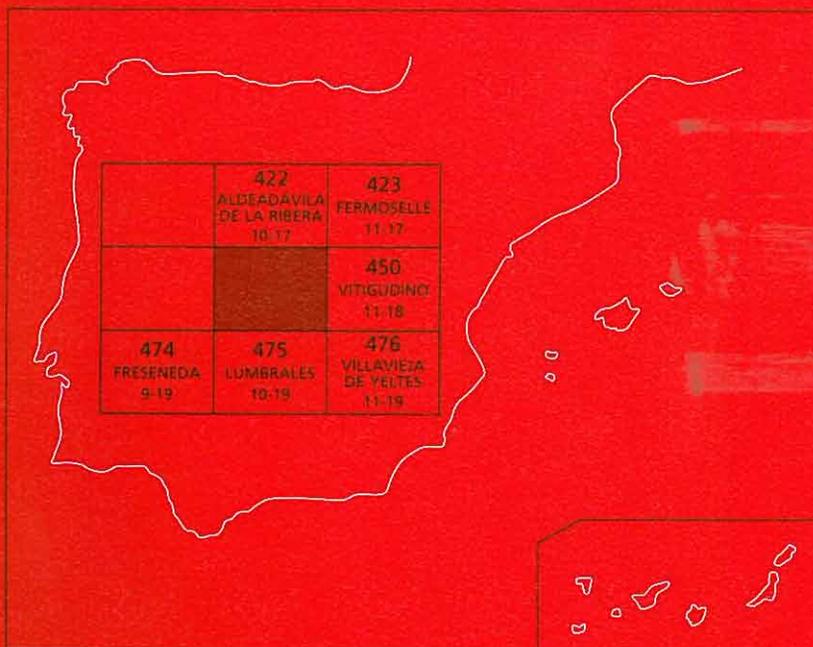




## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie · Primera edición



# VILVESTRE

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

# VILVESTRE

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-33.568-2000

ISBN: 84-7840-401-5

NIPO: 320-00-007-6

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

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

### **Mapa Geológico:**

Rocas Igneas: A. Díez Montes  
Rocas Metamórficas: J. Escuder  
Terciario y Cuaternario: R. Carrasco

### **Mapa Geomorfológico:**

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

### **Memoria explicativa:**

Introducción y Estratigrafía del zócalo hercínico: J. Escuder y L. R. Rodríguez Fernández  
Estratigrafía del Terciario: R. Mediavilla  
Rocas Igneas: A. Díez Montes  
Geoquímica: F. Bellido, F. J. Rubio Pascual y C. Martín Romera  
Tectónica Hercínica y Metamorfismo: J. Escuder  
Tectónica Alpina: R. Mediavilla  
Cuaternario y Geomorfoloía: R. Carrasco y F. J. Rubio Pascual  
Historia Geológica: J. Escuder y L. R. Rodríguez Fernández  
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:**

F. J. Martínez  
J. R. Martínez Catalán  
F. Bellido

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del ITGE existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.

# INDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCIÓN .....	9
1.1. SITUACION GEOGRÁFICA .....	9
1.2. SITUACION GEOLÓGICA .....	10
1.3. ANTECEDENTES .....	10
2. ESTRATIGRAFÍA .....	13
2.1. MATERIALES HERCÍNICOS. (PRECÁMBRICO-PALEOZOICOS) .....	13
2.1.1. Introducción litoestratigráfica .....	14
2.1.2. Grupo del Duero (Complejo Esquisto-Grauváquico) (19, 20, 21) .....	18
2.1.3. Grupo fosilífero superior (22, 23, 24) .....	21
2.2. MATERIALES CENOZOICOS .....	24
2.2.1. Glacis (25, 26) .....	24
2.2.2. Terrazas (25, 26) .....	24
2.2.3. Coluviones (28) .....	24
2.2.4. Conos de deyección (27) .....	25
2.2.5. Aluvial (30) .....	25
2.2.6. Aluvial-coluvial (32) .....	25
2.2.7. Navas (31) .....	26
2.2.8. Canchales (33) .....	26
3. PETROLOGÍA .....	26
3.1. ROCAS ÍGNEAS .....	26
3.1.1. Macizo de "Fuentes de Masueco" (4) .....	26
3.1.2. Macizo de "La Peña" (5) .....	29
3.1.3. Granito de grano medio, con dos micas inhomogéneo (6) .....	31
3.1.4. Rocas básicas-intermedias (7, 8) .....	32
3.1.5. Macizo de Mieza-Cabeza de Caballo (9, 10, 11) .....	36
3.1.6. Macizo de Milano (12) .....	46



5.3.2.2. Formas Fluviales .....	123
5.3.2.3. Formas poligénicas .....	125
5.3.2.4. Formas endorreicas: Navas .....	127
5.3.2.5. Formas antrópicas .....	128
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS .....	128
5.4.1. Alteraciones .....	128
5.4.2. Depósitos poligénicos .....	128
5.4.2.1. Depósitos de glaciares .....	128
5.4.2.2. Aluvial-coluvial .....	129
5.4.3. Depósitos fluviales .....	129
5.4.3.1. Terrazas .....	129
5.4.3.2. Conos de deyección .....	129
5.4.3.3. Aluvial .....	130
5.4.4. Depósitos de ladera .....	130
5.4.4.1. Coluviones .....	130
5.4.4.2. Canchales .....	130
5.4.5. Depósitos endorreicos: navas .....	131
5.5. EVOLUCION DINAMICA .....	131
5.6. PROCESOS ACTUALES .....	132
6. HISTORIA GEOLÓGICA .....	132
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA .....	134
7.1. RECURSOS MINERALES .....	134
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos .....	134
7.1.2. Minerales Energéticos .....	137
7.1.3. Rocas y Minerales Industriales .....	137
7.2. HIDROGEOLOGÍA .....	139
7.2.1. Climatología .....	139
7.2.2. Hidrología Superficial .....	139
7.2.3. Características Hidrogeológicas .....	141
8. BIBLIOGRAFÍA .....	143

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. SITUACION GEOGRÁFICA

La Hoja de Vilvestre (449) está situada en el noroeste de la provincia de Salamanca, en el límite de la comarca del Campo Charro con los Arribes del Duero y con Portugal.

