y microplegados por micropliegues D3. De ellos parten recrecimientos paralelos a los planos de S3 de crenulación, así como otros desorientados y posteriores. También son frecuentes las inclusiones de fibras y microprismas de sillimanita orientados al azar en los minerales de los microdominios Q próximos, cortándolos, los cuales muestran por otra parte evidencias de un intenso "annealing". De todas estas relaciones se deduce una blastesis y un metamorfismo en condiciones de sillimanita para las rocas de este dominio, temporalmente sin y post-S3.

En zonas del intradós de pliegues menores D3, el agregado cuarzo-feldespático del que también forma parte la cordierita de los dominios Q ha podido recrystalizar elongadamente a los planos de S3 de crenulación, indicando también que la blastesis metamórfica de estos minerales ha persistido durante y después de la F3.

Fase retrógrada.

En estas rocas tiene lugar un variable reemplazamiento de sillimanita, andalucita, cordierita y feldespato potásico, por moscovita retrógrada en agregados en grano fino y en grandes placas o "cross micas". Se define así una dificultad en algunas rocas para asignar si quedan restos de moscovita progradada. No obstante, la ausencia de orientaciones preferentes y de deformación interna en los pseudomorfos de sillimanita indican que fueron postcinemáticos a la formación de la esquistosidad S2 (y de la S3 en las rocas donde se observa). La cordierita en la zona sillimanita + feldespato potásico no presenta trayectorias de inclusiones de grano fino, pero granos inalterados conservan finas inclusiones desorientadas de cuarzo y biotita.

Las biotitas de la zona sillimanita + feldespato potásico son probablemente tipos eastoníticos. Sufren un proceso de cloritización variable, con formación adicional de esfena, epidota/clinozoisita, rutilo sagenítico y opacos.

Muchas muestras de la zona de cordierita/andalucita y de niveles térmicos superiores contienen cloritas. Muchas de estas cloritas presentan tonos ligeramente verdes pálidos o débil pleocroismo y birrefringencia verde-azuladas, indicando que son relativamente ricas en Mg (ALBEE, 1962). Tales cloritas pueden haberse formado a relativas altas temperaturas y pueden ser parte de la asociación del pico metamórfico, pero al aparecer cortando con altos ángulos y sobrepuestos a la foliación micácea y observarse evidencias de reemplazamiento directo de biotitas por cloritas, así como interdigitación de capas cloriticas con biotíticas en un mismo lepidoblasto, implicando que aunque se han formado a altas temperaturas son tardías en la secuencia metamórfica (post-S2) y con posterioridad al pico del metamorfismo.

Otros minerales retrometamórficos son: mica blanca, sericita, pinnita, epidota, carbonatos y opacos.

Fase F4.

La fase deformacional F4 tiene lugar en momentos finales del metamorfismo retrógrado y sobrepasa (postdatándola) la recrystalización metamórfica. Este aspecto es claro en las rocas con fábricas milonítico-filoníticas retrogradacionales en relación a zonas de cizalla dúctiles y dúctil-frágiles tardías asociadas al movimiento de la ZCJT, el cual ha sido temporalmente establecido como post-F3. Dichas fábricas miloníticas de baja temperatura, definidas por "ribbons" de cuarzo y "mica fish" cloríticos y moscovítico-fengíticos, se presentan crenuladas por una serie de micropliegues D4 angulosos y "kink bands" en cuyos planos, S4, no se observa blastesis.

En las rocas con sillimanita, en sus zonas de charnela, los pliegues de crenulación D4, tiene lugar un reemplazamiento preferencial a pequeñas cloritas y micas blancas. La textura de la moscovita en estas zonas de charnela es variable: algunos granos están poligonizados, otros presentan extinción ondulante y kinkados. La deformación F4 es también aquí esencialmente postmetamórfica como resulta evidente por la débil extinción ondulante que presentan todos los granos del agregado cuarzo-feldespático de la roca.

Milonitas y filonitas asociadas a la Zona de Cizalla de Pereña (ZCP).

En relación a la actuación de la ZCP 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 S2 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 S2 con ángulos apreciables y generan dominios y microlitones sigmoidales propios. Las micas de los planos S2 adyacentes son kinkadas y el cuarzo de los planos Sm-f muestra texturas de deformación con ausencia de signos de recrystalización dinámica. Dicha foliación presenta un carácter rotacional con un movimiento paralelo a la Lm-f que se dispone subhorizontalmente. En algunas muestras se han podido determinar dos sentidos de cizallamiento opuestos: uno, en condiciones de estabilidad de la sillimanita y relacionable al cizallamiento asociado a la formación de la S2 y otro, en condiciones de blastesis propias de la facies de los esquistos verdes, relativo a planos discretos generados posteriormente en la historia deformativa de la roca.

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 cálcicas en otras más sódicas, de la sillimanita y cordierita en agregados sericíticos de grano muy fino, acompañadas por la formación adicional de abundantes opacos como subproductos. Dichas transformaciones suponen una adición de K y Si y una removilización del Ca, Al y Na, asociada una cierta movilidad para los elementos ferromagnesianos (YARDLEY, 1989; DIPPLE *et al.*, 1990).

3.3.3.2. Relaciones quemográficas

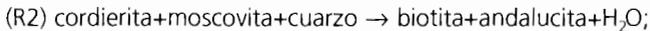
Las litologías más adecuadas para el estudio del metamorfismo Hercínico en la Unidad Superior son las de composición metapelítica y metasemipelítica. Los materiales de este tipo en dicha unidad ocupan una amplia zona, y se extienden, además de por la Hoja de Aldeadávila, por las adyacentes de Fermoselle y Vilvestre. Basándonos en la definición de asociaciones minerales mediante el modelo del sistema pelítico KFMASH, y su representación en diagramas A'KF convencionales (THOMPSON, 1957; WINKLER, 1978), para muestras de rocas metapelíticas recolectadas en diferentes puntos de la zona estudiada, ha sido posible establecer varias zonas metamórficas: clorita, biotita, cordierita, andalucita, sillimanita + moscovita y sillimanita + feldespato potásico. Atendiendo a la disposición secuencial que adoptan estas zonas metamórficas, únicamente tres de ellas son las cartografiadas en el ámbito de la Hoja que nos ocupa, andalucita, sillimanita + moscovita y sillimanita + feldespato potásico. La distribución areal de estas zonas se muestra en la figura 7.

La primera zona que puede establecerse es la que se caracteriza por la presencia de **andalucita**. En composiciones pelíticas se observa la coexistencia de andalucita y cordierita, siendo este hecho textural diagnóstico de una zona de andalucita para gradientes de baja relación P/T. Las asociaciones minerales en las rocas metapelíticas aparecen representadas en los diagramas AFM de la figura 8.

La reacción de producción de ambos minerales fue, probablemente:



Esta reacción representa el límite superior de estabilidad de la clorita, aunque para composiciones de rocas en las que la clorita ya ha sido consumida con anterioridad (reacción de formación de la cordierita al inicio de su zona) la andalucita puede formarse a temperaturas ligeramente mayores por la reacción (HARTE y HUDSON, en YARDLEY, 1989):



corroborada por el hecho textural de encontrar rocas con andalucita y sin cordierita.

La primera formación de silicato de aluminio tuvo lugar, por lo tanto, dentro del campo de estabilidad de la andalucita. Es decir, las trayectorias progradadas seguidas por rocas en un campo P-T pasan por debajo del punto triple invariante definido por las condiciones de estabilidad de los polimorfos del silicato de aluminio.

No obstante, es probable que una parte de la andalucita haya sido producida desde la reacción:



la cual explicaría el hecho textural de encontrar estaurolita como inclusión en andalucita (MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974) y la desaparición de estaurolita previa. Todas ellas explican la clara disminución del contenido modal en moscovita y aumento en el de biotita para rocas con andalucita.

SECUENCIA ZONAL METAMORFICA M2.

 Zona de cizalla trascurrente tardia
(Cizalla de Peñalara)

 Granitoides Hercínicos Sincinemáticos

UNIDAD INFERIOR

 Núcleo gnesico y migmatítico de alto grado

UNIDAD SUPERIOR

 Zona de Andalcita (\pm cordierita)

 Zona de Sillimanita + Moscovita

 Zona de Sillimanita + F. Potásico

 Isograda
 Contacto intrusivo
 Falla
 "Detachment"

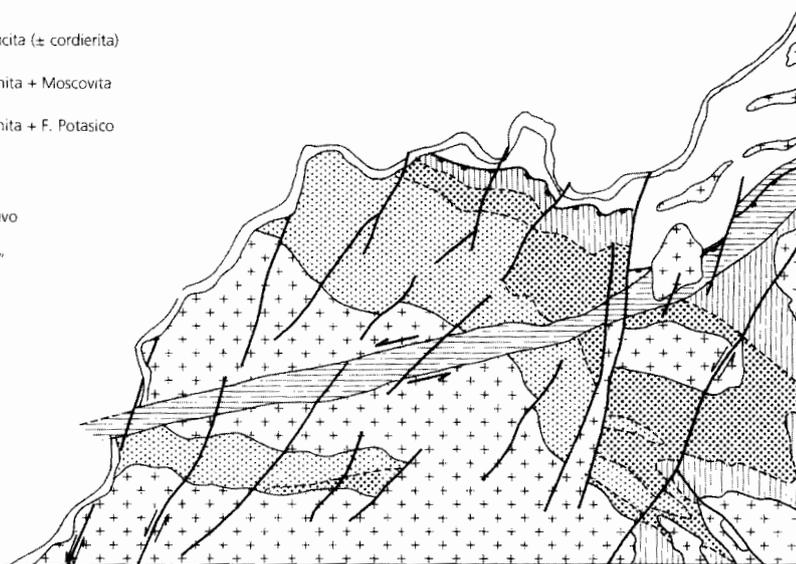


Fig. 7. Esquema zonal metamórfico (Modificado de ESCUDER, 1995).

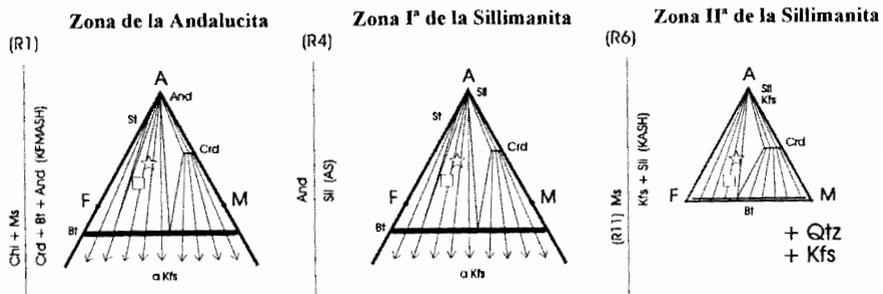


Fig. 8. Diagramas AFM esquemáticos de las asociaciones minerales en rocas metapelíticas de la Unidad Superior (Modificado de ESCUDER, 1995).

La inexistencia de andalucita estable a temperaturas por encima de la desaparición de moscovita y de asociaciones estables andalucita+feldespató potásico, indica que la desaparición de moscovita tuvo lugar a temperaturas más altas en el campo de estabilidad de la sillimanita (en la zona de sillimanita+feldespató potásico, como se verá). Es decir, las trayectorias progradadas seguidas por las rocas en un campo P-T pasan por el lado de mayor presión del punto definido por la intersección entre las curvas de desaparición de moscovita y la recta del diagrama de fases del silicato de aluminio relacionada a la transformación andalucita → sillimanita. El rango de presiones sobre el cual ha tenido lugar el calentamiento es equivalente, por lo tanto, a la Batozona 2 de CARMICHAEL (1978), al ser la andalucita la primera fase del silicato de aluminio formada, para presiones entre 2,2 y 3,5 Kb.

La formación de una **Iª zona de sillimanita** (EVANS y GUIDOTTI, 1966) puede referirse a la transformación polimórfica:



de la que se posee evidencia textural directa y estableciendo ese orden de cristalización con el aumento de la temperatura, de forma similar al reemplazamiento de distena por sillimanita en la zonación clásica barroviense.

Como señala YARDLEY (1989), la sillimanita también puede producirse directamente en rocas con cordierita+moscovita+cuarzo, a través de la misma reacción de formación de andalucita pero en el campo de estabilidad de la sillimanita:



que justifica, en parte, la ausencia de cordierita en algunas metapelitas, los intercrecimientos biotítico-sillimaníticos en el plano de foliación y la disminución modal del contenido en moscovita.

La isograda que define el comienzo de esta zona aparece en los niveles estructuralmente más bajos de la Unidad Superior y es subparalela al contacto con la Unidad Inferior.

Una **IIª zona de sillimanita** puede establecerse en el área mediante la asociación: Q+fk+plag+bio+sill. La reacción de formación característica del inicio de la zona es:



desarrollada en un amplio rango de composiciones y evidenciada por un crecimiento adicional de sillimanita, la formación de ortosa y la desaparición de la moscovita progradada simultáneamente. En contraste con la Unidad Inferior, el feldespató potásico que aparece en las rocas de la base de la Superior, no presenta exolución peritética, sugiriendo menores temperaturas de formación para el feldespató potásico durante el metamorfismo. Esto indica la existencia de una diferencia en la temperatura máxima alcanzada por ambas unidades durante el metamorfismo y que el contacto tectónico yuxtapone niveles térmicos distintos.

Coincidiendo con los primeros metros estructuralmente por encima del contacto entre la Unidad Superior e Inferior, los niveles basales de esta última zona se caracterizan por la aparición de venas graníticas y pegmatitas generadas "in situ" de forma heterogénea. Sólo muy localmente su abundancia volumétrica dota a la roca de un aspecto bandeado migmatítico. El desarrollo de estas características migmatíticas implica, que la desaparición de la moscovita puede llevar consigo la génesis de una fase fundida también. La secuencia de reacciones de deshidratación-fusión que deben de haber tenido lugar son de menor a mayor temperatura:



3.3.4. Evolución tectonometamórfica

Como se introducía ya al comienzo de este capítulo, la diferenciación de los materiales en dos unidades permite establecer dos eventos tectonometamórficos principales D1 y D2, que pueden relacionarse respectivamente con dos sucesos metamórficos M1 y M2.

En la figura 9, se muestran las trayectorias P-T seguidas por estas dos unidades durante los eventos tectonometamórficos principales D1 y D2 y otros de menor entidad D3 y D4. Estas trayectorias son obtenidas mediante la modelización efectuada por ESCUDER VIRUETE (1995), de granates con zonado de crecimiento.

Unidad Inferior

En la Unidad Inferior, las condiciones metamórficas alcanzadas durante D1 son difíciles de establecer dada la escasez de asociaciones relictas, debido a la superposición y recristalización inducidas por el evento D2. Aún así resultados termobarométricos obtenidos en núcleos de granate no afectados por homogeneización a alta temperatura, establecen para los estadios finales de D1 presiones mínimas de 8 ± 1 Kbar y temperaturas entre 660° y 780°C . Puede deducirse entonces que la Unidad Inferior alcanza condiciones de la parte media y alta P de la facies anfibolítica. Consecuentemente, el evento D1 se considera como responsable del engrosamiento cortical y de la presurización de la Unidad Inferior durante su evolución progradada, dentro de un régimen de metamorfismo de presiones y temperaturas intermedias (MP/MT), M1, característico de dominios colisionales con corteza continental engrosada.

En los niveles estructurales más altos de esta Unidad, la trayectoria sin-D2, tiene las dos características fundamentales de una trayectoria producida por denudación tectónica: una fase inicial de descompresión isoterma seguida después por un enfriamiento isobárico. La existencia justo estructuralmente por encima de las muestras modelizadas, del contacto tectónico (detachment) con la Unidad Superior, favorece la interpretación, de que la estructu-

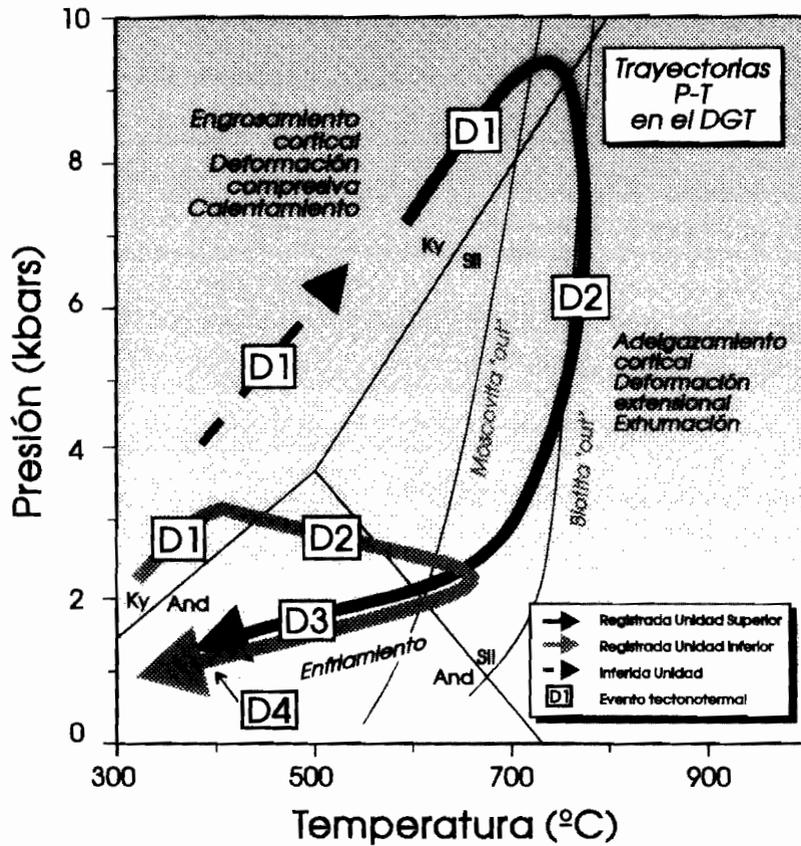


Fig. 9. Trayectorias PT de la Unidad Superior y de la Unidad Inferior (ESCUADER, 1995).

ra termal y la evolución metamórfica está controlada por el movimiento extensional de dicho contacto tectónico, como producto de un proceso de adelgazamiento cortical sin-D2 que originó la movilización de materiales situados estructuralmente por encima del límite superior actual de la Unidad Inferior, y produjo unas nuevas condiciones de presión y temperatura y así un segundo evento metamórfico M2.