El relieve es suave y alomado, con excepción de los fuertes encajamientos que hacia el oeste de la Hoja producen el Río Duero y afluentes como el Río Agueda y el Río Huebra. Las altitudes varían entre los 600 y los 750 m. Los mayores relieves positivos corresponden a algunas alineaciones de "sierros" (Cerro de Peñahorcada, 837 m), mientras que los encajamientos del Duero y Huebra 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, principalmente graníticos. 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 Agueda y Huebra, y el Río de las Uces.

Comprende territorios pertenecientes a 19 términos municipales y sobre ella se asientan 13 núcleos de población, el mayor de ellos es Barruecopardo, con 1.113 habitantes, capital económica de la comarca.

Todos los pueblos y aldeas están comunicados por carretera, cuya red es aproximadamente radial con centro en Barruecopardo; la existencia de gran cantidad de pistas y de antiguos 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. SITUACION GEOLÓGICA

Geológicamente el área de estudio se encuadra dentro de la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico (JULIVERT *et al.*, 1972; FARIAS *et al.*, 1987). El basamento está formado por dos conjuntos metasedimentarios separados por discordancia (discordancia Sárdica de LOTZE, 1956) y por un gran volumen de rocas graníticas hercínicas que intruyen en ellos. El primero de los conjuntos está formado por metasedimentos pelítico-samíticos con intercalaciones de cuarcíticas, metaareniscas feldespáticas y de rocas calcosilicatadas de edad preordovícica, perteneciente al Complejo Esquistado-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 ÁLVAREZ 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). El segundo conjunto, de edad Ordovícico inferior, está formado por cuarcitas y pizarras de edad Tremadoc-Arenig.

Las rocas ígneas son de tipo granítico a excepción de los macizos de rocas básicas e intermedias que afloran según una directriz NO-SE. Se han distinguido las siguientes unidades:

- Granito biotítico porfídico de grano medio a grueso, foliado (La Peña).
- Rocas básicas e intermedias.
- Granitos porfídicos de grano grueso a muy grueso, biotíticos a dos micas (Mieza-Cabeza de Caballo).
- Granitos-Leucogranitos de dos micas de grano medio a fino (Milano y Fuentes de Masueco).
- Granito de dos micas con textura "Ala de Mosca" heterogranular de grano medio a grueso (La Zarza de Pumareda).
- Granito de dos micas con textura "Ala de Mosca" equigranular de grano medio (Río Huebra).
- Granito de dos micas con textura "Ala de Mosca" heterogranular de grano medio a fino (Mieza).
- Granito de dos micas, de grano grueso (Picones).
- Granito de dos micas, porfídico, de grano grueso-muy grueso (Barreras-Saldeana).
- Granito leucocrático de dos micas, equigranular de grano medio (Saucelle).
- Pórfidos graníticos ácidos.

## 1.3. ANTECEDENTES

Los antecedentes geológicos concretos sobre esta Hoja son escasos, aunque a nivel regional se hayan publicado trabajos sobre zonas próximas. Desde que se publicase el trabajo de GIL Y MAESTRE (1880), en el que se aportan datos litológicos y de indicios mineros de la provincia de Salamanca, no se tiene constancia de que las rocas de esta Hoja despertasen el interés de los geólogos hasta que SCHMIDT-THOME (1945) diese a conocer sus trabajos sobre el basamento y la cobertera, en los que clasificaba ya los distintos tipos de granitos de la zona, establecía un primer esquema sobre la secuencia de fases de deformación, y aportaba una primera cartografía y unos cortes geológicos.

Tras otro paréntesis de casi 30 años, y en el marco de la acción investigadora de la Sección de Geología de la Universidad de Salamanca, comienzan a obtenerse resultados de forma sistemática sobre la Hoja que nos ocupa y sobre zonas vecinas de gran interés para la comprensión de la problemática regional. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974a, 1974b, 1977) publica diversos estudios sobre los materiales graníticos y metamórficos de la parte occidental de la provincia de Salamanca y la parte sur-occidental de la provincia de Zamora que, junto con el trabajo de LÓPEZ PLAZA (1982), constituyen los únicos antecedentes concretos sobre esta Hoja.

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 infra-yacentes; 2) una potente secuencia de esquistos, areniscas y niveles calcosilicatados que corresponden al Complejo Esquisto-Grauváquico; y 3) una secuencia con gneises bandeados y glandulares (facies "Ollo de Sapo"), frecuentemente migmatizada y considerada de edad Precámbrica. Todas estas rocas han sufrido deformación y metamorfismo durante la orogénia 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.
  - la. Cuarzodioritas, tonalitas y granodioritas
  - lb. Granitos monzoníticos y granodioritas de megacratales
  - lc. 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.
  - IIa. 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. Aunque de la Hoja que nos ocupa sólo estudia el macizo de Brincones, 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 inmediatamente 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 cartográfica 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 Complejo Esquisto-Grauváquico como su posible protolito.

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

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

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### 2.1. MATERIALES HERCÍNICOS. (PRECÁMBRICO-PALEOZOICOS)

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 orogénia Panafricana (LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1986; WILDBERG *et al.*, 1988), 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 (ÁLVAREZ, 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 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).

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 Vilavieja 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-Grauváquico 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 ser dependiente principalmente de las variaciones eustáticas del nivel del mar, de 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) y MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1992) proponen que esta tectónica extensional es activa en la parte oriental del Antiforme de "Ollo de Sapo" desde el Ordovícico Inferior al Silúrico Inferior, estando a ella relacionados el vulcanismo 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 Ollo 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" (Formación San Clodio de 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. Introducción litoestratigráfica

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.

Algunos tipos de ortogneises glandulares del conjunto gneísico inferior son similares a los de Miranda de Douro (MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974; RIBEIRO, 1974), los cuales han propor-

cionado una edad de  $618 \pm 9$  Ma, por el método U/Pb en circones (LANCELOT *et al.*, 1985). Estos ortogneises se relacionan con la actividad magmática ligada a la orogenia cadomien- se, a la que se conocen también distintos tipos de ortogneises que aparecen en otros pun- tos del Macizo Ibérico.

De forma más precisa, cartografías detalladas realizadas con el PLAN MAGNA revelan la pro- bable existencia regional de una discordancia cartográfica que separa la mayor parte de los ortogneises (zócalo s.s.) de un conjunto constituido por otros gneises transicionales poco potentes y metasedimentos, situados en concordancia por encima. Hacia la base de estos otros gneises, o zona de contacto zócalo-cobertera, aparece un horizonte ortocuarcítico- paraanfíbolítico discontinuo pero regionalmente casi siempre presente, que indica una dis- posición original del contacto subparalelo a la estratificación.

En la cobertera sedimentaria pueden distinguirse *dos grandes Supergrupos*, aunque defini- dos de forma informal, relacionables en parte con los megaciclos de AZOR *et al.*, (1992) para el conjunto de la Zona Centroibérica. El *Supergrupo Inferior* es azoico y agrupa mate- riales cuya edad "a priori" es Precámbrico Superior-Cámbrico; el *Supergrupo Superior*, fosi- lífero, se inicia en el Ordovícico Inferior, en el Arenig, o Tremadoc, y se continua hasta el Silúrico.

En el *Supergrupo azoico Inferior* pueden, a su vez, distinguirse dos grupos litológicos en base a la presencia o no de rocas volcánicas (metavolcanitas) o volcanosedimentarias. Ambos gru- pos forman una sucesión perfectamente comparable con los que aparecen en otros puntos de la rama mediterránea del orógeno hercínico (LAUMONIER, 1988). Dichos grupos se encuentran representados en la figura 1 y se describen a continuación:

#### GRUPO DE FERMOSELLE

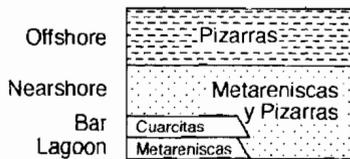
Litológicamente variado y constituido por una secuencia de metavolcanitas ácidas (situadas hacia la base), metaareniscas plagioclásicas, metaconglomerados volcanosedimentarios, metatuffs ácidas y, localmente, metaflows máficos, que evidencian una importante influen- cia volcánica constante. El resto de la secuencia está constituido por una serie metasedi- mentaria pelítico-samítica, algo más uniforme, con intercalaciones metaarcósicas o metavol- cánicas ("porfiroides" microconglomeráticos) y de niveles metacarbonatados (mármoles calcíticos, metadolomías silíceas y gneises calcosilicatados.

La edad más probable para este Conjunto es Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior, por comparación con otros puntos de la parte peri-mediterránea de la cadena hercínica y especialmente con los Pirineos (LAUMONIER, 1988). Esta sucesión "eocámbrica" presen- ta importantes cambios de espesor e incluye metatoleitas continentales de tendencia alcali- na y rocas ácidas de tipo metaignimbrítico (eruptivas piroclásticas) probablemente rela- cionadas con el magmatismo bimodal asociado a una zona de "Rift" continental al inicio del ciclo hercínico en el tránsito Precámbrico-Cámbrico. A lo largo del grupo, la sedimen- tación evolucionaría desde ambientes continentales y litorales con gran viabilidad en espe- sores y facies, a las condiciones de sedimentación siliciclásticas más uniformes, en ambien-

# Ciclo Hercínico

## Supergrupo Superior

Plataforma



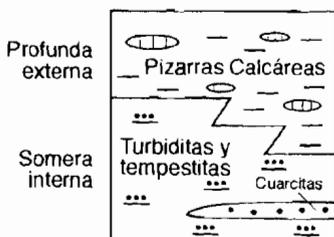
(Llanvirn.-Llandeilo)  
(Arenig.)

Discordancia

## Supergrupo Inferior

Plataforma  
Siliciclástica

Secuencia "Open-shell  
Postbreakup"



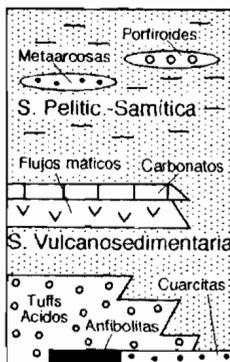
Grupo del Duero  
(Cámbrico Med.-Sup.  
a Ordovícico Inf.?)

(Transición Rift-Drift)  
(Continental Breakup?)

¿Discontinuidad?

"Rifting"  
Local

Secuencia sin Rift



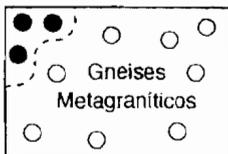
Grupo de Fermoselle  
"Eocámbrico"  
(Precámbrico  
Sup.-Cámbrico Inf.)

Discordancia

# Ciclo Cadomiense

Basamento  
Continental

Secuencia Pre-Rift



Gneises de Fermoselle  
y Miranda do Douro  
618 Ma (U/Pb Zr)

Fig. 1. Columna Tectonoestratigráfica interpretativa

tes de plataforma generalizados, con clara disminución de la influencia volcánica hacia techo.