En cuanto a los fenómenos de migmatización observados en esta Unidad, puede deducirse en función de la secuencia inferida de reacciones de fusión y la existencia de leucogranitos anatócticos, que fueron producidos durante la fase de rápida descompresión sin-D2.

Por último, los eventos D3 y especialmente D4, tienen lugar bajo condiciones de metamorfismo retrógrado en la facies de los esquistos verdes, sugiriendo que los dos conjuntos experimentan una historia tectonotermal común en un nivel cortical superficial, después de haber sido yuxtapuestas por el "detachment" extensional.

Unidad Superior

Durante el primer evento tectonotermal D1, las reacciones que tienen lugar en los materiales de esta Unidad son típicas de los esquistos verdes, y dan lugar a la formación de clorita, moscovita y biotita. Estas zonas de clorita y biotita fueron parte de los niveles altos de una secuencia metamórfica, M1, de tipo Barroviense, de intermedia presión y temperatura, la cual fue deformada posteriormente durante el evento D2.

A lo largo de todo el evento tectonotermal D2, se producen diferentes sucesos de deformacionales de carácter extensional, a partir de los cuales se va a generar un nuevo proceso metamórfico M2. Las evidencias principales concernientes al carácter extensional, pueden ser deducidas a partir de las características del límite identificado entre ambas unidades. El hecho de que metasedimentos relativamente fríos y de presiones más bajas, estén emplazados y yuxtapuestos sobre rocas metamórficas de alta temperatura y presiones mayores acompañadas por granitoides anatócticos, apunta hacia una interpretación de la zona de cizalla como un "detachment" normal. Así, el metamorfismo progrado observado en las rocas situadas por encima de la Unidad Inferior, con asociaciones características de baja presión tales como andalucita, sillimanita+moscovita, y sillimanita+feldespatos potásico, es una consecuencia directa del transporte tectónico de calor, dadas las tasas de la deformación contemporáneas y la baja conductividad térmica de las rocas en la Unidad Superior; este hecho es el responsable del alto gradiente térmico mostrado en la proximidad de las zonas metamórficas de M2.

De esta secuencia evolutiva propuesta, se deduce un modelo tectonotermal el cual está basado en modelos termales existentes para la evolución de sectores colisionales con fuerte engrosamiento cortical. En estos modelos se está de acuerdo con que las temperaturas elevadas que se registran en ciertos niveles corticales medios y altos, no son resultado de un ciclo simple de engrosamiento cortical y posterior adelgazamiento controlado por ajustes isostáticos y erosión, sino que estas altas temperaturas están favorecidas por el desarrollo de una tectónica extensional o por aportes considerables de calor convectivo de naturaleza

magmática, (THOMPSON y ENGLAND, 1984; ENGLAND y THOMPSON, 1984; WICKHAM Y OXBURGH, 1987; THOMPSON y RIDLEY, 1987; DE YOREO *et al.*, 1989; SANDIFORD y POWELL, 1986; PLATT, 1993).

Así la deformación asociada a D1 está probablemente bien representada por un segmento en la trayectoria P-T de sentido horario, característico de un engrosamiento y apilamiento de unidades corticales durante la colisión continental. El calentamiento y presurización de la Unidad Inferior es interrumpido por el evento D2, relacionado con el colapso gravitacional de la corteza, dando lugar inicialmente a una corta etapa de descompresión progradada y después a una etapa de descompresión casi isoterma. La exhumación de las rocas profundas y calientes de la Unidad Inferior, acompañada en su ascenso hacia niveles corticales más someros, estuvo controlada por mecanismos de deformación dúctil extensionales, los cuales dan lugar a la yuxtaposición con la Unidad Superior, que experimenta un calentamiento casi iso-bárico.

3.4. GEOQUÍMICA

3.4.1. Macizo de la Peña

Se trata de un granito porfídico de grano grueso, biotítico, con moscovita. Son rocas sobresaturadas en sílice y alúmina (tabla 1), lo que es consistente con la presencia de moscovita, aunque los contenidos normativos en cuarzo y corindón tienden a ser algo bajos. Sus relaciones Or/Ab van de ligeramente superiores a la unidad a inferiores a 1, debido a un importante contenido en plagioclasa ácida. También son moderadamente importantes los contenidos normativos en anortita e hiperstena. Todos estos datos indican que estos monzogranitos (diagrama QAP de la figura 10) forman, dentro del marco regional, un tipo granítico relativamente poco diferenciado, tal y como muestra el diagrama Rb-Ba-Sr de la figura 11 (BOUSEILY y SOKKARY, 1975). El alto porcentaje en Sr como consecuencia de un contenido mayor de plagioclasa a diferencia del resto de granitos hace que se proyecte en un área desplazada de la que ocupa la trayectoria de los granitos mucho más diferenciados, y próximo al campo de los granitos anómalos.

En cuanto al origen geotectónico de estos granitos, en el diagrama de la figura 12 de discriminación de elementos traza Rb-Y+Nb (PEARCE *et al.*, 1984) estas rocas quedan proyectadas en el campo de los granitos colisionales por tratarse de rocas generadas durante la Orogenía Hercínica y en las cuales pueden observarse marcas de deformación tales como pequeñas estructuras S-C y "schlieren" biotíticos orientados según una determinada dirección.

3.4.2. Macizo "La Zarza de la Pumareda"

Texturalmente es un granito de tipo "ala de mosca" de grano medio-grueso a grueso, como ya se mencionaba en el apartado de Petrología. La única muestra analizada en la Hoja de este tipo granítico (tabla 1) corresponde a una roca peraluminica, sobresaturada en sílice,

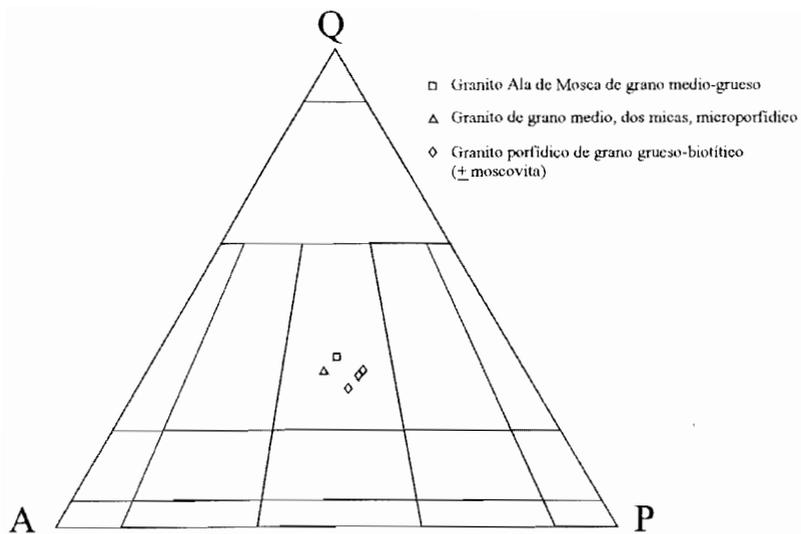


Fig. 10. Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976).

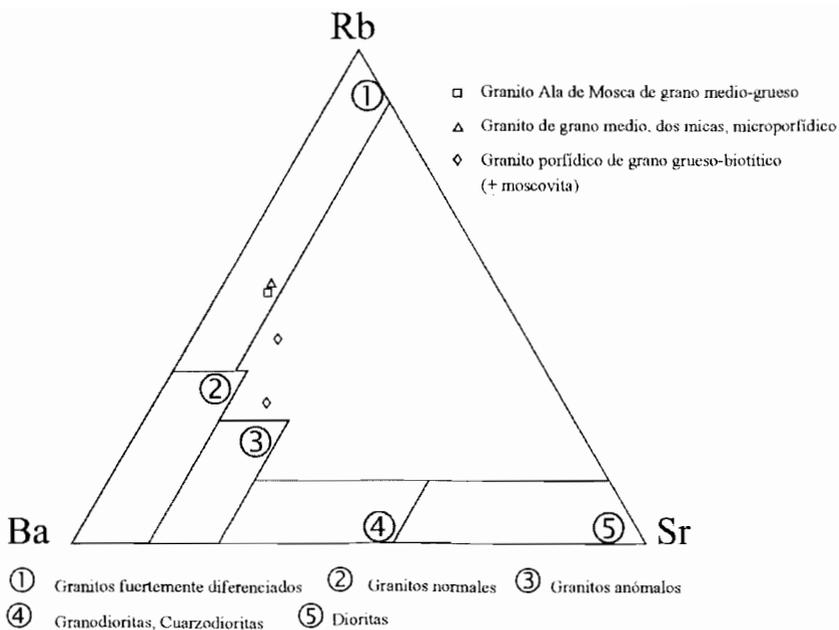


Fig. 11. Diagrama ternario Rb-Ba-Sr (BOUSEILY y SOKKARY, 1975).

clasificable como monzogranito en el diagrama QAP de la figura 10 y con valores normativos relativamente altos en cuarzo, corindón (abundancia moscovita) y apatito. Es una roca pobre en ferromagnesianos (bajo contenido en hiperstena normativa) y en calcio (anortita normativa = 0%); la relación Or/Ab es algo superior a la unidad. Este mayor contenido en feldespato potásico hace que se trate, pues, de una roca granítica muy diferenciada con contenidos mayores en los elementos Rb y Ba que el granito del macizo de La Peña anteriormente descrito (Fig. 11).

Este macizo, como el resto de macizos aflorantes en esta Hoja, se originó durante la Orogenia Hercinica y se trata por lo tanto de un granito de tipo colisional tal y como puede observarse en el diagrama de la figura 12 (PEARCE *et al.*, 1984). La foliación presente con una dirección N120°-130°E y marcada principalmente por los cristales de biotita, hace que este macizo sea considerado como sin- a tardifase III.

3.4.3. Granito de grano medio, dos micas, con glándulas de FK y cuarzoes globosos

La única muestra analizada de esta roca corresponde a un granito peraluminico, clasificable como monzogranito en el diagrama QAP de la figura 10, con valores normativos de cuarzo, corindón y apatito casi tan altos como los del tipo anterior y valores normativos de anortita e hiperstena más elevados. Su relación Or/Ab es superior a la unidad. Se trata de una roca algo menos diferenciada que el granito "ala de mosca", con contenidos muy similares en Sr, Rb y Ba (Tabla 2), y como puede observarse en la figura 11 (BOUSEILY y SOKKARY, 1975) proyectados ambos en el campo de los granitos fuertemente diferenciados. Se separan así, de los granitos porfídicos biotíticos con moscovita que como ya se había mencionado anteriormente presentan un menor grado de diferenciación. En este sentido es de notar la correspondencia entre abundancia modal de moscovita y normativa de corindón.

Como los anteriores, este tipo granítico fue originado durante las etapas deformacionales hercínicas, y se corresponde con el grupo de granitos colisionales definido por PEARCE *et al.* (1984), en el diagrama de la figura 12. Como puede observarse es el Rb el elemento discriminador a partir del cual se establecen los límites del campo al que se restringen estos granitos.

4. TECTÓNICA

4.1. TECTÓNICA HERCÍNICA

4.1.1. Introducción

La historia tectónica de la Hoja de Aldeadávila de la Ribera debe entenderse dentro de un marco estructural regional, en el que el Domo Gneisico del Tormes (ESCUADER VIRUETE *et al.*, 1994 a y b; ESCUDER VIRUETE, 1995), se presenta como la principal estructura hercínica tardía. Los materiales por lo tanto que afloran en la Hoja que nos ocupa se encuentran involucrados en la génesis y evolución tectonotermal seguida por dicha estructura.

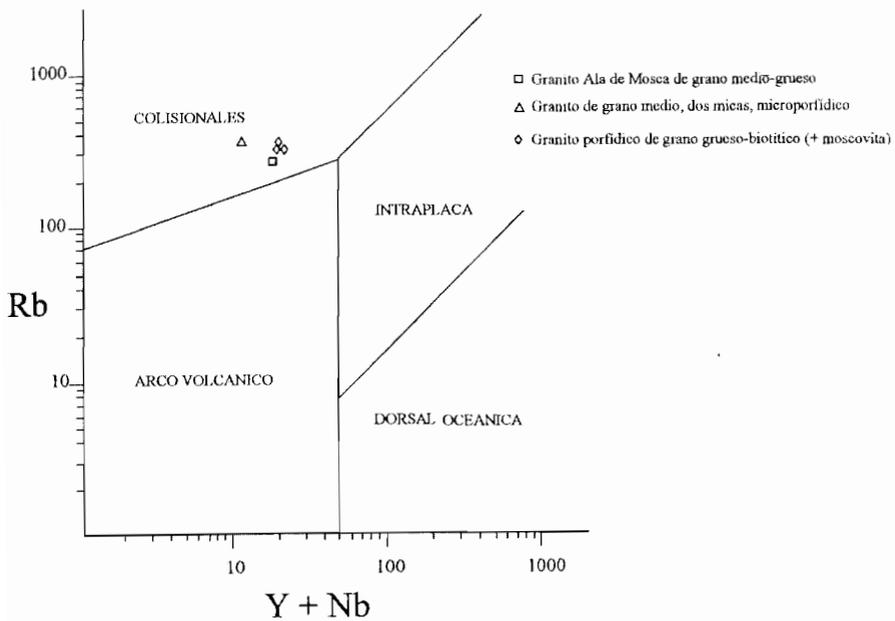


Fig. 12. Diagrama de interpretación tectónica (PEARCE et al., 1984).

TABLA 1

Nº	9020	9008	9004	9019	9022
SiO₂	71.94	70.60	70.24	71.28	69.62
TiO₂	0.17	0.43	0.31	0.23	0.31
Al₂O₅	15.24	15.23	15.70	15.30	15.53
Fe₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.33	2.34	2.16	1.68	2.23
MnO	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03
MgO	0.25	0.54	0.82	0.51	0.82
CaO	0.49	0.78	1.16	0.96	1.17
Na₂O	3.42	2.91	3.49	3.68	3.44
K₂O	4.96	5.34	4.56	4.86	5.08
P₂O₅	0.41	0.33	0.29	0.26	0.30
H₂O	1.55	0.94	0.88	0.92	1.10
Total	99.77	99.46	99.64	99.71	99.63
Q	31.70	30.04	28.00	27.93	25.63
Or	29.31	31.56	26.95	28.72	30.02
Ab	28.94	24.62	29.53	31.14	29.11
An	0.00	1.72	3.86	3.07	3.85
Hy	2.80	4.97	5.55	4.03	5.68
Il	0.32	0.82	0.59	0.44	0.59
Ap	0.86	0.76	0.67	0.60	0.70
C	4.25	4.03	3.61	2.86	2.96
ID/TT	89.95	86.22	84.48	87.79	84.76
FEMG	0.73	0.67	0.57	0.62	0.58
A	84.14	74.12	72.98	79.59	73.64
F	13.35	21.02	19.58	15.66	119.27
M	2.51	4.85	7.43	4.75	7.09
Li	92	127	117	109	119
Rb	278	398	294	300	306
Be	5	4	10	10	10
Sr	47	65	212	131	220
Ba	222	307	539	335	557
Y	6	12	10	8	10
Zr	77	199	111	94	113
Nb	13	0	11	12	11
Pb	27	33	47	44	58
V	8	23	27	16	28
Cr	123	129	99	83	129
Cu	0	9	10	9	11
Zn	64	97	74	62	75
F	800	2700	1200	1000	1300

- Granito "Ala de Mosca" de grano medio-grueso: 9020.
- Granito de grano medio, dos micas, microporfídico: 9008.
- Granito porfídico de grano grueso, biotítico (± moscovita): 9004, 9019, 9022.

El Domo Gneísico del Tormes es un domo estructural tardío, elongado según un eje NO-SE, en el que pueden definirse dos Unidades en base a su contenido litológico, su posición estructural y su esencialmente distinta evolución tectonotermal. Ambas unidades tectónicas principales están separadas por una zona de cizalla dúctil subhorizontal, de espesor kilométrico y movimiento normal, así como por “detachments” dúctil-frágiles sobreimpuestos. La Unidad Superior se interpreta como un aloctono extensional situado en el bloque superior de la zona de cizalla extensional y a ella pertenecen la mayoría de los metasedimentos de la Hoja de Aldeadávila de la Ribera. La unidad Inferior aflora sólo localmente en los niveles estructurales más bajos, como en la zona de El Rostro de Corponcio y en la Ermita de Pereña, caracterizados por la presencia de paragneises pelíticos estromáticos, diatexitas y ortogneises glandulares.

Las estructuras hercínicas reconocidas en el conjunto de rocas orto y paraderivadas aflorantes en el ámbito territorial de la Hoja están agrupados en dos eventos deformativos principales D1 y D2 y dos tardíos de menor entidad D3 y D4. La etapa de deformación D1 de carácter compresivo está relacionada con la convergencia hercínica y genera fábricas y estructuras que son variablemente superpuestas y obliteradas a todas las escalas por las estructuras asociadas con la deformación extensional D2. Las estructuras tardías D3 y D4 son las responsables de la macroestructura domática final y fueron generadas cuando el domo alcanzó un nivel cortical superficial.

Las fábricas y lineaciones asociadas con dichos eventos deformacionales presentan unas orientaciones reflejadas en los estereogramas de la Fig. 13. Estas estructuras y las orientaciones que presentan resultan ser homogéneas y comparables a lo largo de toda una banda de metasedimentos situada inmediatamente al N y NE de los macizos graníticos sincinemáticos de Mieza-Cabeza de Caballo y del Salto de Aldeadávila, localizándose en ella el tránsito a los materiales metamórficos de alto grado.

A lo largo del presente informe, las referencias a la dirección de transporte tectónico deducidas desde las lineaciones de estiramiento y asimetrías de indicadores cinemáticos en fábricas miloníticas, se establecerán “sensu lato”, por ejemplo techo estructural al SE, para mayor simplificación.