### GRUPO DEL DUERO

Constituido por una serie litológica muy monótona, fina y de características turbidíticas. Se trata de una fina alternancia de metapelitas y metasiltitas, a menudo rítmica, con la característica ausencia de elementos volcánicos. Se corresponde con parte del "Grupo de Douro", del Complejo Esquisto-Grauváquico de SOUSA (1983), en el que en Portugal han sido diferenciados varias Formaciones (Erredosa, Pinhao, Rio Pinhao, Desejosa y Sto. Domingo) por REBELO y ROMANO (1986).

La edad probable del Grupo es Cámbrico medio y superior, incluyendo quizás el Tremadoc, por comparación al "Grupo de Jojols" en los Pirineos, a la "Formación Carballa" del occidente de Asturias (DOZY, 1983) o la "Serie de los Cabos", aunque más arenosa en su mitad superior (PÉREZ-ESTAÚN, 1978), la "Formación Nejevilla" en la Sierra de la Demanda (COLCHEN, 1974). La parte superior (Fm. Desejosa) de la sucesión ha sido datada con trilobites que proporcionan una edad Cámbrica (REBELO y ROMANO, 1986). En esta zona, la relación entre este término detrítico superior y los materiales subyacentes suele estar definida, de forma más o menos deducible, por una discontinuidad estratigráfica y, a menudo, la presencia de un término carbonatado intermedio que señala el fin del Cámbrico Inferior ("Calizas con Arqueociatos"). En la zona estudiada, no se observa claramente la relación debido a la fuerte deformación que caracteriza a la base del Grupo, pero la existencia de la discontinuidad es probable debido al cambio neto entre las características litológicas con respecto al Grupo de Fermoselle.

La sucesión visible se inicia a la base con términos arenosos y cuarcíticos de potencia decamétrica y evoluciona rápidamente a una potente serie de pizarras y esquistos grises ricos en cuarzo, pizarras calcáreas oscuras y metaareniscas.

Sedimentológicamente se trata de una serie monótona, fina, pelítico-siltítica, rítmica y sin términos volcánicos generalmente, característica de una zona de sedimentación de plataforma dominada por la acción del oleaje y tormentas, que evoluciona hacia techo a facies de plataforma marina más profunda.

El *Supergrupo fosilífero Superior* presenta a la base un conglomerado cuarcítico, o de cantos de la unidad inferior y brechas intraformacionales, apoyándose sobre diferentes términos del Grupo del Duero (REBELO y ROMANO, 1986). La parte aflorante del Supergrupo consiste en una secuencia siliciclástica, a la base (Arenig), con bancos de cuarcitas y microconglomerados potentes, que evoluciona hacia techo a materiales más finos, esencialmente pizarrosos (Llanvirn-Llandeilo).

En el ámbito de la Hoja de Vilvestre aparece representado parte del Supergrupo azoico Inferior, el Grupo del Duero, y los niveles bajos del Supergrupo fosilífero Superior. Las diferentes unidades litoestratigráficas que se distinguen de base a techo en el sector de Vilvestre-Saucelle son:

### 2.1.2. Grupo del Duero (Complejo Esquisto-Grauváquico) (19, 20, 21)

En el entorno geológico próximo de la región de Moncorvo (Portugal), han sido recientemente reconocidas y cartografiadas una serie de unidades litoestratigráficas por REBELO y ROMANO (1986). Estas unidades son parte de las establecidas en la región de Pinhao por SOUSA (1982 y 1983), las cuales quedan agrupadas en una unidad litoestratigráfica mayor o Grupo de Douro. De acuerdo con este autor, el Grupo do Douro presenta características turbidíticas, como ha sido reconocido también por otros autores (SCHERMERHORN, 1956; RIBEIRO, 1974), y está representado por una sucesión con seis unidades principales, todas ellas constituidas por alternancias de grauvacas y pelitas (Formaciones de Bateiras, Ervedosa, Río Pinhao, Pinhao, Desejosa), que pasan a grauvacas y conglomerados hacia techo (Formación de Santo Domingo).

SILVA y RIBEIRO (1985) consideran el efecto de la tectónica sinsedimentaria que tiene lugar en el Cámbrico Superior bajo un régimen tectónico extensional. El deslizamiento gravitacional de una lámina cabalgante causando la repetición de litologías en una serie muy semejante, da lugar a una revisión en la litoestratigrafía y la aceptación de sólo cuatro unidades para el Grupo, que de base a techo son: Formaciones de Bateiras (Río Pinhao), Ervedosa (Pinhao), Desejosa y Santo Domingo. El conjunto de la sucesión descrita presenta un espesor del orden de unos 3000 m.

Para la descripción de la potente secuencia de rocas situadas estratigráficamente por debajo de las cuarcitas del Ordovícico Inferior recogemos en este trabajo la terminología de unidades litoestratigráficas establecidas por REBELO y ROMANO (1986) en Torre de Moncorvo (Portugal).

Estas unidades no han podido ser separadas en la cartografía, dada la complejidad estructural y ausencia de buenos afloramientos. A ello hay que unir la presencia de límites difusos o transicionales entre unidades y la ausencia de tramos litológicos guía. No obstante, gran parte de los materiales preordovícicos pertenecen a las formaciones Pinhao o Desejosa. Tampoco ha podido establecerse la base de la sucesión metasedimentaria en la que casi con toda seguridad está representada en los niveles estructuralmente más profundos la Formación Río Pinhao, de carácter más metaareniscoso. Esto es debido a la aparición en estas zonas estructuralmente más bajas de una zona de cizalla dúctil originariamente subhorizontal, de  $F_2$ , la cual lleva asociada un fuerte estiramiento de las rocas afectadas y da lugar a una transposición de las relaciones estratigráficas, debido a la pérdida de continuidad de los niveles por boudinage a todas las escalas, y de los caracteres sedimentológicos previos.