4.1.2. Estructuras relacionadas con la compresión D1

UNIDAD SUPERIOR

Aunque en el ámbito de la Hoja de Aldeadávila no se han encontrado macroestructuras de F1, en el sector VSPI (Vilvestre-Saucelle-Puente Internacional) de la vecina Hoja de Vilvestre (ver Memoria), la megaestructura está constituida fundamentalmente por pliegues D1 de gran escala. Esta es bien reconocible desde la geometría que presenta la superficie de discordancia entre los metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico y los tramos cuarcíticos “guía” del Ordovícico que forman sinclinales y cubetas. Las variaciones en el espesor que se observan en las Formaciones Ordovícicas indican que dicha superficie fue originariamente una superficie erosiva irregular, sobre la cual se depositaría discordantemente el

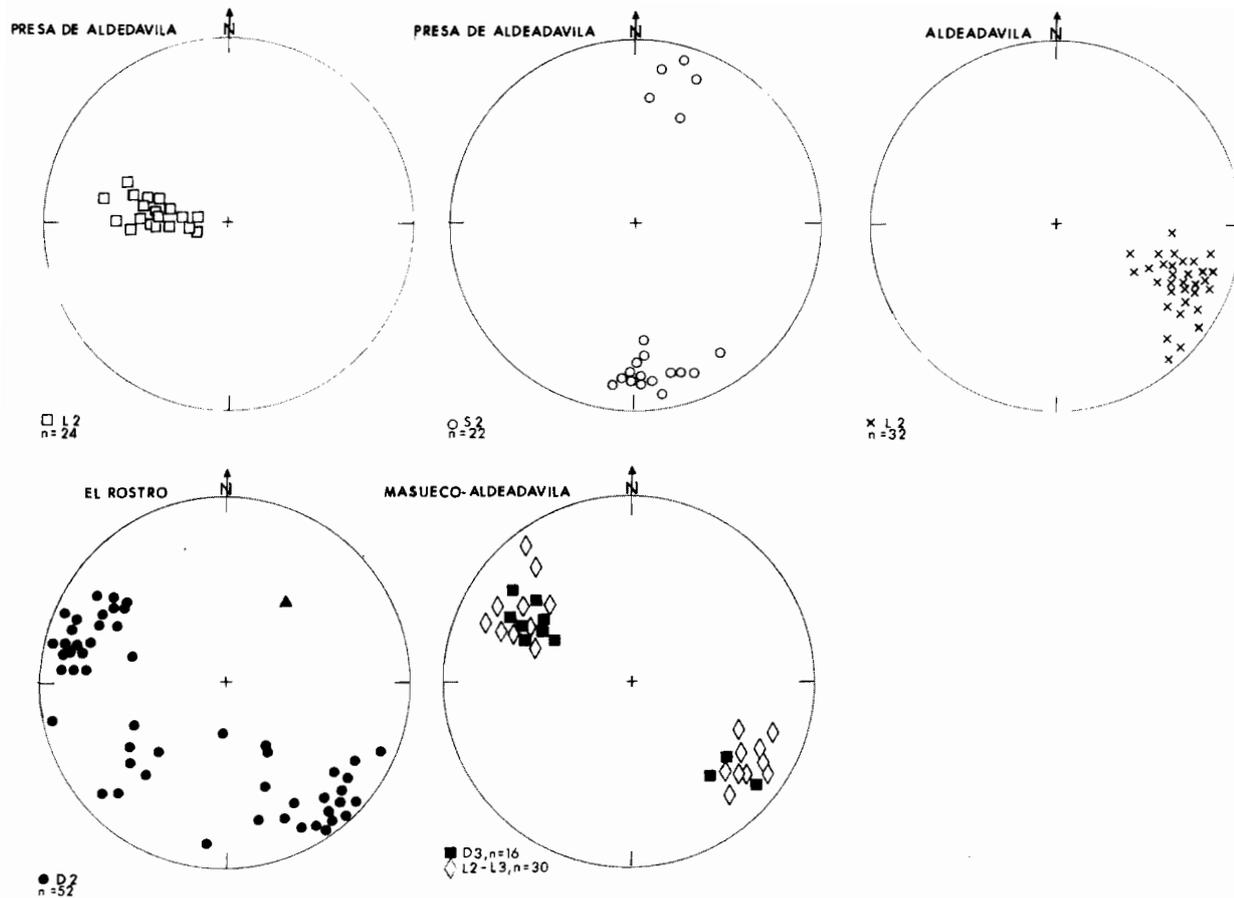


Fig. 13. Proyección estereográfica de elementos estructurales o de fábrica.

Tremadoc rellenando dispositivos sedimentarios en "graben" o "semigraben" producto, probablemente, de una tectónica contemporánea distensiva.

En todo este sector son abundantes los pliegues a pequeña escala. Se trata de pliegues D1, abiertos y cerrados, orientados de NO-SE a ONO-ESE, asimétricos y vergentes al NE, con superficies axiales que buzan en general valores altos, mayores de 45°, al S y SO, y ejes de pliegues subhorizontales con ángulos de inmersión bajos (menores de 20°), al NO y, en menor proporción, al SE. Los pliegues desarrollados en niveles competentes pertenecen a las clases 1C y 1B de RAMSAY (1967); las capas incompetentes plegadas entre niveles competentes, muestran adelgazamiento en el espesor de los flancos y pertenecen a las clases 1C y sobre todo a la 3 de RAMSAY (1967).

Los pliegues D1 afectan, en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico, a un bandedo sedimentario heredado (alternancias de metapelitas y metasiltitas) y a delgados niveles de cuarzoesquistos y cuarcitas, estableciéndose un ángulo entre la S_0 y la esquistosidad de plano axial asociada a los D1, S_1 , la cual sufre refracción al pasar de un material a otro en función del contraste de competencia, que permite en toda el área deducir posiciones de flanco normal e inverso con respecto a la macroestructura de F1. Asociadamente se define una lineación L1 de intersección entre los planos S_0 y S_1 . No se han encontrado grandes variaciones en la orientación de L1 que permitan suponer la existencia de discordancias dentro de la serie preordovícica ni la presencia de grandes pliegues "sardos" o importantes deformaciones.

Al relacionar la estructura deducida de D1 con las cubetas ordovícicas, se obtiene una macroestructura para D1 consistente en un tren de pliegues formado por varios pares anticlinal-sinclinal, de dirección NO-SE a ONO-ESE y vergencia al NE, caracterizados por presentar flancos normales largos y flancos inversos cortos. Las cubetas y sinclinales ordovícicos se disponen justo en las zonas sinclinales de la macroestructura al inicio de un flanco normal largo, inmediatamente al NE de una corta banda con relaciones de flanco inverso en el Complejo Esquisto-Grauváquico. En algunas zonas la S_1 define pliegues de microlitones (NICOLAS, 1987), pudiendo llegar a dar disrupción de las capas en el flanco inverso de los D1 con movimientos dirigidos al NE de cuantía modesta y a lo largo de los planos S_1 y pequeñas fallas inversas, como se observa en los afloramientos de pliegues situados en la explotación Minera del Duero al NO de La Fregeneda.

UNIDAD INFERIOR

Las estructuras asignables a la deformación D1 en la Unidad Inferior exclusivamente pueden ser observadas en los materiales que constituyen el basamento de dicha unidad. La distribución cartográfica de las diferentes litologías indica la existencia de grandes lóbulos en forma de cuña de ortogneises del basamento, alternando con delgadas láminas de metasedimentos de cobertera. Estos metasedimentos forman bandas pinzadas entre los lóbulos de ortogneises, cuyo acunamiento lateral se interpreta como relacionado con la existencia de estructuras sinclinales tumbadas D1, de escala kilométrica, situadas en la parte delantera de cada lóbulo donde se sitúa el correspondiente antiforme D1. Esta disposición, preservada pese a

la fuerte deformación posterior D2, se interpreta como una imbricación entre el basamento granítico y su cobertera metasedimentario originada por cabalgamientos dúctiles dirigidos al NE durante D1. Según esta interpretación, las láminas de basamento se consideran como una combinación de grandes pliegues tumbados y láminas cabalgantes limitadas por zonas de cizalla dúctil.

La primera foliación distinguible correspondiente a esta Hoja aparece en los macizos lobulares de ortogneises glandulares intercalados entre los metasedimentos, como en el sector N de Pereña. Esta foliación se interpreta como una estructura D1, debido a que pasa gradualmente en los ortogneises a la fábrica primaria ígnea porfídica del protolito, sugiriendo que estos metagranitoides debieron actuar como un cuerpo isótropo durante la deformación dúctil D1. La fábrica planar S1 está dispuesta subhorizontalmente y definida por el alineamiento de las biotitas y por una alternancia de niveles lenticulares ricos en cuarzo y feldespatos. La foliación contiene una lineación L1 de orientación NE-SO a N-S constituida por la elongación de agregados cuarzo-feldespáticos y los porfiroclastos de feldespato potásico. En la figura 14a y 14b se han proyectado las lineaciones de estiramiento L1 en ortogneises glandulares de los sectores de la Ermita de Pereña, Cerro Tabanera y Sardón.

Existen diferentes criterios que demuestran la no coaxialidad de la deformación D1, por ejemplo la forma sigmoidal de la foliación en zonas de cizalla y la asimetría de las colas en torno a los porfiroclastos feldespáticos. Dicha asimetría indica casi invariablemente un sentido de cizalla de techo hacia el N o Ne. Un sentido de cizalla similar está definido por la simetría de las estructuras S-C (BERTHE *et al.*, 1979; LISTER y SNOKE, 1984) y el boudinage asimétrico de la foliación (HANMER, 1986).

4.1.3. Estructuras relacionadas con la extensión D2

La evolución del Domo Gneísico del Tormes durante el evento deformativo D2 estuvo principalmente controlada por la tectónica extensional. De forma asociada, las fábricas y estructuras previas de D1 sufrieron una intensa superposición y transposición por las estructuras no coaxiales de D2. La deformación extensional D2 puede ser separada en dos modos de deformación estrechamente relacionados: el primero se caracteriza por el desarrollo de una amplia banda o zona de cizalla dúctil de bajo ángulo y escala cortical; el segundo conlleva la formación de "detachments" dúctiles retrógrados más localizados, o tectónica de "detachments" estrechos de bajo grado sobreimpuestos, relacionados con los estadios avanzados de la deformación D2. La actuación de ambos modos de extensión da lugar a la yuxtaposición tectónica final de la Unidad Superior sobre la Inferior, las cuales siguieron una diferente evolución tectonotermal.

UNIDAD SUPERIOR

Las características de las estructuras generadas durante esta etapa en la Unidad Superior varían de forma importante en función del nivel estructural, implican la existencia de diver-

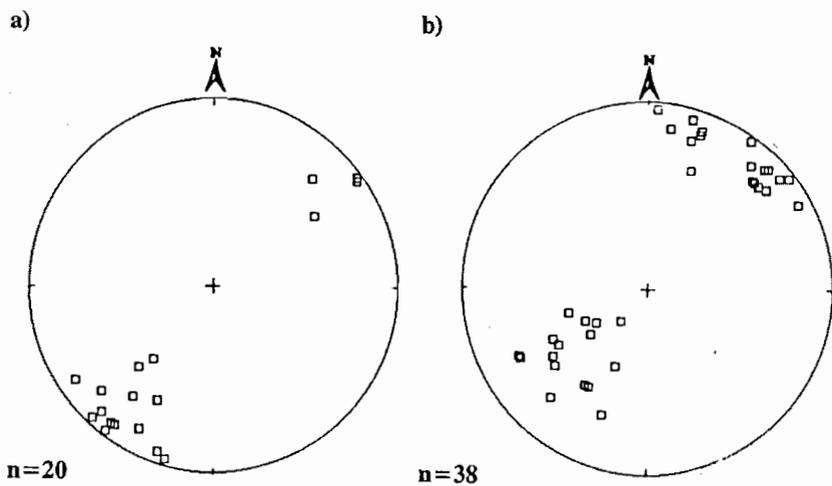


Fig. 14. Proyección estereográfica equiareal de elementos estructurales de D1 (L1) medidos en materiales de la Unidad Inferior.

a) Ermita de Pereña,

b) Cerro Tabanera.

esos mecanismos de deformación a diferentes niveles estructurales e indican un aumento hacia los niveles más bajos de la deformación D2.

En los niveles estructurales más altos, que se corresponderían con los materiales metamórficos del sector VSPI (Vilvestre-Saucelle-Puente Internacional), se observan pliegues D2, de escala decimétrica y métrica, fuertemente asimétricos e isoclinales a menudo no cilíndricos y de plano axial subhorizontal, y venas y grietas de extensión "en échelon" rellenas de cuarzo. Dichas grietas de extensión son oblicuas a la S1 y forman un sistema de pares conjugados, con mayor desarrollo para una de las familias, las cuales sufren durante la deformación progresiva de F2 una rotación hasta paralelizarse con los planos axiales de los D2, y un "boudinage" en el plano XY (S2) con ejes subparalelos a los D2. Los "boudines" asimétricos presentan en ocasiones una disposición escalonada y están alineados oblicuamente con respecto a su alargamiento, siendo referibles en estos casos a una deformación no coaxial con una fuerte componente extensional asociada (PLATT y VISERS, 1980).

Las relaciones entre sistemas de venas de extensión, pliegues D2 y foliación S2, son compatibles con zonas discretas de cizalla dúctil a semifrágil desarrolladas a lo largo de toda la pila metasedimentaria, generadas por una deformación rotacional no coaxial durante F2 y relativas al proceso de cizallamiento simple heterogéneo de un medio foliado.

Desde un punto de vista cinemático, la foliación S2 y las fábricas paramyloníticas desarrolladas localmente, constituyen el plano de cizallamiento (o el plano de aplastamiento de la deformación finita) el cual contiene el eje intermedio Y. La lineación de estiramiento mineral L2 contenida en los planos S2 es perpendicular a Y y representa la dirección de cizallamiento o el eje X. Dicha dirección de estiramiento coincide con la orientación de escasos ejes de pliegues D2, isoclinales, cilíndricos y muy evolucionados, aunque en general los pliegues D2 en este sector presentan líneas de charnela formando altos ángulos con la lineación de estiramiento y son característicamente no cilíndricos y más abiertos. Durante el cizallamiento progresivo, los primeros han experimentado probablemente un cambio en su geometría y una rotación de sus ejes hacia la dirección X, habiendo sido por lo tanto la mayoría generados con posterioridad o localizarse en zonas relativamente menos deformadas (CARRERAS *et al.*, 1977. En general, la asimetría de las fábricas a todas las escalas y las estructuras mesoscópicas indican un sentido de cizalla de bloque superior hacia el SE y E.

En los niveles estructurales más bajos aflorantes en la Hoja que nos ocupa y localizados en el sector FMA (Fuentes de Masueco-Aldeadávila), el cual verifica unas condiciones de metamorfismo más profundas que el VSPI, los pliegues D2, presentan un mayor grado de aplastamiento que los pliegues D2 del sector VSPI reflejado en su mayor amplitud y menor ángulo entre flancos, observándose morfológicamente éstos muy evolucionados. Presentan, al compararlos también con los del sector VSPI más superficial, además de una mayor intensidad de deformación, superficies axiales horizontalizadas y una mayor dispersión en la orientación e inmersión de los ejes de los pliegues. De forma característica, los pliegues D2 que aparecen a la mesoescala pliegan a un bandeo litológico tectónico y a superficies de cambio litológico heredadas o estratificación (S0), pero también pliegan a una foliación subparalela a la estratificación.

Dos tipos de pliegues son distinguibles en este sector: pliegues isoclinales cilíndricos y pliegues no cilíndricos relativamente abiertos. Los pliegues isoclinales presentan de forma característica charnelas engrosadas y flancos adelgazados, un carácter disarmónico hasta el extremo de ser intrafoliares, fuerte asimetría en "Z" o en "S" y líneas de charnela marcadamente lineares y paralelas a la lineación L2. A menudo aparecen con las charnelas aisladas al perder continuidad los flancos por el estiramiento que llevan asociado. Los pliegues abiertos son no cilíndricos, vergentes en general al NE y con líneas de charnela que forman ángulos altos con respecto a la L2. Aunque se han reconocido escasos "sheath folds" (COBBOLD y QUINQUIS, 1980), de pequeña escala y orientación para sus ejes subparalela a la L2, pliegues isoclinales cilíndricos son probablemente partes parciales de "sheath folds" cuyas partes culminantes no afloran (EVANS y WHITE, 1984).

La proyección de ejes de pliegues se distribuye a lo largo de una "guirnalda" que define un plano que es estadísticamente el de la foliación S2; la frecuencia máxima de líneas de charnela y de ejes de "sheath" coincide con el máximo de lineaciones de estiramiento o L2. Estas características los hacen en conjunto relacionables a pliegues generados en una zona de cizalla dúctil (CARRERAS *et al.*, 1977; WILLIAMS, 1978; BERTHE y BRUN, 1980), y el hecho de que estén definidos por la foliación S2, de características miloníticas, sugiere un origen contemporáneo relacionado con el cizallamiento (CARRERAS *et al.*, 1977; EVANS y WHITE, 1984). Por lo tanto, los dos conjuntos de pliegues vistos son generados continuamente o periódicamente durante el cizallamiento a un alto ángulo con respecto a la dirección de extensión, sufriendo durante la deformación no coaxial progresiva una amplificación, una modificación en su geometría y una rotación de sus ejes hacia la dirección de extensión. La orientación de boudines desarrollados en flancos de pliegues D2 muy estirados y su asimetría indica extensión subhorizontal NO-SE, dirigida al SE, paralela a los ejes de los pliegues.

En algunas zonas son abundantes las venas de cuarzo afectadas por pliegues en todo comparables a los D2, indicando que la deformación de F2 estuvo precedida y acompañada por la formación y relleno de grietas de extensión y procesos de transferencia de materia via fase fluida, las cuales sufren una rotación y cambio de orientación durante el cizallamiento.

Las estructuras de F2 se presentan transformadas por un grupo de estructuras de desarrollo espacialmente muy heterogéneo. Estas estructuras presentan un carácter compuesto compresional-extensional e incluyen: microcizallas y pequeñas bandas miloníticas, truncación de la foliación S2, lineaciones minerales y de estiramiento orientadas "grosso modo" en este sector NO-SE, esquistosidad de crenulación extensional ("ECCs" de PLATT y VISSERS, 1980) en micaesquistos, y estructuras de boudinamiento asimétrico de la foliación en materiales con marcado contraste de ductilidad (HANMER, 1986; GOLDSTEIN, 1988). Dichas estructuras manifiestan en conjunto una deformación dúctil no coaxial con una fuerte componente de deformación extensional desarrollada sincronicamente y algo con posterioridad durante la F2. Los indicadores cinemáticos deducidos desde asimetrías geométricas y fábricas miloníticas restaurando los efectos de F3 posteriores, dan cuenta de desplazamiento de los niveles estructuralmente altos hacia el SE.

En los micaesquistos la extensión se manifiesta por pequeñas zonas de cizalla y la formación de ECCs de espaciado milimétrico y centimétrico en general en un único sistema con-

jugado con respecto a la foliación regional, que en todo el sector presenta buzamientos menores de 45° al S y SO. Los niveles competentes y venas de cuarzo aparecen "boudinados", alargados y estirados en sistemas de planos a menudo oblicuos al alineamiento de un mismo nivel. En dichos planos se observa frecuentemente discontinuidad de la foliación y de los flancos de pliegues D2 así como, muy localmente, desarrollo de estructuras S-C que permiten deducir en ellos un movimiento normal de bloque superior al S y SO. No obstante, no se han podido establecer a escala regional zonas o bandas de desarrollo preferente de estas estructuras, ni una graduación o tránsito en su penetratividad hacia algún contacto litológico.

Asociadamente a los pliegues D2 existe una lineación de intersección y microplegamiento L2. Dicha lineación está definida por la intersección de dominios micáceos (P) y dominios ricos en cuarzo (Q) con planos paralelos a la S2 y el microplegamiento del bandeado P-Q milimétrico, que suele ser subparalela a los ejes de los pliegues D2.

La foliación dominante en este mismo sector es una foliación compuesta, o S2, resultado de la transposición extrema de una foliación previa, o S1. Dicho proceso es análogo al descrito por BELL y RUBENACH (1983) y consiste en la generación de una esquistosidad nueva S2 mediante el mecanismo de formación de una esquistosidad de crenulación. Excepto para algunas zonas de charnela de pliegues D2, donde se conserva una S1 intrafoliar así como definida en inclusiones en porfiroblastos, la foliación dominante regionalmente es paralela al bandeado sedimentario aparente (S0), la cual designaremos en adelante como S2.

En los niveles de metaareniscas feldespáticas, esquistos y paragneises cuarcíticos y cuarcitas, así como en delgadas intercalaciones de paragneises calcosilicatados y ortogneises glandulares, mecánicamente competentes, la foliación S2 es la única microestructura observable presentando un desarrollo regional. Tanto en el afloramiento como en sección delgada, la acomodación de la deformación global fue principalmente a través de procesos de transferencia de materia vía fase fluida. A la microescala dan cuenta de ello (sobre todo en fábricas miloníticas) el desarrollo de fibras de cuarzo en zonas abrigadas como sombras de presión en torno a porfiroclastos; la formación de "ribbons" policristalinos por recristalización dinámica del cuarzo (y en menor medida del feldespato) a través del continuo crecimiento de granos de cuarzo en sombras de presión (VAUCHEZ *et al.*, 1987), frecuentemente con granos y subgranos que definen una fábrica asimétrica relativa a una deformación no coaxial; y la recristalización/ blastesis sintectónica de todo el agregado mineral. No obstante, las texturas de las rocas se presentan fuertemente recristalizadas con intenso "annealing" del agregado polimineral. Dicha recristalización es principalmente post-S2 y con posterioridad a ella la foliación resulta al parecer más difícilmente crenulada o deformada por deformaciones posteriores.

Los fenocristales de feldespato que aparecen en algunas litologías (porfiroides, lentejones metariolíticos, metaareniscas feldespáticas) muestran los efectos de una importante extensión finita paralela al plano de foliación S2 y según la dirección de la lineación L2. Sufren estiramiento que se acomoda por fracturación a ángulos altos con el eje de extensión, y por "pull-apart" de los trozos. Dichos fragmentos sufren rotación, separación y un deslizamiento paralelo a la lineación de estiramiento L2.

En los micaesquistos y calcoesquistos (estos sólo presentes en algunos sectores de esa Hoja de Aldeadávila), menos competentes, el desarrollo de la foliación es más complejo, en particular cuando forman alternancias con niveles competentes. La presencia de delgadas capas de cuarzo en los micaesquistos proporciona criterios de una primera etapa de deformación rotacional, la cual fue precedida y acompañada por la formación de venas y grietas de extensión junto a procesos de transferencia de material disuelto. Los planos de cizalla antitéticos rellenos de cuarzo fueron rotados con la deformación progresiva hasta paralelizarse con los planos de cizalla sintéticos S2.

Tanto los peces de mica asimétricos observados en micaesquistos y cuarcitas miloníticas, como la asimetría de sombras de presión y colas de recristalización en tornos a porfiroblastos, los patrones de fracturación y rotación inducida de porfiroclastos de feldespato rígidos, petrofábricas asimétricas en la orientación de ejes de cuarzo, y el desarrollo de micro y mesozonas de cizalla en zonas más deformadas, sugieren una deformación progresiva rotacional no coaxial resultado de un intenso cizallamiento subhorizontal hacia, como se deduce desde indicadores cinemáticos, el SE.

UNIDAD INFERIOR

En la Unidad Inferior, en general, el estilo de la deformación dúctil D2 asociada con la zona de cizalla es similar al cizallamiento de D1. Durante D2, en los ortogneises glandulares se forman nuevos planos de cizalla subhorizontales, aunque parte de las superficies S1 fueron probablemente reactivadas por el cizallamiento de techo hacia el SE.

Los pliegues D2 en estas zonas presentan charnelas curvas y también una dispersión en su orientación (al representar sus ejes se disponen contenidos en el plano de S2), con tendencia a reorientarse paralelamente a la L2 y a los ejes mayores de los "sheath folds".

La tendencia a reorientarse los ejes de los pliegues D2 paralelamente a la dirección X y a la lineación L2, que presenta un marcado carácter de estiramiento pese al "annealing" posterior, se interpreta como producto de un progresivo cizallamiento simple (QUINQUIS y COBBOLD, 1978; COBBOLD y QUINQUIS, 1980) dirigido paralelamente a la lineación L2 que es la dirección de movimiento. El sentido de cizalla deducido desde la vergencia y asimetría de pliegues D2 de pequeña escala y por criterios microestructurales rotacionales es hacia el S, SE y E, relacionable a un transporte de bloque superior siguiendo dichos vectores.

En sectores aflorantes en la zona de "Las Laderas" del río Duero y en el corte del río Las Uces, las lineaciones L2 se presentan como una lineación de estiramiento mineral de nematoblastos de sillimanita y lepidoblastos biotíticos, una lineación de agregados cuarzo-feldespatos y "rods" de cuarzo a menudo producto de la rotura de flancos en pliegues intrafoliares, y una lineación de microplegamiento paralela a los ejes mayores de "sheath folds". Dicha lineación presenta una dispersión en la orientación formando un abanico desde la dirección ONO-ESE a O-E y a ENE-OSO y NE-SO, en parte referible a el replegamiento posterior por F3.

En los niveles estructuralmente más altos de esta Unidad, próximos al contacto con la Unidad Superior y que son los que aparecen cartografiados en la Hoja de Aldeadávila de la Ribera, los efectos retrógrados de D2 son progresivamente más intensos. La evolución de las fábricas S2 en esta parte del complejo metamórfico indica la superposición subparalela de fábricas de bajo grado sobre las previas de alto en momentos posteriores al pico del metamorfismo. La foliación S2 en los paragneises estromáticos y en la metatexitas está frecuentemente deformada por la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional.

4.1.4. Estructuras tardías D3 y D4

Estas dos etapas deformacionales son la que le dan al Domo Gneísico del Tormes su geometría final. Las estructuras D3 pliegan la zona de cizalla extensional D2 y dan lugar a un tren de amplios antiformes y sinformes en los que la Unidad Inferior aflora en el núcleo de estructuras antiformales. La macroestructura D3 aparece localmente rotada por un sistema de zonas de cizalla dúctil subverticales de dirección ENE-OSO, entre las que se destaca la Zona de Cizalla de Pereña (ZCP), las cuales presentan un movimiento de desgarre sinistral con desplazamientos de varios kilómetros y originan una macroestructura sigmoidal de tipo domático. Las estructuras D4 comprenden zonas de cizalla normales dúctil-frágiles, con milonitas, pliegues y esquistosidad de crenulación extensional asociadas.

En ambas unidades se observa una generación posterior de pliegues D3 los cuales pliegan a los pliegues D2 y a la foliación regional. Los pliegues D3 de pequeña escala aparecen a lo largo de bandas, lateral y espacialmente restringidas, asociadas a pliegues y estructuras menores relacionadas a megaestructuras de esta fase. Los pliegues D3 de pequeña escala presentan una orientación de NO-SE a ONO-ESE, ángulos entre flancos variables dando lugar a pliegues abiertos y cerrados, con superficies axiales de buzamiento en general alto y mayor de 60° (subverticales) y de ejes subhorizontales con ángulos de inmersión bajos (menores de 30°) en general hacia el NO aunque también hacia el SE. Los pliegues D3 son groseramente coaxiales con los D1, en los niveles estructurales más altos de la Unidad Superior localizados en el sector VSPI, y con los D2, del sector FMA. Forman muy localmente figuras de interferencia de tipo 3 (RAMSAY, 1967) al superponerse dos familias de pliegues de ejes subparalelos, con planos axiales subverticales para la segunda familia. Localmente se han observado unas bandas subparalelas a la dirección de las zonas de charnela de pliegues D3, en las que el cortejo de estructuras que la caracterizan presentan características propias de una deformación rotacional no coaxial. Debe de tratarse de pequeñas zonas de cizalla, de dúctil a semifrágil, cuyas características geométricas y cinemática las hacen compatibles "grosso modo" al campo de esfuerzos de la F3.

En el sector FMA, la D3 genera abundantes meso y micropliegues así como estructuras de escala variable (la esquistosidad S2 presenta una disposición subhorizontal susceptible de ser replegada) cuya orientación y asimetría es referible a la presencia de estructuras antiformales mayores, de escala kilométrica y vergencia al NE, situadas más al NE (hacia el núcleo central del llamado "Domo del Tormes", de MARTÍNEZ *et al.*, 1988). Resulta difícil de estimar la dirección del campo de esfuerzos responsable de las estructuras regionales D3. Las estruc-

turas D3 fueron probablemente generadas por transpresión sinistral con un esfuerzo principal mayor dirigido desde el NE al E y al OSO.

Los pliegues F4 son de plano axial subvertical, de abiertos a cerrados, presentan una orientación para sus ejes desde N-S a NNE-SSO y disposición desde subhorizontal a muy verticalizada. Presentan morfologías angulosas y en "chevron" simétricas y asimétricas, pero no suponen una reorientación o inflexión importante de estructuras previas a nivel cartográfico. La superposición de pliegues D4 orientados aproximadamente N-S con la estructura general NO-SE a ONO-ESE de los pliegues previos, puede generar estructuras de interferencia de tipo I (RAMSAY, 1967) de domos y cubetas en sectores locales y pequeñas estructuras domáticas. Asociadamente existen cizallas dúctil-frágiles subverticales de orientación NNE y movimiento dextral que dan lugar a pequeñas inflexiones en la megaestructura cartográfica.

En este sector y a escala regional, la foliación S2 presenta una disposición subhorizontal. Dicha foliación subhorizontal se presenta plegada por deformaciones posteriores de F3 y F4, formando estructuras antiformales y sinformales (D3 y D4) de diversas órdenes y escalas, y dando lugar a megaestructuras kilométricas de escala cartográfica vergentes al NE. A escala de afloramiento la S2 regional está asociada a numerosos pliegues de pequeña escala superpuestos D2, la cual puede sufrir una crenulación, especialmente en los micaesquistos, en relación a pliegues D3 y D4.

Al N y NO de la localidad de Fuentes de Masueco y en el sector de Pereña, se observan estructuras D3 de escala kilométrica que pliegan a la S2. Asociadamente aparecen D3 de pequeña escala, bandas de S3 de crenulación y desarrollo de una lineación L3 de crenulación. Aunque la L2 aparece en detalle microplegada en zonas de charnela de pliegues D3 (de simetría rómbica y monoclinica, y formas abiertas y cerradas), en esta zona las charnelas de los D3 son subparalelas a la L2, observándose que la L3 en los micaesquistos es subparalela a la L2 en los paraneises cuarcíticos y semipelíticos más competentes. La lineación visible tiene, por lo tanto, un carácter compuesto al ser generada por D2 y D3 y es denominable como L2-L3.

4.1.5. Zonas de cizalla dúctil tardías subverticales

Asociadamente a un episodio deformacional tardío que tiene lugar entre la F3 y la F4, se generan en toda la región zonas de cizalla dúctil subverticales cuyo movimiento presenta una importante componente en dirección. A este episodio deformacional se asocia la génesis de uno de los rasgos estructurales más característicos del basamento hercínico de la zona de Salamanca: la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntía, o ZCJT (GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968; IGLESIAS y RIBEIRO, 1981; ONTIVEROS y ENRILE, 1983; LÓPEZ PLAZA y CARNICERO, 1987.). VILLAR *et al.*, (1992), muestran que de dicho accidente se separan cartográficamente varias ramas, sobre todo en su borde septentrional, las cuales forman todo un sistema anastomosado de cizallas individuales de diferente entidad y desarrollado regionalmente, que se unen asintóticamente con la cizalla principal.

En el ámbito de la Hoja de Aldeadávila, aflora un accidente en desgarre dúctil cuyas características geométricas y cinemáticas son comparables y por lo tanto correlacionable e inclui-

ble en el mismo cuadro estructural, al sistema de zonas de cizalla que aparecen más al sur. Dicha zona de cizalla dúctil, o *Zona de Cizalla de Pereña* (ZCP), presenta una dirección aproximada N70°E y movimiento sinistro, identificándose claramente en la cartografía por la flexión que produce a todas las estructuras anteriores y en particular a la megaestructura de F3, produciendo con su movimiento una rotación de todas ellas hasta adquirir el paralelismo con la dirección de la cizalla. El buzamiento de la cizalla es en general subvertical aunque en su extremo norte varía hasta adquirir buzamientos de 40°-50° al NNO. La lineación (Lm) desarrollada en las rocas miloníticas (SIMPSON, 1985) es subhorizontal, con ángulos de inmersión entre 10° y 20° al O y en menor medida al E. La anchura de la banda parece ser kilométrica en las inmediaciones de la localidad de Pereña, disminuyendo en espesor, al parecer, hacia el E en la zona de Villariño de los Aires, en la vecina Hoja de Fermoselle (423). No obstante, en este sector de Villariño existen otras bandas subparalelas más al norte que en conjunto constituirían todo un sistema con varias ramas. Hacia el O su anchura queda algo indefinida al ser desplazada por una falla frágil de orientación NNE paralela al valle del Pozo de los Humos, pasando más al O en la zona de Masueco (explotación minera) y en la del Macizo granítico de la Presa de Aldeadávila (grano grueso, porfídico, biotítico) a desarrollar más que un corredor individual todo un sistema anastomosado menos definido.

Asociadamente al movimiento se generan orto y paramilonitas. En rocas granitoides y ortogneises más o menos migmatizados, se forman milonitas S-C (BERTHE *et al.*, 1979; SIMPSON, 1985) de los tipos I y II (LISTER y SNOKE, 1984), con formación de porfiroclastos feldespáticos del tipo "sigma" (PASSCHIER y SIMPSON, 1986) y "mica fish" biotíticos y moscovíticos (LISTER y SNOKE, 1984), que se destacan en una matriz de grano fino recrystalizada dúctilmente. Los metasedimentos sufren durante el cizallamiento una retrogradación y adquieren un aspecto filonítico. Desarrollan una esquistosidad intrafoliar oblicua a la foliación milonítica (Sm) que contiene "mica fish" sigmoidales. Localmente, la esquistosidad en micaesquistos filoníticos y capas composicionalmente ricas en micas es microplegada por "shear bands" ("ECCs" de PLATT, 1984; SIMPSON, 1985) regularmente espaciados a la escala deci y milimétrica. Igualmente lentes y "ribbons" de cuarzo (cuyos granos y subgranos definen una fábrica interna oblicua a la Sm externa) pueden tener un aspecto sigmoidal asimétrico, así como ciertos boudines de niveles competentes ("boudinage asimétrico" de HANMER, 1986; GOLDSTEIN, 1988), constituyendo todos ellos criterios indicativos de mecanismos deformativos no coaxiales. Los criterios geométricos y cinemáticos son compatibles con un movimiento sinistro en la dirección de la Lm, suponiendo el cizallamiento en las rocas más deformadas una intensa retrogradación a la parte de menor temperatura de la facies de los esquistos verdes acompañada de blastesis de minerales indicativos de estas condiciones P-T.

4.1.6. **Fracturación**

En la cartografía resulta característica la presencia de una densa red de fracturación que da lugar a una compartimentación de toda el área de la Hoja.

Tuvo lugar en estadios avanzados de la evolución del orógeno hercínico, a lo largo de varias etapas y con sucesivas reactivaciones posteriores. Se trata de una tectónica tardihercínica dúctil-frágil y frágil (esencialmente) compleja desarrollada en un conjunto de rocas las cua-

les han alcanzado ya niveles corticales superficiales como señala su tipo de comportamiento mecánico, después de haber sido con anterioridad intensamente deformadas, metamorfizadas e intruidas por extensas masas graníticas.

Dos familias de fallas de orientación, movimiento y momento de formación distinto, en respuesta a dos estados de esfuerzos diferentes, han sido diferenciadas en el ámbito de la Hoja.

La **primera familia** presenta una orientación NO-SE a O-E, paralela en general a las superficies de foliación de las rocas y a las directrices meso y macroestructurales. Aprovechan las superficies de anisotropía previas y contactos entre materiales de diferente competencia (granito-esquistos), resultando por su paralelismo más difíciles de detectar.