Este Grupo del Duero se corresponde con la Unidad Superior de ESCUDER *et al.*, 1992; ESCUDER, 1995)

De estas unidades, las que aparecen representadas en la Hoja son:

#### *Formación Río Pinhao*

Constituida por una alternancia de metagrauvacas y metagrauvacas 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 de 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 Vilaríça, en Portugal, sin que se conozca su base a causa de accidentes sinsedimentarios. SOUSA estima espesores de  $250 \pm 100$  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 Pinha*

Potente serie constituida por pizarras clóricas, 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 (1982), estima un espesor para la formación de  $350 \pm 50$  m y SILVA  $500 \pm 100$  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 microbandedo. Localmente existen capas de metagrauvas y metagrauvas 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 gradaciones poco patentes.

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 (1982), establece un espesor para esta formación de  $250 \pm 50$  m y SILVA (1985)  $600 \pm 100$  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 Complejo Esquisto-Grauáquico, como fue sugerida por RIBEIRO (1974) e IGLESIAS y RIBEIRO (1981 a y b).

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 a un ascenso global del nivel del mar, a una disminución en los aportes, 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-Saucele 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 grauvas 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 Armoricana" de edad Ordovícico Inferior. Los restos fósiles encontrados en él son muy escasos, como los restos de "lingulella major" (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 Esquisto-Grauváquico 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 JOSE *et al.*, 1990), o alternatively, 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).

### 2.1.3. Grupo fosilífero superior (22, 23, 24)

En el área de Vilvestre-Saucelle los afloramientos ordovícicos presentan una reducida extensión en comparación con los del Complejo Esquisto-Grauváquico. Constituyen el núcleo de estructuras sinclinales de F1, complicadas por los efectos de deformaciones posteriores dando cubetas, que aparecen cortadas en su extremo occidental por numerosas fallas y cizallas dúctil-frágiles de dirección NNE-SSO y de importante movimiento en la horizontal y salto en la vertical, así como retocadas por otras E-O a menudo difíciles de detectar. Son precisamente este sistema de accidentes NNE-SSO y la intrusión del granito de Saucelle los que han originado, a la altura del actual encajamiento del río Duero, la pérdida de continuidad entre estos afloramientos y la gran estructura sinclinal de Vila Real-Moncorvo, a la que sin duda pertenecen como su prolongación al E.

En la región de Torre de Moncorvo, tres formaciones ordovícicas han sido reconocidas por REBELO y ROMANO (1986) que de base a techo son: Formación Quinta da Ventosa, Formación Cuarcítica y Formación Xistentá. Una detallada descripción de las características litológicas y revisión de los datos bioestratigráficos existentes de dichas formaciones puede encontrarse en el trabajo antes citado. En el ámbito estudiado aparecen materiales asignables sólo a la Formación Cuarcítica.

#### *Formación Cuarcítica*

Esta unidad (Fig. 1), se corresponde con la llamada "Cuarcita Armoricana" y esta compuesta principalmente por cuarcitas masivas bien estratificadas y normalmente bien selecciona-

das y calibradas. Los niveles presentan potencias variables desde centimétrico-decimétrica a métrica y alternan con tramos de pizarras grises y negras. En algunos tramos forman una verdadera facies heterolítica de alternancia centimétrico-decimétrica de niveles metaareniscosos y metasiltitas-metapelitas. Localmente presenta intercalaciones lentejonares microconglomeráticas de potencia decimétrica. Los niveles metaareniscosos presentan como estructuras sedimentarias bases erosivas de bajo ángulo, gradaciones internas, estratificación cruzada en surco de mediana y pequeña escala, laminaciones paralelas de alta energía y "ripples" de corriente y oscilación.

En esta formación son abundantes los icnofósiles de "Cruziana", así como menos abundantes los de "Daedalus" y "Skolithos". Se han encontrado también restos inclasificables de bivalvos y raramente de trilobites. Una detallada revisión de los datos disponibles y nuevos de fauna e icnofósiles del ordovícico en el área de Moncorvo es realizada en el trabajo de REBELO y ROMANO (1986), que asignan una edad Arenig para la Formación Cuarcítica y confirman los datos de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) establecidos en base al hallazgo de "Cruziana Furcifera".

Sedimentológicamente, esta formación se interpreta en sentido amplio como depositada en ambientes marinos litorales y mareales con frecuentes retrabajamientos por tempestades. La presencia de importantes concentraciones de óxidos de hierro en la región de Moncorvo sugiere la presencia de áreas continentales emergidas, sometidas a alteración y erosión, situadas paleogeográficamente más al E (OLIVEIRA *et al.*, 1992).

Dentro de la Formación Cuarcítica han sido distinguidos varios miembros (RIBEIRO, 1974, y REBELO y ROMANO, 1986), parte de los cuales pueden ser reconocidos, y han sido separados en la cartografía en la región de Saucelle-Vilvestre, ya que no existen por encima materiales más recientes que permitan delimitar el techo de la formación. Estos miembros se distinguen muy bien en el resalte morfológico que forma la cuarcita en el área de Freixo de Espada a Cinta (Portugal) y son:

#### 1a: *Cuarcitas Inferiores*.(22)

Constituido por una alternancia de cuarcitas, a veces impuras, y pizarras más o menos arenosas (metapelitas y metasiltitas), en el que los niveles metaareniscosos presentan potencias en general de más de un metro aunque también aparecen con espesores decimétricos. Las "Cruzianas" y "Skolithos" son frecuentes.