Presentan buzamientos para el plano de falla hacia el S y SO con ángulos variables, en general entre 40° y 60°, y un movimiento a lo largo de ellos normal de bloque superior (el del sur) hundido. En el espacio adyacente a la superficie de falla y en ella misma se desarrollan estructuras indicativas de un régimen deformativo transicional entre el dúctil y el frágil. Localmente se desarrollan en los metasedimentos "drag folds" (RAMSAY y HUBER, 1986), esquistosidades de crenulación, grietas de extensión rellenas de cuarzo y "kink bands" acompañadas por un anastomosamiento de la foliación con fuerte filonitización/retrogradación en sus planos. En rocas competentes y granitos la deformación está más localizada en planos donde se observan estrías, sigmoides, rellenos y fibras de cuarzo, que evidencian un movimiento esencialmente normal. El conjunto de movimientos a lo largo de las superficies de falla puede relacionarse, desde un punto de vista dinámico, a un estado de esfuerzos extensional con una disposición para el esfuerzo principal mayor (σ_1) vertical, subhorizontal para el menor (σ_3) de orientación aproximadamente N-S, y con una disposición para el intermedio subhorizontal E-O paralela a la intersección con la familia conjugada, por otra parte escasamente representada.

La **segunda familia** está constituida por una densa red de fallas NE-SO a NNE-SSO, con un sistema conjugado NO-SE de menor desarrollo, de gran longitud y continuidad y destacándose en la cartografía, ya que al ser oblicua a las estructuras resultan más fácilmente reconocibles los desplazamientos que origina en marcadores a todas las escalas.

Se trata de un claro sistema de desgarres conjugados con movimientos sinistral para la familia NE-SO a NNE-SSO y dextral para la NO-SE. Dicho movimiento presenta una componente fundamentalmente en dirección con saltos en la vertical pequeños, evidenciado en un conjunto de estructuras y microestructuras que indican este movimiento. Además del desplazamiento de contactos litológicos entre granito-encajante, se han observado en superficies de falla desarrolladas en granitos estrías y recrecimientos de fibras de cuarzo en espacios vacíos, con ángulos de cabeceo bajos, que dan cuenta de movimientos de desgarre. Cuando la falla afecta a metasedimentos, en el espacio adyacente a la superficie de falla aparece una fuerte retrogradación/alteración, formándose estrías y sistemas de venas "en échelon" fibrosas de cuarzo, venas mineralizadas (y masas amorfas rellenas de espacios vacíos) indicativos de el mismo tipo de movimiento. Se forma también una heterogénea familia de nuevos planos de anisotropía, anastomosados y sigmoidales, cuya penetratividad aumenta hacia la zona de discontinuidad. Asociadamente se desarrollan también pliegues angulosos de tipo "kink" asimétricos y "drag folds" de ejes subverticales que doblan a la esquistosidad regional previa.

Este episodio de fracturación frágil ha sido frecuentemente citado en la bibliografía (ARTHAUD y MATTE, 1975; UBANELL, 1982; MATTE, 1986; DOBLAS, 1991), relacionándolo a una compresión con ejes mayores orientados N-S que reactiva fallas anteriores y genera fallas NE-SO sinistralas y NO-SE dextrales. Dicho vector compresivo puede ser indicador según ARTHAUD y MATTE (op. cit.) de una megacizalla dextral a escala continental que afectaría a áreas de la actual Península Ibérica durante su evolución tardihercínica.

Un nuevo episodio de fracturación ha sido detectado en relación a una reactivación de fallas previas y formación de otras nuevas, bien observable en el área Vilvestre-Saucelle-Hinojosa del Duero y a lo largo de un corredor de orientación NNE-SSO. Se trata de un conjunto de fallas de orientación en general NNE-SSO a NE-SO, geometría para sus superficies a menudo curvadas, con la concavidad hacia arriba, como se observa perfectamente a lo largo del corte del Puerto de La Molinera, con inclinaciones variables a lo largo de las diferentes litologías que atraviesan (tendida o con buzamientos bajos en los metasedimentos pelítico-psamíticos del Complejo Esquisto-Grauváquico; más verticalizada, al afectar a las cuarcitas del Tremadoc, de mayor competencia), que geoméricamente forman sucesivas superficies subparalelas conectadas a través de fallas transversas.

Su movimiento a lo largo del plano de falla es en términos generales normal con bloque de muro hundido hacia el E, al evaluar la componente de deslizamiento a lo largo de dicho plano. La componente de salto en dirección es modesta y el criterio de movimiento es variable aunque existe un predominio dextral.

En ocasiones se han observado estrías marcando la dirección de desplazamiento en la superficie de falla que queda definido, por sus altos ángulos de cabeceo, como fundamentalmente normal. En algún caso se han observado en fallas NE-SO dos familias de estrías: unas subhorizontales y relacionables a la anterior familia, y otras verticalizadas, cronológicamente posteriores, relacionables a su reactivación normal. Aparecen también cristales fibrosos crecidos en espacios vacíos a partir de flujo de fluidos con material disuelto, formas "slicken side" y sistemas de venas de cuarzo (y masas amorfas mineralizadas) coherentes con el movimiento. Se desarrollan igualmente bandas con "drag folds" asimétricos de ejes NE-SO subhorizontales y "kink bands" de falla normal, que afectan a la S0 y S1 previas.

Se trata de un conjunto de fallas cuyo movimiento en la vertical es mayor con respecto al movimiento en la horizontal, que forman un sistema sintético-antitético normal conjugado. Los movimientos relativos de bloques limitados por fallas han generado depresiones locales con formación de pequeños dispositivos en "graben" y "semigraben", característicos de una zona que ha sufrido extensión a lo largo de una predominante dirección horizontal. Este sistema de fallas conjugadas es el efecto de una orientación del sistema de esfuerzos (distensión uniaxial) tal que la dirección de mayor acortamiento (σ_1) se sitúa vertical y la extensión (σ_3) horizontal con orientación NNE-SSO a NE-SO, perpendicular a la línea de intersección subhorizontal, ONO-ESE a NO-SE, de ambas superficies conjugadas de fallas (σ_2). Las depresiones longitudinalmente elongadas NNE-SSO formadas, controlan la localización de, por ejemplo, los afloramientos de materiales ordovícicos. Dichos afloramientos constituyen cubetas y cierres periclinales de macroestructuras sinclinales de F1 hercínicas, las cuales resultan truncadas y basculadas por acción de dichas fallas normales. Su último funcionamiento ha

debido tener lugar en tiempos cenozoicos, como atestigua el basculamiento y fracturación de superficies de aplanamiento y alteración, junto con el control de la red de drenaje y la localización de determinadas unidades geomorfológicas.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. ANTECEDENTES

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

Aun así nos basaremos en los trabajos cercanos (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, 1980; GARZÓN, 1980; CANTANO, 1982; MOLINA y JORDAÁ, 1982; JORDÁ, 1983; MARTÍN RIDAURA, 1986; CANTANO y MOLINA, 1987; CENTENO, 1988; SANZ, 1988) y por último a los trabajos de carácter general (HERNÁNDEZ PACHECO, y DANTIN CERECEDA, 1932; SOLE SABARÍS, 1952).

5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

La Aldeadávila de la Ribera está situada en la comarca denominada "Los Arribes del Duero". El paisaje de esta región está caracterizado por los profundos encajamientos del Río Duero y afluentes (sobre los 400 m de desnivel), que contrastan con la topografía suavemente alomada de las zonas altas e interfluvios, sin que existan alineaciones montañosas de importancia.

El clima, de tipo mesotérmico subhúmedo, es continental con una cierta influencia atlántica. Las precipitaciones anuales medias se sitúan entre los 600 y los 700 mm, aumentando hacia el NO. Las temperaturas medias anuales son algo inferiores a los 12°C y tienden a aumentar hacia el occidente.

El relieve es suave y alomado, con excepción de los fuertes encajamientos que producen el Río Duero y afluentes como el Río de Las Uces y el Arroyo de Ropinal. Las altitudes varían entre los 600 y los 750 m. Los mayores relieves positivos corresponden a algunas alineaciones de "sierros" (Pico de la Cabeza, 776 m), mientras que los encajamientos del Duero y afluentes alcanzan desniveles cercanos a los 400 m.

La red hidrográfica, perteneciente a la cuenca del Duero, está fuertemente condicionada por las direcciones estructurales del diaclasado y de la fracturación de los materiales, y sólo en casos concretos por la naturaleza litológica del sustrato (Arroyo de Ropinal). El curso fluvial más importante es el Río Duero, que constituye el límite político con Portugal. Sus principales afluentes en el área son los ya mencionados Río de las Uces y Arroyo de Ropinal.

5.3. ANALISIS GEOMORFOLÓGICO

5.3.1. Estudio Morfoestructural

Dentro del marco geomorfológico regional, la Hoja de Aldeadávila de la Ribera se sitúa en la Penillanura Salmantino-Zamorana. Gran parte, pues, de su superficie corresponde a un área suavemente alomada que conserva retazos de distintas superficies de edad neógena a cuaternaria, labradas sobre los materiales del basamento hercínico. Por el oeste, los profundos encajamientos del Río Duero y los principales afluentes, Río de Las Uces y Arroyo de Ropinal, confieren al relieve una personalidad característica que alcanza su máxima expresión en la zona de los Arribes del Duero.

La estructura geológica del área cartografiada viene marcada por domos y cubetas elongadas según direcciones NO-SE en las que afloran, respectivamente, macizos graníticos y franjas de metasedimentos. Especial importancia geomorfológica tiene la fracturación tardihercínica de dirección NNE-SSO, que origina tanto zonas de debilidad aprovechadas por los cursos de agua, como relieves positivos de resistencia debidos a diques de cuarzo (sierros) intruidos en estas fracturas.

Las acusadas diferencias litológicas entre los materiales se reflejan en la morfología de la Hoja, ya que las superficies se conservan mejor cuando se hayan labradas sobre los granitos, sobre todo las más altas (S_4 , S_5), mientras que en las zonas de metasedimentos aparece excavada la superficie más baja (S_2) o se encuentran degradadas por la dinámica fluvial más reciente.

Esta repartición del relieve, que groseramente sigue directrices hercínicas, presenta interferencias con estructuras tardihercínicas, como las fracturas NE-SO que condicionan fuertemente la red fluvial, o los diques de cuarzo de la misma dirección (sierros, 1 en la cartografía geomorfológica) que constituyen alineaciones de resaltes de escasa altura.

En cuanto a la edad de las fracturas activas en la morfogénesis, en la vecina Hoja de Vitigudino las fracturas llegan a afectar a los sedimentos oligocenos, por lo que su edad debe llegar hasta el Neógeno; sin descartar que lleguen a desnivelar superficies que ahora se sitúan a menor altitud topográfica, como es el caso de la superficie S_6 . Los resaltes por diques presentan una evolución continua hasta el momento en que el encajamiento de la red de drenaje por debajo del nivel de base sobre el que se sustentan los deja apartadas de la morfogénesis; por tanto su edad puede extenderse hasta la de la superficie inferior S_6 , posiblemente del Pleistoceno.

5.3.2. Estudio del modelado

5.3.2.1. Formas de Ladera

Corresponden a elementos gravitacionales que se superponen a todas las morfologías previas y, dada su asociación a todos los demás procesos, nunca llegan a tener entidad morfológica de unidad. Aquí se reducen a los depósitos gravitacionales que se sitúan preferentemente en la zona de transición entre las laderas y los fondos de los valles.

Por lo general se trata de materiales de granulometría fina (tamaño limo o arena) que contienen en algunos casos niveles de mayor granulometría (tamaño grava y/o cantos dispersos). Derivan de la removilización de los materiales cristalinos alterados y metasedimentos.

Los *coluviones* de la Hoja (3 en cartografía geomorfológica), tienden a situarse como orlas en torno a los resaltes de diques de cuarzo. La edad de las formas podemos atribuirla al Cuaternario.

Los *canchales* (2 en cartografía geomorfológica), son también formas con depósito generadas por procesos gravitacionales. Estas formas se diferencian de las primeras en que aparecen ligados a las zonas de mayor pendiente, los encajamientos, y tienen una menor continuidad longitudinal, apareciendo muchas veces como lenguas de derrubios con tendencia a encauzarse por valles paralelos a las pendientes. Su edad es de un Holoceno más reciente e incluso con movilidad actual.

Otro elemento dentro de las formas de ladera son los *deslizamientos* (4 en cartografía), auxiliados por la fuerza de la gravedad y las discontinuidades litológicas y tectónicas, afectando principalmente a las franjas de alteración granítica. El producto final son grandes bloques de granito empastados por una matriz areno-arcillosa cargada frecuentemente con agua.

Dentro de los *cambios de pendiente*, bruscos o suaves (5 y 6 respectivamente en cartografía) han sido representados únicamente los de mayor magnitud, es decir, los asociados a los encajamientos más recientes de la red, si bien cada límite de superficie morfológica viene a corresponder con un escalón morfológico y un cambio de pendiente asociado.

5.3.2.2. *Formas fluviales*

Dentro de este grupo, los elementos diferenciados responden a funcionamientos a veces dispares, pero siempre controlados por la presencia de aguas concentradas o semiconcentradas, más o menos libres y de circulación excepcional, estacional o permanente y según dinámicas muy variadas. Partiendo de ello se establecen diferentes elementos, a veces muy autónomos, razón por la cual se les describe por separado, así:

Aluvial (7 en cartografía), corresponde al depósito de fondo de valle de los cursos de agua, siendo en la zona de escaso desarrollo. Su edad es holocena y se encuentran definidos allí donde las corrientes fluviales tengan suficiente entidad para transportar y depositar materiales.

Encajamientos de la red (9 en cartografía), son formas de incisión lineal que se generan a partir de torrenteras, arroyos y ríos. Como corresponde a su definición la anchura es siempre menor a la magnitud de la profundidad. La mayoría se sitúa a favor de fracturas y fallas, que dan a los cauces una trayectoria rectilínea, con bruscos codos que indican la intersección entre fracturas.

Conos de deyección (8 en cartografía), se trata de elementos producto de la descarga de materiales allí donde la morfología del terreno hace pasar a los cauces de concentrados a semiconcentrados o dispersos.

Presentan la morfología de cono y su granulometría depende de la composición del sustrato. En esta Hoja los conos de deyección presentan poca entidad, limitándose a la salida de algún encajamiento de arroyos.

Cambio del perfil longitudinal (10 en cartografía), corresponden a formas que afectan al perfil longitudinal de los arroyos en las cercanías de los encajamientos principales de la red fluvial, están ligados a accidentes tectónicos y dan lugar a cascadas en los cursos fluviales. La edad estimada de estas formas es Cuaternario.

5.3.2.3. Formas poligénicas

Dentro de las formas poligénicas adquieren especial relevancia las superficies erosivas, que definen a grandes rasgos la morfología de la zona. Durante la realización de la cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 de las Hojas 422, 423, 424, 425, 449, 450, 451, 452, 475, 476 y 500; se han diferenciado seis superficies erosivas (S_1 a S_6), la mayoría de las cuales se distribuyen suavemente escalonadas e inclinadas hacia el oeste. Dentro de la Hoja que nos ocupa pueden diferenciarse tres niveles de superficies situados en torno a 730 metros el más alto (S_1), entre 700-720 el medio (S_2) y el inferior alrededor de los 630 metros (S_3).

Superficie S_4 . El nivel S_4 (11 en cartografía) tiene su mayor representación en el centro y el SE de la Hoja, prolongándose en la vecina Hoja de Vilvestre. Los materiales sobre los que se desarrolla la superficie son fundamentalmente granitoides y en menor proporción sobre los metasedimentos.

La edad de la superficie, en relación con los únicos depósitos regionalmente desarrollados sobre ella (adscribibles a las series ocre) y a su encajamiento bajo los depósitos oligocenos, debe ser del Mioceno, posiblemente superior. Aunque hay que hacer notar que esta superficie tiende a relacionarse espacialmente con la base de los depósitos arcóscicos oligocenos, por lo que podría tratarse de una superficie más antigua (al menos oligocena) remodelada.

Superficie S_5 . La siguiente superficie es la situada entre los 700 y los 720 metros de altitud (12 en cartografía), tiene una amplia representación en la Hoja y queda desarrollada sobre materiales graníticos y metasedimentos. Su fisonomía es la de una planicie suavemente ondulada y disectada por los ríos y arroyos, con una inclinación general hacia el oeste, retocada en zonas por los encajamientos principales. Hay que hacer notar que la unidad presenta en sus bordes un importante retoque, debido fundamentalmente a los encajamientos de la red, que se ha resuelto por una importante degradación de la misma. Estas zonas degradadas pueden articular la superficie con la inmediatamente inferior.

La superficie S_5 soporta dos tipos de relieves residuales, por un lado tenemos aquellos desarrollados sobre rocas de mayor resistencia que las de su entorno, estos relieves son de carácter lineal (*inselberg lineales*, 16 en cartografía), van asociados a diques de cuarzo de dirección NE-SO y a pesar de su intermitencia pueden marcar alineaciones que pueden seguirse durante kilómetros; ejemplos son el Pico de la Cabeza (776 m), Cabeza (728 m), Alto de Corral Redondo (750 m), Teso de la Madera (731), o los Altos de Fuente Santa (725 m). El

otro tipo de relieves presenta 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; estas formas se localizan principalmente en áreas interiores de las superficies. Dentro de estas formas cabe destacar los *inselberg dómicos* (14 en cartografía) desarrollados en zonas con una actividad, generalmente fluvial, intensa, o allí donde existen berrocales que en la actualidad siguen con su proceso de formación.

Muchos de estos relieves residuales tienen cotas que no superan la cota media de la superficie superior, lo que indica que dichos relieves se generaron congénitamente con la superficie que los soporta, siendo sus cimas indicadoras del nivel de la superficie S_4 para la zona donde se sitúan; es decir, cuando fue grabada la superficie S_5 . Sin embargo, los más altos de estos relieves debían ser más antiguos y sobresalir por encima de la S_4 . Raramente conservan retazos de superficies en su cumbre (*inselberg de cumbre plana*, 15 en la cartografía).

La edad de la superficie S_5 está delimitada por los depósitos de glaci que se encuentran asociados a ella; su edad debe corresponder, pues, del Mioceno superior al Plioceno.