Forman una unidad cuyo espesor presenta importantes variaciones en el sector considerado. En el afloramiento de Saucelle los mayores espesores, unos 120 m, coinciden con la presencia local de un tramo basal de carácter detrítico que se destaca de las cuarcitas por sus tonos gris-amarillentos y por estar constituido heterogéneamente por materiales de variada granulometría. El paso desde los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico a las metaareniscas sericíticas, metaconglomerados y metabrechas de matriz cuarzo-sericítica, parece ser localmente gradual, aunque también se han observado relaciones de discordancia angular a través de un metaconglomerado de matriz arenosa. No obstante, en algu-

nos puntos, como se observa en el corte del Puerto de la Molinera, el contacto entre este tramo basal de la cuarcita y el Complejo Esquisto-Grauváquico es tectónico, con desarrollo de brechas sinsedimentarias y rocas de falla que dan cuenta de un régimen tectónico extensional contemporáneo (tectónica Sarda de SILVA y RIBEIRO, 1985). En la localidad de Vilvestre y en el afloramiento situado inmediatamente más al S, la unidad presenta un reducido espesor, entre 12 y 25 m, y no se observa la unidad metaareniscosa. En estos puntos la unidad presenta varias superficies erosivas situadas por debajo de niveles metaconglomeráticos y de metabrechas con cantos angulosos y redondeados de materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico y de metaareniscas ocres y grises atribuibles al tramo metaareniscoso basal de Saucelle. Dicho tramo basal puede ser interpretable como el verdadero conglomerado basal del ordovícico (discordancia "sarda") o como la Formación Quinta de Ventosa (SOUSA, 1983), de edad Tremadoc (TEIXEIRA, 1981; ROMANO, 1982; Mc DOUGALL *et al.*, 1987), que en Freixo desaparece lateralmente bajo la unidad cuarcítica (REBELO y ROMANO, 1986).

#### 1b: *Pizarras Intermedias.*(23)

Constituido por pizarras y pizarras cuarcíticas grises y negras que pueden alternar con niveles metasiltíticos y metaareniscosos de grano muy fino (facies heterolíticas). Presentan intercalaciones cuarcíticas y microconglomeráticas de potencia decimétrica y geometría a menudo lenticular.

Este miembro presenta en Torre de Moncorvo espesores de unos 300 m (REBELO y ROMANO, 1986). En los afloramientos estudiados no llega a observarse el techo del miembro ya que, no se reconoce la base de las Cuarcitas Superiores, debido a la erosión de los miembros superiores de la Formación Cuarcítica.

#### 2a: *Cuarcitas Superiores.*(24)

Formado por una alternancia de cuarcitas con pizarras más o menos arenosas. Las cuarcitas forman estratos bien definidos, masivos, de potencias métricas y subordinadamente decimétricas. El espesor de la unidad se estima en unos 180 m (REBELO y ROMANO, 1986). En la región de Moncorvo la parte alta de este miembro presenta concentraciones metálicas de magnetita y hematites.

#### 2b: *Areniscas Superiores.*

Constituido por una fina alternancia de metapelitas, metasiltitas y metaareniscas de grano fino, en niveles de potencia centimétrica lateralmente discontinuos. Ocasionalmente pueden intercalarse paquetes de cuarcitas y metaareniscas de potencia decimétrica. Presenta potencias muy variables desde 0 m hasta 300 m. Este miembro pasa vertical y lateralmente a las facies pelíticas más puras de la Formación Xistenta de edad Llanvirn-Llandeilo Inferior (REBELO y ROMANO, 1986).

## 2.2. MATERIALES CENOZOICOS

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 (25, 26)**

Se diferencian dos tipos de depósitos, los más modernos (26), situados en las cercanías de la población de Vilvestre, se caracterizan por presentar dos fracciones, la menor comprendida en torno a los dos cm y compuesta por cantos de cuarzo y rocas metamórficas y la mayor con una más elevada dispersión de tamaños (6-10 cm) y litologías también de cuarzo y meta-sedimentos. Todos los cantos tienen morfologías angulosas y la tonalidad general del depósito es ocre rojiza.

Los materiales más antiguos (25), están formados por cantos heterométricos (5 a 10 cm) y litología de cuarzo principalmente, si bien aparecen algunos cantos de granitoides, presentando una cierta imbricación. La fisonomía de los cantos es por lo general subangulosa. La matriz que engloba los cantos es arcillo-arenosa y se aprecia en ciertos niveles una tendencia a la laminación. Su tonalidad es en general ocre.

Este último tipo de depósitos se encuentran localizados en las cercanías de Cerezal de Peñahorcada, situándose en edad a lo largo del Mioceno medio a superior, con la posibilidad de que su actuación se prolongase hasta el Holoceno. El más moderno comprendería desde el Plioceno medio hasta el Holoceno.

### 2.2.2. **Terrazas (25, 26)**

En la Hoja de Vilvestre se diferencia un único nivel de terraza, visible en el Arroyo de la Alameda Blanca. Este nivel se sitúa en cotas que varían entre los 1 y 1,5 metros respecto al cauce. La litología de la fracción gruesa está conformada principalmente por cantos de cuarzo, aunque están presentes también algunos granitoides y fragmentos de rocas metamórficas. La matriz es de limos con una fracción arena importante.

Los cantos presentan en general formas redondeadas, aunque es posible observar también formas subredondeadas y subangulosas. Los tamaños de los cantos oscilan entre los 4-6 cm y la edad que hemos atribuido a estos depósitos es Holocena.

### 2.2.3. **Coluviones (28)**

Corresponden a depósitos desarrollados en laderas con muy escaso transporte y una variedad litológica grande, debida principalmente al escaso retribajamiento 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, 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 formas angulosas, 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.

#### **2.2.4. Conos de deyección (27)**

Los conos de deyección están escasamente desarrollados 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.

#### **2.2.5. Aluvial (30)**

Los depósitos aluviales de la Hoja de Vilvestre, 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 cuarzofeldespáticas, 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 oscilan entre los 40 cm y los 4 cm, mientras que 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 frecuentemente formas subangulosas.

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.

#### **2.2.6. Aluvial-coluvial (32)**

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.

### 2.2.7. Navas (31)

En zonas de escasa pendiente o, más o menos planas y por lo general asociadas al nacimiento de arroyos, se producen áreas potencialmente encharcables; 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 Holocena.

### 2.2.8. Canchales (33)

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 corresponde al Holoceno.