Superficie S_6 . Esta unidad (13 en cartografía) queda representada en la Hoja de forma reducida, ligándose principalmente su desarrollo a los afloramientos de metasedimentos de las áreas del Río de las Uces y del Arroyo del Ropinal. Su cota oscila alrededor de los 630 metros. Aparece bastante degradada y fraccionada por el encajamiento de estos cursos de agua. La edad que hemos estimado para la unidad es del Plio-Pleistoceno.

Además de las diferentes superficies y relieves residuales descritos anteriormente se pueden observar otros tipos de formas, como son los *glacis* (17 en cartografía), aunque en esta Hoja aparecen bastante degradados. Estas formas presentan una pendiente suave (no superior a los 5 granos), que sirve de unión entre replanos de superficie S_5 y algunos de los inselberg lineales en torno a diques de cuarzo. Los ejemplos más destacados dentro de la Hoja son los existentes en torno al Pico de la Cabeza y el situado al sur del Cerro Cabeza. Su edad, a partir de la que consideramos para el depósito correlativo, puede ser de Mioceno superior a Pleistoceno.

Otro elemento que se presenta en la zona es el *berrocal* (18 en cartografía), destacando los situados al sur y al suroeste de Aldeadávila de la Ribera. Descrito en otros lugares (MARTÍN RIDAURA, 1986 y PEDRAZA *et al.*, 1989) en cuanto a su génesis, constituye una de las formas más maduras de la evolución de un paisaje granítico. Su formación hay que relacionarla con la concurrencia de dos o más tipos de diaclasado, en general el curvo y el subvertical, el primero da lugar a lanchares mientras el segundo genera bloques paralelepípedos, que por desagregación granular y escamación producen los bolos. El berrocal nos marca unos procesos de alteración que se están llevando a cabo sobre el granito y que, probablemente heredados en sucesivas etapas de morfogénesis, actualmente son operativos.

El último elemento morfológico de carácter poligénico corresponde a formas mixtas *aluvial-coluvial* (19 en cartografía). Son depósitos asociados en gran parte a procesos fluviales, si bien tienen su aporte principal de materiales producto de procesos gravitacionales. La pro-

ximidad de los procesos que intervienen, el escaso desarrollo de las formas y el continuado aporte de materiales hace imposible en la cartografía, e incluso en el campo, separar formas debidas a uno u otro proceso. La edad que consideramos para estas formas y depósitos es del Holoceno superior.

5.3.2.4. *Formas endorreicas: Navas*

Los humedales y navas (27 en cartografía) son zonas deprimidas de gran extensión en la Hoja y que llevan asociados fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos. Su cronología es difícil de establecer, ya que muchas de ellas han podido funcionar a lo largo de todo el Cuaternario e incluso lo siguen haciendo actualmente.

5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

5.4.1. **Alteraciones**

Dentro de la Hoja de Aldeadávila de la Ribera no hemos diferenciado más que un tipo de alteración (A en cartografía), debido a la gran complejidad que presenta.

Sobre los materiales graníticos se presenta como un lehm, cuyo espesor varía de forma frecuente, pasando de unos pocos centímetros hasta potencias de varios metros. En cuanto a los metasedimentos, la alteración funciona de forma similar, si bien el material producto de la misma son arcillas, cuyos colores dependen en gran medida de la cantidad de hierro de la roca madre.

A la alteración citada no la podemos atribuir edad por su escasa relación con depósitos sedimentarios, tratándose posiblemente de varios procesos de diferente edad que no han podido ser discriminados.

5.4.2. **Depósitos poligénicos**

5.4.2.1. *Depósitos de Glacis*

Se diferencia un solo tipo de depósitos en los alrededores del pico de La Cabeza y en las cercanías del barranco de Santa Marina. Se caracteriza por la presencia de cantos de cuarzo y rocas metamórfica con tamaños de 2 a 10 cm. Todos los cantos tiene morfologías angulosas y tonalidad general del depósito es ocre rojiza.

Ante la ausencia de datos paleontológicos la datación de estos depósitos es imprecisa; sin embargo, por correlación con depósitos de características litoestratigráficas parecidas podríamos interpretarlos como de edad Mioceno superior a Plio-Pleistoceno (Series Ogres de MARTÍN-SERRANO, 1979).

5.4.2.2. *Aluvial-coluvial*

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

5.4.3. **Depósitos fluviales**

5.4.3.1. *Conos de deyección*

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

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

5.4.3.2. *Aluvial*

Los depósitos aluviales (E en cartografía) de la Hoja de Aldeadávila de la Ribera, a los que consideramos de edad holocena, están reducidos a los tramos de los ríos y arroyos poco encajados en el sustrato.

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

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

5.4.4. **Depósitos de ladera**

5.4.4.1. *Coluviones*

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

Los depósitos (D en cartografía), corresponden a zonas de aporte desarrolladas sobre materiales graníticos, metamórficos y filonianos, caracterizados por presentar fragmentos rocosos (bloques y cantos) angulosos y poco o nada transformados de la roca madre.

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

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

5.4.4.2. *Canchales*

Son depósitos (F en cartografía) asociados a los fuertes encajamientos de la red de drenaje y están formados casi exclusivamente por fragmentos líticos de gran tamaño (30 y 70 cm). Los fragmentos de menor tamaño (entre los 5 y 15 cm) rellenan parcialmente los huecos dejados entre los bloques mayores. Su edad es Holoceno reciente.

5.4.5. **Depósitos endorreicos: navas**

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

5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA

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

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

Durante el Oligoceno, tras los movimientos tectónicos alpinos de la Fase Pirenaica, la dirección de los aportes cambia a ser hacia el oeste, como reflejo del paso de la cuenca de un régimen endorreico a otro exorreico y atlántico. Aunque en la Hoja no se conservan afloramientos atribuibles al Oligoceno, su presencia en Hojas limítrofes hace posible pensar que pudieron cubrir buena parte de la Hoja, siendo vaciados posteriormente.

Durante el Mioceno superior, continúa el encajamiento de la red de drenaje como consecuencia de la erosión remontante del Duero desde el Atlántico (MARTÍN-SERRANO, 1991). Durante esta etapa se labra definitivamente la superficie S_4 , coincidiendo con el inicio del depósito de materiales adscribibles a las Series Ogres. Estos depósitos (depósitos de glaciares) articulan S_4 con S_5 y S_5 con S_6 , por lo que pensamos que el encajamiento sucesivo de estos niveles tiene lugar durante el Plio-Pleistoceno, alcanzando una magnitud cercana a los 100 m. Las superficies más modernas van encajándose y ensanchándose sucesivamente hacia el oeste y el Río Duero, donde la S_6 se excava sobre los blandos materiales metasedimentarios del Complejo Esquisto-Grauváquico.

Durante el Cuaternario más reciente el encajamiento de la red se acelera hasta profundizar del orden de 400 m por debajo de la S_6 . Los procesos erosivos dominan sobre los sedimentarios, de forma que apenas se producen depósitos fluviales de edad holocena. La alta energía y efectividad del drenaje ocasiona que los depósitos gravitacionales tampoco lleguen a alcanzar grandes acumulaciones, siendo evacuados rápidamente; sin embargo las superficies que quedan colgadas por encima de la incisión pueden mantener humedales de escaso desarrollo vertical y cierta extensión.

5.6. PROCESOS ACTUALES

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

Continuarán siendo activos los procesos erosivos de incisión y retroceso de cabeceras de una manera general en toda la red de drenaje, aunque el nivel de base local que supone la presa de Aldeadávila puede reducir las tasas de erosión de los arroyos al norte de este punto y, por el contrario, favorecer la formación de depósitos aluviales (conos) en su confluencia con el embalse. Haciendo una mayor prospección en el tiempo resulta plausible la captura del Río de Las Uces por algún afluente por la derecha del Río Huebra, ya que estos presentan un perfil longitudinal de mayor pendiente.

En cuanto a los procesos gravitacionales, se le supone una cierta movilidad actual a los depósitos de canchal (Ríos Duero y Arroyo de Ropinal), carentes de una matriz empastante.

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

6. HISTORIA GEOLÓGICA

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

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

Los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico descansan probablemente discordantes sobre los metasedimentos en los que intruyen los protolitos de los ortogneises. Esta discordancia (cadomiense?) sería correlacionable con la que se observa en la parte meridional de la Zona Centroibérica y al S de Salamanca entre el Alcudiense Inferior y el Alcudiense Superior o Grupo Domo Extremeño y, según el caso, Grupos de Ibor y Valdelacasa (ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; ORTEGA *et al.*, 1988; Díez Balda *et al.*, 1991).

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

Durante la Orogenía Hercínica en el ámbito de esta Hoja y la adyacente de Fermoselle, se genera una megaestructura, el Domo Gneísico del Tormes, en el que pueden diferenciarse dos unidades, Unidad Inferior y Superior, en función de sus características litológicas y la evolución tectonotermal seguida.

Los materiales de esta estructura hercínica fueron afectados por dos fases de deformación principales y otros dos episodios tardíos acompañados de metamorfismo y plutonismo. La primera de ellas, de carácter compresional, genera grandes pliegues vergentes al NE, de dirección NO-SE, y lleva asociada el desarrollo de una esquistosidad de plano axial (S_1) que está prácticamente borrada por las deformaciones posteriores.

La segunda fase de deformación es un importante episodio tectónico extensional (bloque de techo al SE) en el que se pueden diferenciar dos mecanismos de deformación: el primero caracterizado por la formación de una zona de cizalla de bajo ángulo de escala cortical, y el segundo por una tectónica de detachments de bajo grado superpuestos, en la que se produce un movimiento normal de la Unidad Superior dirigido al SE, poniéndose en contacto con los materiales más profundos de la Unidad Inferior, la cual queda yuxtapuesta a la Superior. Se generan trenes de pliegues isoclinales vergentes al este, algunos de importancia cartográfica y la foliación regional de la rocas (S_2), inicialmente subhorizontal. La tercera fase de deformación desarrolla en esta Hoja pliegues subverticales, en general, no lleva una esquistosidad asociada, salvo al N y NO de la localidad de Fuentes

de Masueco y en el sector de Pereña, donde desarrolla bandas de S3 de crenulación y es la responsable de la verticalización de las estructuras y de la reorientación principalmente NO-SE de la S₂.

Durante la primera fase se desarrolla un metamorfismo M1 epi-mesozonal Barroviense de MP/MT, que evoluciona durante F2 hacia un metamorfismo M2. En la Unidad Superior dicho metamorfismo pasa a ser de baja presión y alta temperatura, como consecuencia de una tectónica de detachments que hace ponerse en contacto a esta Unidad con la Inferior, y produciéndose así en ella un intenso calentamiento isobárico. La Unidad Inferior, sufre a su vez una descompresión isoterma importante, como resultado del desplazamiento de gran parte del material de la Unidad Superior a favor del detachment generado en esta etapa de deformación y a la subsecuente eliminación de sobrecarga.

Durante la tercera fase de deformación se generan pliegues de gran escala que deforman los planos de la cizalla extensional anteriores y tienen lugar además importantes manifestaciones magmáticas sincinemáticas, que dan lugar a la mayor parte de los cuerpos graníticos que aparecen en la Hoja, salvo el macizo de Cerro Garduño y los granitos de dos micas con glándulas de feldespato potásico y cuarzos globosos, que son de naturaleza tardicinemática.

Con posterioridad a la tercera fase tienen lugar movimientos transcurrentes que se resuelven mediante una importante zona de cizalla sinistral (Zona de cizalla de Pereña, al norte de la Hoja), y un sistema dextro conjugado. Tienen un comportamiento dúctil, producen bandas miloníticas anastomosadas de dirección ENE-OSO y la flexura de las estructuras previas que se aprecia en esta zona norte. Una cuarta fase de deformación provoca plegamientos de dirección norteada, irregularmente desarrollados. Por último, tiene lugar una etapa de fracturación frágil, tardihercínica, según dos familias de planos subverticales, una de dirección norteada y otra NE-SO. Frecuentemente estas fracturas aparecen rellenas por filones de cuarzo.

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 sabana desarrollada a finales del Cretácico y cuya duración se prolongó hasta el Neógeno. Durante este periodo se sucedieron los procesos de alteración y degradación del zócalo preparando los materiales para el ciclo terciario (SOLE SABARÍS, 1958; MOLINA y JORDA, 1982; MARTIN-SERRANO, 1988).

El zócalo hercínico que había permanecido estable durante el Mesozoico comienza, a finales del Cretácico, a notar los primeros pulsos de la Orogenia Alpina, configurándose la Cuenca del Duero. Posteriormente se debió producir un reajuste del paisaje que dio lugar al desarrollo de pequeños valles tectónicos de dirección N-S y otros más importantes de dirección NE-SO, como la Fosa de Ciudad Rodrigo. Esta comenzó a rellenarse durante el Eoceno, sin embargo, no es hasta el Oligoceno cuando alcanza su máxima progradación. Durante este lapso de tiempo el clima debió estar caracterizado por periodos prolongados de estiaje y cortos periodos de lluvias torrenciales (mediterráneo árido) en los que grandes volúmenes de sedimento eran aportados a la cuenca mediante sistemas trenzados. La ausencia en la Hoja de depósitos paleóge-

nos y de buena parte del Neógeno debe interpretarse como un vacío erosional, dado que estos aparecen regionalmente ligados a superficies topográficas más altas y antiguas que las conservadas en esta Hoja.

Con posterioridad, durante el Neógeno y el Cuaternario, la región experimenta un continuado proceso de encajamiento de la red fluvial, que va a ir dejando distintos escalones morfológicos hundidos hacia el oeste. Los depósitos que se conservan corresponden a los últimos de estos procesos, tratándose principalmente de glaciares, coluviones, terrazas y pequeños recubrimientos aluviales de fondo de valle.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. **Minerales metálicos y no metálicos**

Todos los indicios de esta Hoja son de W, existiendo, en cuatro de ellos, valores analíticos de Au de gran interés; son los indicios 1, 5, 6 y 9.

Geográficamente los 9 indicios se encuentran en una misma zona, situada al Sur de las localidades de Aldeadávila de la Ribera, Corporario y Masueco.

En cuanto a su tamaño todos estos indicios presentan labores pequeñas (zanjones y catas poco profundas), a excepción de la Mina Morina o Plus Ultra (indicio 5, al SE de Masueco), que presenta pozos y labores subterráneas, así como un gran volumen de escombreras, habiendo sido imposible realizar un estudio detallado de la misma, por encontrarse inundada en la actualidad.

Todos los indicios de la Hoja se encuentran inactivos en el momento de redactar esta memoria.

7.1.2. **Tipo de mineralización**

Wolframio.

Las mineralizaciones estudiadas encajan, todas ellas, en granitos de dos micas, excepto la mina Morina (indicio 5) que encaja en materiales del Complejo Esquisto Grauváquico, si bien en las proximidades del contacto con el granito de Barruecopardo.

Todos ellos son de morfología filoniana. Constituidos por filones de cuarzo de escasa potencia (en general de menos de 10 cm), que se presentan agrupados en haces. Sus direcciones se sitúan entre N-S y N 30° E, y se presentan verticalizados, excepto en el indicio nº 2 que tiene buzamientos de 30-45° al E. Algunos indicios presentan, además de estos filones, otros de direcciones N 50-70° E, que buzanan 70-90° E (números 3 y 6).

Los minerales, que se presentan diseminados en los filones de cuarzo, son: wolframita, scheelita, arsenopirita, pirita y escorodita.

Las alteraciones que se observan son principalmente una greissenización y cloritización poco intensa, y en la mina Morina turmalinización.

En cuanto a los indicios con contenido en Au, hay que precisar que se agrupan en una banda, de dirección aproximada N 10° E y situada al este de Masueco (indicios números 5, 6 y 9), como señala BURKHARDT *et al.*, (1986) y BURKHARDT *et al.*, (1987). Dentro de este grupo se encuentra la mina Morina (5) que está clasificada como A₂ por GONZALO y GRACIA (1987), esto es, entre los yacimientos que presentan grupos de filones que se explotan de un modo conjunto.

Finalmente destacar que el indicio número 6 se encuentra claramente encajando en rocas de falla de carácter dúctil, con desarrollo de foliación milonítica intensa y de estructuras S-C. En este indicio las venas de cuarzo se presentan brechadas y cementadas por arsenopirita y escorodita.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

Las precipitaciones, dentro de la Cuenca del Duero, donde se enmarca la Hoja, se caracterizan por su irregularidad en cuanto a su distribución espacial y se originan, en su mayoría, durante la primavera y el otoño. La estación más seca es siempre el verano, con valores comprendidos entre los 40 y 75 mm y una enorme variabilidad interanual.

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

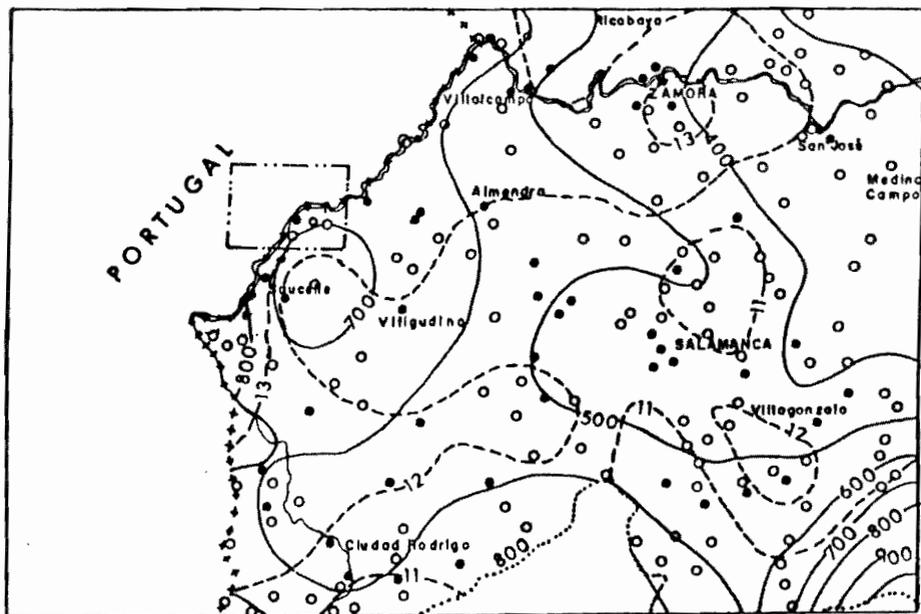
La Fig. 15, muestra la situación de la Hoja con respecto a un plano de isoyetas medias anuales, en la que puede observarse como el área que comprende la Hoja está cruzada por la isoyeta de 700 mm.

Las temperaturas medias anuales, dentro de la Hoja, muestran un rápido incremento en dirección a la frontera portuguesa debido, sobre todo, al encajamiento del Duero en el borde de la meseta lo que provoca diferencias de cotas sustanciales en esta dirección (Fig. 15).

Los valores de evapotranspiración potencial (ETP), en media anual, están comprendidos entre 750 y 850 mm, valores que se incrementan hacia el Noroeste.

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

ESQUEMA REGIONAL DE ISOYETAS E ISOTERMAS



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

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

Fig. 15. Esquema regional de isoyetas e isotermas
(Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero).

7.2.2. Hidrología Superficial

El principal cauce que aparece en la Hoja es el Duero delimitando la frontera entre España y Portugal. El Duero, en este tramo y a causa del brusco cambio de altitud propiciado por el escalón occidental de la meseta, aparece muy encajado, formando los "Arribes" o rápidos, hoy aprovechados para la producción de energía.

Las subcuencas que ocupan la Hoja, siguiendo la clasificación establecida por la Confederación Hidrográfica del Duero, son la subcuenca D14, o vertiente al embalse de Aldeadávila y la subcuenca D14₂ o vertiente al embalse de Saucelle.

No existen estaciones de aforo dentro de la Hoja, aunque para el cauce del Duero pueden obtenerse datos de caudales a partir de la cerrada del embalse de Aldeadávila. Dicho embalse, es la única obra de regulación existente, tiene una capacidad de 114,8 hm³ y 1138 Mw de potencia hidroeléctrica, ampliable a 1550.

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

Con respecto al riesgo potencial de inundación, los márgenes del Duero en la Hoja, se consideran como zona de rango de prioridad intermedia. Las zonas situadas inmediatamente aguas abajo de los embalses, se han definido como zonas de riesgo potencial, precisamente por esta localización.

7.2.3. Características Hidrogeológicas

En la Fig. 16 puede observarse la situación de la Hoja con respecto a los grandes sistemas acuíferos que se definen en la Cuenca del Duero. Decir, que se encuentra enclavada en materiales considerados tradicionalmente como impermeables o de baja permeabilidad, fundamentalmente granitos, materiales metasedimentarios como pizarras o esquistos, y en menor medida cuarcitas.

Las diferentes formaciones que pueden tener cierto comportamiento acuífero son:

a) *Cuaternario*.

Se han diferenciado en aluviales y depósitos de laderas, ambos presentan un interés prácticamente nulo a causa de su escasa entidad.

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

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

c) *Paleozoico, Precámbrico, y Rocas Igneas.*

Presentan estos materiales permeabilidades de bajas a muy bajas. Los principales manantiales relacionados con ellos están asociados a fracturas generalmente de dirección noreste y aportan caudales máximos de 0,5 l/s.

Tanto en granitos como en metasedimentos, se han perforado varios sondeos con el objeto de cubrir las demandas de los núcleos de población existentes, los resultados han sido muy diversos, proporcionando en el caso más favorable, caudales de hasta 2 l/s.

En relación con el quimismo de las aguas subterráneas, se han analizado 4 muestras de agua, recogidas en los puntos que presentan facie bicarbonatadas cálcico-magnésicas y una sulfatada-clorurada cálcica. Las conductividades oscilan entre los 99 y 284 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y el pH entre 6,9 y 8.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ALBEE, A. L. (1962): "Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series". *Am. Miner.*, 47, págs. 851-870.
- ALONSO GAVILÁN, G. (1981): "*Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Salamanca)*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 435 págs.
- ALONSO GAVILÁN, G., (1983): "Sedimentología de las Areniscas de Villamayor". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 19, págs. 7-20.
- ALONSO GAVILÁN, G. (1984): "Evolución del sistema fluvial de la Formación Areniscas de Aldearrubia (Paleógeno superior, provincia de Salamanca)". *Mediterránea. Serv. Geol.*, 3, págs. 107-130.
- ALONSO GAVILÁN, G. (1986): "Paleogeografía del Paleógeno superior-Oligoceno en el SO de la Cuenca del Duero (España)". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 22, págs. 71-92.
- 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, IGME*, Madrid, 6, págs. 87-108.
- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOSA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTA MARÍA, J. y SOLÉ, F. J. (1988): "Unidades Litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica". // *Congr. Geol. de España, S.G.E*, 1, págs. 19-22.
- ANTONA BLÁZQUEZ, J. F. (1991): "*Fluidos mineralizadores en los yacimientos de Oro de Saucelle y El Cabaco (Salamanca)*". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 236 págs.
- ANTONA, J. F. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1990): "Interpretación de la Formación San Vitero en relación con la orogenia Hercínica". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15, págs. 257-269.
- ARCHE, A.; CÁMARA, P. y DURÁNTEZ, O. (1977): "Consideraciones sobre las series ordovícicas y anteordovícicas de la región de la sierra de Alto Rey-Sierra de la Bodera (Sistema Central de España)". *Bol. Geol. Min*, 88, págs. 33-39.
- ARRIBAS, A. (1979): "Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain". *Stvd. Geol*, XIV, págs. 223-260.
- ARRIBAS, A. (1980): "El yacimiento de tungsteno de Barruecopardo". *Bol. Geol. Min.*, XCI-II, págs. 408-416.
- ARRIBAS, A.; GONZALO, F. y IGLESIAS, M. (1982): "Génesis de una mineralización asociada a una cúpula granítica: el yacimiento de estaño de Golpejas (Salamanca)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, págs. 563-594.
- ARTHAUD, F. y MATTE, PH. (1975): "Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation" *Tectonophisic*, 25, págs. 139-171.
- 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.
- ARZI, A. A. (1978): "Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks". *Tectonophisics*, 44, págs. 173-184.
- ASWORTH, J. R. (1985): "Migmatites". *Blackie, Glasgow y London*.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR RODRÍGUEZ, M.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (1992): "Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olló de Sapo". En: J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, págs. 469-483.

- BARRERA, J. L.; FARIAS, P.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; DEL OLMO SANZ, A. y DE PABLO MACÍA, J. G. (1989): "Mapa y memoria de la Hoja nº 17-27 (OURENSE-VERIN) del Mapa Geológico de España, E: 1/200.000". *IGME*
- BARRIÈRE, M. (1977): "*Le complexe de Ploumanach, Massif Armoricaïn. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique*". Thèse d'Etat, Brest.
- BELL, T. H. (1985): "Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation". *J. Metam. Geol*, 3, págs. 109-118.
- BELL, T. H. y JHONSON, S. E. (1989): "Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis". *J. Metam. Geol*, 7, págs. 279-310.
- BELL, T. H. y RUBENACH, M. J. (1983): "Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progresive deformation". *Tectonophysics*, 92, págs. 171-194.
- BELL, T. H.; RUBENACH, M. J. y FLÉMINIG, P. D. (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.
- BELLIDO MULAS, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y PABLO MACÍA, J. G. de (1987): "Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y Occidente de Asturias". *Memorias I.G.M.E*, 101, págs. 1-157.
- BERMAN, R. G. (1992): "TWEEQU (v1.0) program and JAN92 data base. Thermobarometry with estimation of equilibration state". *Notes in files. G.S.C., Ottawa, Canada*.
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P. y JEGOUZO, P. (1979): "Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone". *J. Struct. Geol*, 1, págs. 31-42.
- BERTHE, A. y BRUN, J. P. (1980): "Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France". *J. Struct. Geol*, 2, págs. 127-133.
- BIROT, P. (1937): "Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidental". *Ann. Geol. Paris*, XLVI, págs. 2542.
- BUKHARDT, R.; GARCÍA SÁNCHEZ, A. y GRACIA PLAZA, A. S. (1987): "Mineralizaciones (Sn, W, Au) y control estructural en el Oeste de Salamanca y Zamora". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, págs. 289-301.
- BURKHARDT, R. y GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1986): "Distribución de Au y Ag en filones de cuarzo mineralizado (W, Sn, Sulfuros) del Oeste de España". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 10, págs. 285-310.

- BUXANT, P. (1976): "Etude géologique de la région de Barruecopardo et de ses minéralisations de Tungstène (province de Salamanca)". *Bol. Geol. Min*, LXXXVII, II, págs. 119-143.
- 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.
- CAPOTE, R. (1972): "*Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila*". Tesis Doctoral. UCM. Madrid, 289 págs.
- CARMICHAEL, D. M. (1969): "On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks". *Contrib. Miner. Petrol*, 20, págs. 244-267.
- 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. (1981): "Granitoides del centro oeste de la provincia de Salamanca. Clasificación y correlación". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, págs. 45-49.
- CARNICERO, A. (1982): "Estudio del metamorfismo existente en torno al granito de Lumbrales (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVII, págs. 7-20.
- CARNICERO, A.; LÓPEZ PLAZA, M. y DELGADO, J. C. (1987): "Estudio petrológico del granito de Villavieja de Yeltes (Salamanca)". *Actas e Comunicações, IX Reuniao sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985)*. Memórias Nº 1, Univ. Do Porto, págs. 21-37.
- CARRERAS, J.; ESTRADA, A. y WHITE, S. (1977): "The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite". *Tectonophysics*, 39, págs. 3-24.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): "Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado". *Ed. Serv. Geol. Portugal (Lisboa)*, 27 págs.
- 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. U.C.M. Madrid, 321 págs.

- COBBOLD, P. R. y QUINQUIS, H. (1980): "Development of sheath folds in shear regimes". *J. Struct. Geol.*, 2, págs. 119-126.
- COLCHEN, M. (1974): "Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne)". *Memorias I.G.M.E.*, 85, 1, págs. 1-436.
- CORDERO, P.; CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J. (1982): "El Paleógeno del Sector septentrional de la Cuenca de Ciudad Rodrigo (alrededores de Torresmenudas, Salamanca)". *Tem. Geol. Min.*, 6 (2), págs. 199-207.
- CORRETGE, L. G. y LÓPEZ PLAZA, M. (1976): "Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): I- El Complejo esquistos-grauváquico: estratigrafía, metamorfismo y deformación". *Stvd. Geol.*, XI, págs. 121-149.
- CORRETGE, L. G. y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1975): "Albitización y sodificación en granitos hercínicos Españoles". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, IX, págs. 115-141.
- CORROCHANO, A. (1977): "*Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 336 págs.
- CORROCHANO, A. (1982): "El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Zamora)". *Tem. Geol. Min.*, 6 (2), págs. 687-697.
- CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J. (1983): "Las Depresiones del Borde Suroccidental de la Cuenca del Duero". Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España. T. II, págs. 513-521.
- CUESTA, A. (1991): "*Petrología granítica del plutón de Caldas de Reis (Pontevedra, España). Estructura, mineralogía, geoquímica y petrogénesis*". Tesis Doctoral. Univ. Oviedo, 417 págs.
- CHAYES, F. (1955): "Potash feldspar as a by-product of biotite chlorite transformation". *J. Geol.*, 63, págs. 75-82.
- DE YOREO, J. J.; LUX, D. R.; GUIDOTTI, C. V.; DECKER, E. R. y OSBERG, P. H. (1989): "The Acadian thermal history of Western Massives". *J. Metam. Geol.*, 7, págs. 169-190.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980): "La sucesión estratigráfica del Complejo Esquistos-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 1:200000". Ed. por la Excm. Diputación Provincial.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1986): "El Complejo Esquistos-Grauváquico, las series paleozóicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca". *Acta Salmanticensis, Ciencias*, 52. Edic. Univ. Salamanca. 162 págs.

- DÍEZ BALDA, M. A.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; MONTERERÍN 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 Centro- Ibérica)". *Rev. Soc. Geol. Esp*, 3, págs. 117-125.
- DÍEZ BALDA, M. A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977): "La deformación hercínica en los materiales precámbricos y paleozoicos al Sur de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XII, págs. 91-108.
- DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1991): "Pre-Mesozoic Geology of Iberia". Springer-Verlag, Berlin.
- 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.
- DOBLAS, M. (1991): "Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia". *Tectonophysics*, 191, págs. 325-334.
- DOZY, J. J. (1983): "La geología del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España)". *Bol. Geol. Min.*, 14, págs. 383-414.
- ENGLAND, P. C. y THOMPSON, A. B. (1984): "Pressure-Temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during evolution of regions of thickened continental crust". *J. Petrol*, 25, págs. 894-928.
- ESCUDER VIRUETE, J. (1995): "*Evolución tectonotermal del Domo Gneísico del Tormes, Salamanca, NO del Macizo Ibérico. Implicaciones para la historia compresional y extensional de la zona Centroibérica*". Tesis Doctoral. Departamento de Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza
- ESCUDER VIRUETE, J.; ARENAS, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1994a): "Evolución tectonotermal asociada con extensión a escala cortical: el ejemplo hercínico del Domo Gneísico del Tormes (NO Salamanca, Macizo Ibérico). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, págs. 273-304.
- ESCUDER VIRUETTE, J.; ARENAS, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1994b): "Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneis Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238, págs. 1-22.
- ETCHECOPAR, A. y VASSEUR, G. (1987): "A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples". *J. Struct. Geol*, 9, págs. 705-717.
- EVANS, B. W. (1965): "Application of a reaction rate method to the breakdown equilibrium 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.

- EVANS, A. J. y WHITE, S. H. (1984): "Microstructural and fabric studies from the rocks of the Moine Nappe, Eriboll, NW Scotland". *J. Struct. Geol.*, 6, págs. 369-389.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; DE PABLO MACÍA, J. G. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1987): "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". *Mem. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Cienc. Porto*, 1, págs. 411-431.
- FERNÁNDEZ AMIGOT, J. A. (1981): "Prospección e investigación de yacimientos uraníferos en la provincia de Salamanca". *Tecniterrae*, 43, págs. 45-73.
- FRANCO HERRERO, A. (1987): "Estudio geológico y metalogénico de los yacimientos estannowolframíferos de Saucelle (Salamanca)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 333-338.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1970): "La existencia de pliegues en el Complejo Esquistograuwáquico de la provincia de Salamanca". *Acta. Geol. Hisp.*, 5 (4), págs. 105-108.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1971): "Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, II, págs. 45-56.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y FRANCO GONZÁLEZ, M. P. (1975): "Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al E de Guijuelo (Salamanca)". *Est. Geol.*, 31, págs. 487-500.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; FRANCO, M. P. y CASTRO, A. (1983): "Características petrológicas del Complejo Laminar Pegmatóide ("Serie del Alamo") de las provincias de Salamanca y Avila". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, XIX, págs. 33-77.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): "El Cámbrico Inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central)". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, III, págs. 33-41.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1968): "Sobre los ortogneises de Traguntía-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica". *Acta. Geol. Hispánica*, III, págs. 69-72.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1971): "Características fundamentales de los "sierros" de la provincia de Salamanca". *Bol. Geol. Min.*, 82, págs. 71-74.
- GARCÍA GARZÓN, J. y LOCUTURA, J. (1981): "Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Lumbrales-Sobradillo y Villar de Ciervo-Puerto Seguro". *Bol. Geol. Min.*, 92, págs. 68-72.
- GARCÍA SÁNCHEZ, A.; MARTÍN PATINO, M. T. y SAAVEDRA, J. (1985): "Pegmatitas mineralizadas con Li (Sn, Ta, etc) en el centro-oeste de España". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 131-148.
- 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 IBARGUCHI, J. I. y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1982): "Petrology of garnet-cordierite-sillimanite gneisses from the El Tormes Thermal Dome, Iberian Hercynian Foldbelt (W Spain)". *Contrib. Miner. Petrol*, 80, págs. 14-24.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880): "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca". *Mem. Com. Mapa. Geol. España*. Madrid.
- GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J.R. (1985): "La cuarta fase de deformación hercínica en la zona Centroibérica del Macizo Hespérico". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 91-104.
- GOLDSTEIN, A. G. (1988): "Factors affecting the kinematic deformation mechanism in the Variscan nappes of Vendée, South Brittany, France". *J. Struct. Geol*, 1, 31-40.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1980): "*Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)*". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca. 334 págs.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981): "La estructura del Anticlinorio del Olló de Sapo en la región de Hiendelaencina (Extremo oriental del Sistema Central Español)". *Cuad. Geol. Iber*, 7, págs. 535-546.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y DE PABLO MACÍA, J. G. (1982): "Mapa y memoria explicativa de la Hoja Nº 8 (Lugo) del Mapa geológico Nacional a escala 1:200.000". *IGME*.
- GONZALO, F. J. y LÓPEZ PLAZA, M. (1983): "Tipificación estructural de los filones estanno-wolframíferos más representativos de la penillanura salmantino-zamorana". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, XVIII, págs. 159-170.
- GONZALO, J. C. (1981): "*Estudio geológico del campo filoniano de La Fregeneda (Salamanca)*". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca, 77 págs.
- GONZALO CORRAL, F. J. y GRACIA PLAZA, A. S. (1987): "Yacimientos de wolframio del Oeste de España: Ensayo de caracterización y clasificación económica". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 315-331.
- HANMER, S. (1986): "Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators". *J. Struct. Geol*, 2, págs. 111-122.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929): "Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo". *Mem. R. Soc. Hist. Nat*, 16 págs.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. y DANTIN 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.
- IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981): "La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) y Penalva do Castelo (Viseu): un alineamiento ancien reactive pendant l'orogene hercynienne". *Com. Serv. Geol. Port*, LXVII, págs. 89-93.
- IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981): "Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 67, (1), págs. 85-87.
- IGME (1972): "Programa sectorial de exploración de Estaño y Wolframio. Subsector III-Oeste-Area 1. Vitigudino". Informe inédito. *Fondo documental del ITGE*
- IGME (1973): "Programa sectorial de exploración de Estaño y Wolframio. Subsector III-Oeste-Area 1. Vitigudino. 2ª Fase". Informe inédito. *Fondo documental del ITGE*
- IGME (1975): "Mapa Metalogenético de España, E. 1:200.000, Hoja nº 36 - Vitigudino". 1ª Edición.
- IGME (1985): "Inventario nacional de recursos de Wolframio". Informe inédito. *Fondo documental del ITGE*
- JIMÉNEZ, E. (1970): "*Estratigrafía y paleontología del borde suroccidental de la Cuenca del Duero*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 323 págs.
- JIMÉNEZ, E. (1972): "El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 3, págs. 67-110.
- JIMÉNEZ, E. (1973): "El Paleógeno del borde SO de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 107-136.
- JIMÉNEZ, E. (1974): "Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica". *Bol. Geol. Min*, 85 (5), págs. 518-524.
- JIMÉNEZ, E. (1975): "Presencia de una fase de fracturación y una discordancia Prelu-teciense en el Paleógeno de Salamanca". *Est. Geol*, 31, págs. 615-624.
- JIMÉNEZ, E. (1983): "Síntesis del Paleógeno continental de la Cuenca del Duero". In: J.A. Comba (coord.): Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, II: 103-108.