## 3. PETROLOGIA

### 3.1. ROCAS IGNEAS

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

Se encuentra en la esquina NE de la Hoja, aflora con una forma alargada e irregular según NO-SE, aflorando en dos sectores, uno al NO y otro al SE. Hacia el norte se continúa en la Hoja de Aldeadávila de la Ribera y hacia el E por la Hoja de Vitigudino. En el NE es intrusivo sobre metasedimentos, hacia el SO presenta contactos con el granito de "Cabeza de Caballo", con el que no se ha podido establecer una relación precisa, y al NO se encuentra intruido por el granito de La Zarza de Pumareda. Aflora en bolos de pequeñas dimensiones dando berrocales, que dan lugar a una topografía muy características de relieves alomados, sobre todo en el sector NO. Presenta una foliación N130°E/90° y hacia el sur se encuentra afectado por una estrecha zona de cizalla dextral según N130°-140°E/70°SO, poco intensa. Está afectado por importantes fracturas al NE (N40°E) que desplazan de forma dextral los contactos, así como por fracturas N150°-160°E y otras de menor importancia.

El macizo está constituido por un granito-leucogranito de dos micas, con textura sacaroidea, no porfídica, equigranular muy homogénea de grano medio-fino (1-3 mm), el cuarzo tiene tamaños de 1-3 mm, encontrándose nódulos de cuarzo blanco de 1-2 cm. El feldespato potásico se concentra en la matriz, encontrándose algún fenocristal de 1-3 cm; la biotita con tamaños entre 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 y surmicáceo-biotíticos y suele mostrar schlieren biotíticos que se disponen según la foliación del granito. Los diques más frecuentes son pegmatíticos con direcciones N10°E.

A partir del estudio petrográfico, este macizo se caracteriza por tener una textura holocristalina, algo heterogranular de grano medio a medio-fino, con orientación deformativa.

Los minerales principales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Los accesorios más frecuentes son, turmalina, agujas de rutilo (dentro del cuarzo), opacos, apatito, circón, sillimanita (muy escasa, casi nula, dentro de la moscovita) y óxidos de Fe. Como minerales de cristalización tardía o secundarios, se observan, clorita, sericita, moscovita, rutilo saenítico y feldespato potásico.

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

Otros tipos de cuarzo que se pueden diferenciar son:

- a) cuarzo asociado a moscovita; forma intercrecimientos simplectíticos en los bordes. Otros cuarzoes de formas redondeadas, 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 microclina-Carlsbad. Es muy poco o nada peritéticos, observándose exclusivamente perititas de tipo "patch".

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

Se puede observar un feldespato potásico secundario, muy escaso en este macizo y que procede de la cloritización de la biotita.

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 en general un término albitico.

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 muy escasa de tipo "patch".
- b) albita intergranular desarrollada en la interfase entre cristales de feldespato potásico.
- c) albita escasa asociada a las mirmequitas.

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

Tiene inclusiones de opacos, apatito, cuarzo y circón, desarrollando estos últimos halos pleocróicos.

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 o mayor que aquella. Presenta hábito anhedral o subhedral. Toda la moscovita es de carácter tardío y/o secundario, diferenciándose varios tipos:

- a) moscovita procedente de los feldespatos.
- b) moscovita procedente de la biotita, quedando restos de biotita en la moscovita y en continuidad óptica. 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 inclusión en casi todos los minerales principales, al igual que el circón. Este último produce halos pleocróicos en las biotitas y a veces en las moscovitas. La turmalina forma cristales de 2 mm que presentan inclusiones de cuarzo y biotita.

Cuando el granito se encuentra afectado por deformaciones de cizalla, se producen las siguientes modificaciones texturales:

- Reducción del tamaño de grano en bandas, del cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa principalmente, adquiriendo algunas veces estos minerales formas sigmoidales.
- Las micas, principalmente la moscovita, se orientan y tienden a formar peces de micas, indicando el sentido del movimiento.

### 3.1.2. Macizo de "La Peña" (5)

Este macizo comienza a ser cartografiado en la esquina NE de la Hoja, y continuándose en las Hojas adyacentes de Aldeadávila de la Ribera al norte, y Fermoselle y Vitigudino al NE y E respectivamente. Puede observarse en áreas próximas a este afloramiento principal, unos pequeños cuerpos graníticos que pertenecen también a dicho Macizo, y que se disponen según una dirección NO-SE. En general se trata de un granito que, debido a la fuerte alteración que presenta, aflora muy mal en lajas al ras del suelo o bien en bolos redondeados.

La descripción que va a darse a continuación, contiene las características del macizo rocoso principal las cuales son perfectamente atribuibles a los pequeños cuerpos de dicho macizo, que afloran en esta Hoja.

El Macizo de La Peña, a escala de afloramiento, está formado por un granito de grano medio a grueso, porfídico y principalmente biotítico. La moscovita es relativamente escasa, ya que puede variar su contenido de unas zonas a otras. Tanto el cuarzo como la biotita presentan tamaños entre 2 y 3 mm. El carácter porfídico está marcado por la existencia de fenocristales de feldespatos potásico de 2-3 cm que, junto a la biotita, definen una foliación según N120-130°E, y que hacia el oeste pasa a tener direcciones norteadas según N145-170°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 en algunas zonas, pasando a presentar el granito una textura recrystalizada, donde suele ser más abundante la moscovita.

El granito presenta schlierens biotíticos orientados según N125°E. Los enclaves que incluye son de tipo surmicáceo-biotítico, y los diques que aparecen asociados a este macizo, principalmente pegmatíticos, son abundantes en su parte oeste y presentan una dirección N155°E.