- 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.
- JOHANNES, W. (1984): "Beginning of melting in the granites system Qtz-Or-Ab-An-H₂O". *Contrib. Min. and Petrol.*, 86, págs. 264-273.
- JULIVERT, 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) *I.G.M.E.*
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974): "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *IGME*. Madrid.
- 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.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN. (1986): "Investigación de la Reserva del Estado Salamanca 1. Estudio Geológico Minero". Fase I. Informe inédito. Fondo documental de la Junta de Castilla y León.
- LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A. y PONCE DE LEÓN, M. I. (1985): "Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons". *Earth. Planet. Sci. Letters*, 74, págs. 325-337.
- 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. y DORNSEIPE, U. F. (1982): "Fabric transitions in the Saxony Granulite terrain". *J. Struct. Geol*, 4, págs. 81-92.
- LISTER, G. S. y SNOKE, A. W. (1984): "S-C mylonites". *J. Struct. Geol*, 6, págs. 617-638.
- 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". In: BEA, F. et al., (Eds.) *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico*. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. págs.53-68.

- LÓPEZ PLAZA, M.; CARNICERO, A. y GONZALO, J. C. (1982): "Estudio geológico del campo filoniano de La Fregeneda (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVII, págs. 89-98.
- LÓPEZ PLAZA, M. y CORRETGE, L. G. (1980): "Cizallas en relación con movimientos ascensionales en el Domo del Tormes (Salamanca. España)". *Publ. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Cienc. Porto*, CXI, págs. 111-118.
- LÓPEZ PLAZA, M. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1987): "Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del macizo hespérico". In: BEA, F. *et al.*, (Eds.) *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico*. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. págs. 195-210.
- 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 Jahrb. Geol-Paläontol. Monats*, 8, págs. 373-380 (Trad. en: *Notas y Comun. I.G.M.E.*, 60, págs. 227-240).
- MALLADA, L. (1895). "Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, tomo 1: Rocas hipogénicas antiguas y terreno estrato-cristalino". *I.G.M.E.*
- MARCOS, A. (1973): "Las series del paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)". *Trab. Univ. Oviedo*, 6, págs. 1-113.
- MARTÍN RIDAURA, A. (1986): "*Clasificación y análisis geomorfológicos del stock granítico de la Pedriza de Manzanares El Real (Madrid)*". Tesis de Licenciatura. U. C.M. Madrid, 169 págs. (Inédita).
- MARTÍN-SERRANO, A. (1979): "El relieve zamorano. Planteamientos generales y problemática geomorfológica". *Tecniterrae*, 28, págs. 11-19.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988): "El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico". *Inst. Est. Zamoranos Florián de Ocampo*, Dip. Zamora. 306 págs.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991): "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. Esp*, 4, (3-4), págs. 337-351.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y DÍEZ 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-ESTAUN, A. y GONZÁLEZ LODERO, 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.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1974-a): "Estudio del área metamórfica del NO de Salamanca (Cordillera Herciniana, España)". *Trab. Geol*, 7, Fac. de Ciencias, Univ. Oviedo, págs. 3-59.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1974-b): "Petrografía, estructura y geoquímica de los diferentes tipos de granitos del NO de Salamanca (Cordillera Herciniana, España)". *Trab. Geol*, 7, Fac. de Ciencias, Univ. de Oviedo, págs. 61-141.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1975): "Composición y origen de las anfibolitas de Fermoselle. (SO de Zamora, España)". *Brev. Geol. Astúrica*, 4, págs. 59-63.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1977): "Données sur le métamorphisme régional hercynien dans le dôme de Tormes (provinces de Salamanca et Zamora, Espagne)". *Geol. Rundschau*, 66, págs. 91-98.
- MANTÍNEZ, F. J.; JULIVERT, M.; SEBASTIÁN, A.; ARBOYEDA, M. L. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1988): "Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif". *Am. J. Sci*, 28, págs. 969-996.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. y ROLET, J. (1988): "Late Paleozoic metamorphism in the northwestern Iberian Peninsula, Brittany and related areas in SW Europe". *Geol. Soc. Special Publication*, 38, págs. 611-620.
- MATTE, PH. (1986): "Tectonics and plate tectonics models for the Variscan Belt of Europe". *Tectonophysics*, 126, págs. 329-374.
- 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.
- MEHNERT, K. R. (1968): "Migmatites and the Origin of Granitic Rocks." Elsevier, Amsterdam.
- MIYASHIRO, A. (1973): "Metamorphism and Metamorphic Belts". *George Allen y Unwin*.(Eds.). 492 págs.
- MOLINA, E. (1980): "Alteración relicta y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*. 16, págs. 1525.
- 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.

- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1972): "Le torbiditi dell'Apágsennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies". *Mem. Soc. Geol. Ital*, 11, págs. 161-199.
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1975): "Turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines". *IX Cong. Inter. Sedim. Nice, Field Trip A*, 11, págs. 21-36.
- NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1976): "Facies volcanosedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español)". *Stvd. Geol*, 12, págs. 137-159.
- 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, S.G.E.*, Granada, págs. 139-143.
- OEN ING SOEN (1970): "Granite intrusion folding and metamorphism in central northern Portugal". *Bol. Geol. Min*, 81, (2/3), págs. 271-298.
- OLIVEIRA, J. T.; PEREIRA, E.; PIÇARRA, J. M.; YOUNG, T. y ROMANO, M. (1992): "O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica". En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, págs. 359-375.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986): "La discordancia intra-Alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica". *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4, págs. 27-32.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988): "Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centro-Ibérica". Simposio sobre Cinturones Orogénicos. *II Congreso Geológico de España*. 85-89.
- PALACIOS, T. (1989): "Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico superior (Región Central de la Península Ibérica)". *Mem. Mus. Paleont. Univ. Zaragoza*, 3, 2, págs. 1-91.
- PARGA, J. R. (1969): "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. Laxe*, 37, págs. 3-15.
- PASSCHIER, C. W. y SIMPSON, C. (1986): "Porphyroclast systems as kinematic indicators". *J. Struct. Geol*, 8, págs. 831-843.
- PEDRAZA, J. (1978): "*Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama. (Sistema Central Español). Evolución geomorfológica reciente*". Tesis Doctoral. U.C.M. Madrid, 525 págs.
- PELLITERO, E. (1981): "Factores geológicos y genéticos en los yacimientos de wolframio del Norte de la provincia de Salamanca". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, v.II, págs. 245-255.

- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1974): "Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica en la región de Truchas". *Brev. Geol. Astúrica*, 18, págs. 23-25.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978): "Estratigrafía y estructura de la rama sur de la Zona Asturoccidental-leonesa". *Memoria. I.G.M.E.*, 92, págs. 1-151.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. y MARCOS, A. (1981): "La Formación Agüeira en el sinclinorio de Vega de Espinareda: aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico Superior en la Zona Asturoccidental-leonesa. (NW de España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, págs. 135-145.
- PÉREZ-ESTAÚN, A.; BASTIDA, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; MARCOS, A. y PULGAR, J. A. (1990): "La Zona Asturoccidental-leonesa: Estratigrafía". En: R. D. Dallmeyer y E. Martínez García (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, págs. 92-102.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J. M. y BERTOLIN, M. (1971): "Las series continentales al este de la Sierra de Altomira". *I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, 1 sec. 1, págs. 357-376.
- PINTO, M. S. (1983): "Geochronology of portuguese granitoids: a contribution". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVIII, págs. 277-306.
- PLATT, J. P. y VISSERS, R. L. M. (1980): "Extensional structures in anisotropic rocks". *J. Struct. Geol.*, 2, págs. 397-410.
- PLATT, J. P. (1984): "Secondary cleavages in ductile shear zones". *J. Struct. Geol.*, 6, págs. 439-442.
- PLATT, J. P. (1993): "Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes". *Terra Nova*, 5, págs. 119-133.
- QUESADA, C. (1990): "Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt". In: R.A. Strachan, G.K. Taylor (Eds.). *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*, Blakie and son Ltd., págs. 109-133.
- QUINQUIS, H. y COBBOLD, P. (1978): "Etude de plis non-cylindriques résultant d'un cisaillement simple". *6ª Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Orsay*, 327 págs.
- QUIROGA, J. M. (1982): "Estudio geológico del Paleozoico del O de Zamora". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 12, págs. 205-226.
- RAMSAY, J. G. (1962): "The geometry of conjugate fold systems". *Geol. Mag.*, 99, págs. 516-526.
- RAMSAY, J. G. (1967): "Folding and fracturing of rocks". Ed. Mc. Graw Hill Book Co. New York. 568 págs.

- RAMSAY, J. G. y HUBER, M. I. (1983): "The techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis". Academic Press, London, 307 págs.
- REAVY, R. J. (1989): "Structural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: the Portuguese Hercynian collision belt". *J. Geol. Soc.*, 146, págs. 649-657.
- REAVY, R. J.; STEPHENS, W. E.; FALICK, A. E.; HALLIDAY, A. N. y GODINHO, M. M. (1991): "Geochemical and isotopic constraints on petrogenesis: The Serra da Freita pluton, a typical granite body from the Portuguese Hercynian collision belt". *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 103, págs. 392-401.
- 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 Troncoso e Pinhel (Portugal Central). Geologia, Petrologia, Geocronologia". *Centro de Geoc. da Univ. de Coimbra*. Ins. Nac. de Investigação Científica, Coimbra, 430 p.
- REGENCIO MACEDO, C. A. y PORTUGAL FERREIRA, M. (1981): "O sinclinal paleozóico de Esposende (Porto) - Sequeros (Salamanca): O tronço entre a Marofa e o Sátão (Portugal Central)". VII regop. *Cuad. Geol. Iber.*, 7, págs. 633-644.
- RIBEIRO, A. (1970): "Position structurale des massifs de Morais y Bragança (Tras-os-Montes)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 54, págs. 115-138.
- RIBEIRO, A. (1974): "Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental". *Serv. Geol. Port.*, 24, (Nova Serie) 1, 168 págs.
- RIBEIRO, A.; BARRIGA, F.J.A.S. y CABRAL, J. (1988): "Regional Geology, Tectonics and Sismotectonics of the Aldeadávila Site (Zamora, Spain)". *Geonovas (Lisboa)*, 10, págs. 1-5.
- 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-cámbricos del Domo de Las Hurdes: Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (Zona Centroibérica)". 2º Congreso Geológico de España. Comunicaciones, Vol. 1.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1979): "El Complejo Esquisto-Grauváquico y los materiales Ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca-España)". *Stvd. Geol.*, XIV, págs. 7-34.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1985): "El C.E.G. y el Paleozoico en el centro-oeste español". *Acta Salmanticensis, Ciencias*, 51. Edic. Univ. Salamanca, 174 págs.

- SAN JOSÉ, M. A. de; PIEREN, A.P.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J.R., y PEREJÓN, A. (1990): "Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Ante-Ordovician Stratigraphy". In: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, págs. 147-156.
- SANDIFORD, M. y POWELL, R. (1986): "Deep crustal metamorphism during continental extension modern and ancient examples". *Earth. Planet. Sci. Letters*, 79, págs. 151-158.
- SANZ, M. A. (1988): "*Los relieves residuales de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). Sucesión y génesis*". Tesis de Licenciatura. U.C.M. Madrid, 125 págs.
- SANZ DONAIRE, J. J. (1979): "El corredor de Béjar". *Instituto de Geología Aplicada, C.S.I.C.*, 195 págs. Madrid.
- SCHAFFER, H. J.; GEBAUER, D.; GIL IBARGUCHI, J. I. y PEUCAT, J. J. (1993): "Ion-microprobe U-Pb zircon dating on the HP/HT Cabo Ortegal Complex (Galicia, NW Spain): Preliminary results." *Terra Abstracts*, 5, suppl. 4, 22 págs.
- SHERMERHORN, 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-THOME, P. (1945): "Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge in Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres)". *Geotect. Forsch*, 6, págs. 37-77, Berlín. Traducido por J.M. Ríos: Basamento paleozoico y cobertera moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres). *Publ. Extr. Geol. Esp*, 5, págs. 93-146, Madrid, 1950.
- 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, 121147, Madrid). Geogr. Abhandlungen 3, 10, Stuttgart.
- SEBASTIÁN, A. y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1989): "Equilibrios minerales y zonación de granates en el núcleo del domo del Tormes (provincia de Salamanca y Zamora)". *Acta. Geol. Hisp*, 24-2, 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. (1988): "Síntese geocronológica dos granitoides do maciço Hespérico". En: BEA, F. et al., (Eds.) Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico. *Libro homenaje a L.C. García de Figueroa*, págs. 69-86.

- SILVA, A. F. DA y RIBEIRO, A. (1985): "Thrust Tectonics of Sardinian Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 71, págs. 151-157.
- SIMPSON, C. (1985): "Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition". *J. Struct. Geol.*, 5, págs. 503-511
- SIMPSON, C. y SCHMID, S. M. (1983): "An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, págs. 1281-1288.
- SOLE SABARIS, L. (1952): "El relieve de la Península Ibérica y sus elementos estructurales". *Geografía de España y Portugal*, 1, 17-269, edit. Montaner y Simón S.A.
- SOLE SABARIS, L. (1958): "Observaciones sobre la edad de penillanura fundamental española en el sector de Zamora". *Brev. Geol. Astúrica*, año II, 1-2, págs. 3-8. Oviedo.
- SOUSA, M. B de (1982): "Litoestratigrafía e estructura do Complexo Xisto-Grauváquico anteordevícico - Grupo do Douro (nordeste de Portugal)". Univ. Coimbra, Portugal, 222 págs.
- SOUSA, M. B. de (1983): "Litoestratigrafía do CXG-Grupo do Douro (NE de Portugal)". *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 95, págs. 3-63.
- SPRY, A. (1969): "Metamorphic textures". Ed. Pergamon Press, 350 págs.
- TEXEIRA, C. (1955): "Notas sobre a Geologia de Portugal. O Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico". Lisboa, 50 págs.
- TEXEIRA, C.; RIBEIRO, A. y DA SILVA, L.C. (1964): "La faune de Lingulellinae des formations anté-ordoviciennes de Marão". *Bol. Soc. Geol. Porto*, 15, págs. 117-122.
- THIMPSON, 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. Petrol.*, 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, A*, 321, págs. 27-45.
- THOMPSON, J. B., JR. (1957): "The graphical analysis of mineral assemblages in plelitic schists". *Am. Mineral.*, 42, págs. 842-858.
- TUTTLE, O. y BOWDEN, M. L. (1958): "Origin of granite the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ ". *Geol. Soc. Amer.*, 74, págs. 1-153.
- UBANEL, A. G. (1982): "Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español". Tesis Dctoral, Univ. Complutense, Madrid, 217 págs.
- UGIDOS, J. M. (1973): "*Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, Dpto. Petrología, 218 págs.

- VACAS, J. M. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1987): "El Sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24, págs. 151-175.
- VALLANCE, T. G. (1967): "Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite-antophyllite rocks". *J. Petrol*, 8, págs. 84-96.
- VALVERDE VAQUERO, P.; HERNÁIZ, P.; ESCUDER VIRUETE, J. y DUNNING, G. (1995): "Comparision of the precambrian and Paleozoic evolution the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain) and the Gondwana margin, Newfoundland Appalachians (GMNA)". *Terra Abstracts. Abstract supplement, 10 to Terra Nova*.
- VANCE, J. A. (1965): "Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning". *J. Geol*, 73, págs. 636-651.
- VAUCHEZ, A.; MAILLET, D. y SOUGY, J. (1987): "Strain and interpretation of asymmetric boudinage in shear zones". *J. Struct. Geol*, 7, págs. 707-715.
- VERNON, R. H. (1987): "Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites". *J. Proc. R. Soc. N.S.W*, 116, págs. 77-103.
- VERNON, R. H.; ETHERIDGE, M. A. y WALL, V. J. (1988): "Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow". *Lithos*, 22, págs.1-11.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986): "Orogenic granitic magmatism of pre-Hercynian age in the Spanish Central System (S.C.S.)". *Terra Cognita*, 6-2, 143 págs.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987): "Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". *N. Jb. Mineral. M*, 10, págs. 465-479.
- VIELZEUF, D. y HOLLOWAY, J. R. (1988): "Experimental determination of fluid absent melting reactions in the pelitic system. Consequences for cristal differentiation". *Contrib. Miner. Petrol*, 98, págs. 257-276.
- VILLAR, P.; ESCUDER, J. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1992): "La Zona de Cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo en el sector español". *III Congreso Geológico de España. Simposiums*, II, págs. 446-458.
- WICKHAM, S. M. y OXBURGH, E.R. (1985): "Continental rifts as a setting for regional metamorphism". *Nature*, 318, págs. 330-333.
- WIDENFALK, L. (1969): "Electron micro-probe 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 meta-igneous and meta-sedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution". *Contrib. Miner. Petrol*, 103, págs. 253-262.

- WILLIAMS, G. D. (1978): "Rotation of contemporary folds into the X-directions during overthrust processes in Lakesfjord, Finnmark". *Tectonophysics*, 48, págs. 29-40.
- WINKLER, H. G. F. (1978): "Petrogénesis de rocas metamórficas". Ed. H. Blume, Madrid. 346 págs.
- YAREDELEY, B. W. D. (1989): "An Introduction to Metamorphic Petrology". Ed. Longman Scientific y Technical. 248 págs.
- ZWART, H. J. (1962): "On the determination of polymorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrénées)". *Geol. Rundschau*, 52, págs. 38-65.