Petrográficamente se trata de un granito con una textura heterogranular hipidiomorfa, porfídica, de grano grueso. Los constituyentes principales son cuarzo, plagioclasa (oligoclasa ácida), feldespatos potásico, biotita. Los minerales accesorios más frecuentes son, moscovita, sillimanita, opacos, circón, apatito, ¿cordierita pinnitizada? y andalucita. Dentro de los minerales de cristalización tardía o secundarios se encuentran el rutilo, la clorita y la 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 feldespatos potásico y en menor proporción en plagioclasa. Estas inclusiones tienen con frecuencia formas subredondeadas a ameboides. También se encuen-

tra 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  $Sill + FK + H_2O \rightarrow Ms + Q$ .

La plagioclasa forma cristales de tamaño bastante 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 subidiomorfos 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 pertítico, 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 negrozco 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 peli-

cula de moscovita. Aunque en un caso se encuentra incluida en plagioclasa junto con sillimanita, su relación con ella no puede determinarse. Puede tener pleocroísmo 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, que suelen estar incluidos en biotita, en la que generan un intenso punteado pleocrómico.

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

### 3.1.3. Granito de grano medio, con dos micas inhomogéneo (6)

Este granito aflora en el cuadrante NE de la Hoja disponiéndose cartográficamente en forma de "L", y poniéndose así en contacto con gran parte de los materiales graníticos que afloran en esta Hoja. Al E y SE y frecuentemente por medio de fallas, entra en contacto con la facies Cabeza de Caballo, al NE con el granito de textura "Ala de mosca" del macizo de La Zarza de la Pumareda, por todo el borde sur limita con el granito de grano fino-medio con dos micas del macizo del Milano y por último al norte y en una franja muy estrecha con la facies Mieza.

En las inmediaciones de la localidad Cerezal de Peñahorcada, y aproximadamente en el centro-norte de este cuerpo se encuentran incluidos dos de los afloramientos de mayores dimensiones de rocas básicas-intermedias que se han cartografiado en esta Hoja.

En el campo, a escala de afloramiento, se trata de un granito de grano medio, inequigranular y ligeramente porfídico, con fenocristales de feldespato potásico. Su inhomogeneidad viene determinada por la presencia muy abundante de diferentes cuerpos incluidos en él, tales como enclaves restíticos, materiales metamórficos del Complejo Esquisto-Grauváquico, frecuentes bolsadas de cuarzo y gran cantidad de diques pegmatíticos.

Al microscopio muestra una textura alotriomorfa inequigranular. Sus minerales esenciales son, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Como minerales acceso-

rios se observan, apatito, opacos, circón y fibrolita. Los minerales que cristalizan principalmente como productos de alteración son clorita, óxidos de hierro, rutilo sagenítico, rutilo, leucoxeno, sericita, moscovita y pseudomorfos de cordierita.

La plagioclasa es anhedral y está corroída por el cuarzo y el feldespato potásico. El feldespato potásico se encuentra en cristales de diferente tamaño, constituyendo algunos de ellos pequeños fenocristales subhedrales, suele estar maclado según la ley de la microclina, y es muy poco pertítico. Puede sustituir parcialmente a las plagioclasas o formar coronas a su alrededor. El cuarzo es anhedral o redondeado, y puede tener inclusiones tipo "Frasl" en las partes externas de los cristales. Son frecuentes en la roca agregados de formas más o menos redondeadas que podrían corresponder a pseudomorfos de andalucita o cordierita, englobados en plagioclasa, feldespato potásico o moscovita subidiomorfos.

#### 3.1.4. Rocas básicas-intermedias (7, 8)

Los afloramientos de rocas básicas-intermedias se encuentran situados a lo largo de una banda que une las localidades de Mieza con Valderrodrigo, con una dirección N130°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. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974-b) agrupa este tipo de roca en la serie calcoalcalina, en el grupo Ic, monzonitas y monzodioritas. Los afloramientos de Mieza se encuentran incluidos en un granito de grano grueso, dos micas, porfídico por el N y E, en cambio hacia el S se encuentra un granito de grano medio, 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, se encuentran incluidos en granitos de dos micas (Macizo de Barruecopardo y Macizo de granito inhomogéneo), presentando su contacto norte por un dique de cuarzo. Y por último, los afloramientos de Valderrodrigo situados al SE de dicha banda, se encuentran incluidos en un granito idéntico al granito del primer afloramiento, en la facies de Cabeza de Caballo.

Los contactos de estas rocas con los granitos que las circundan rara vez se observan, sin embargo es frecuente observar enclaves de estas rocas en dichos granitos, siendo más abundantes cuanto más cerca se encuentre de la masa principal, así como son más abundantes en los granitos pertenecientes al macizo de Mieza-Cabeza de Caballo, por lo cual se ha diferenciado cartográficamente como "zona de mezcla", (7).

A escala de afloramiento la roca presenta las siguientes características: tiene un color oscuro (gris), a veces con tonos verdes, con 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 observar fenocristales de feldespato potásico así como texturas ocelares de las que 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 esfena de color rojo.

- 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 y sin ningún tipo de orientación. En ella se puede diferenciar a simple vista anfíbol, piroxeno, esfena, biotita y feldespato. Esta roca será descrita de forma separada del resto de las rocas de este grupo.

Los afloramientos de estas rocas, salvo el mencionado anteriormente, tienen 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).

Texturalmente es una roca holocristalina, equigranular de grano medio-fino (1-3 mm), afectadas por deformación y recristalización. En algunos casos presentan texturas ocelares.

Los minerales principales que constituyen esta roca son plagioclasa, feldespato potásico, piroxeno, anfíbol, biotita, y cuarzo. Los accesorios más frecuentes observados al microscopio son apatito, allanita, epidota, esfena, opacos, óxidos de Fe, y circón. Los minerales de carácter secundario, producto de procesos de cristalización tardía son, sericita, moscovita, clorita, esfena secundaria, epidota-clinozoisita, y carbonatos.

Pueden diferenciarse varios tipos de cuarzo en función de su tamaño, disposición y texturas:

- a) Cuarzo común de la roca; se encuentra formando 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, propios de 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 cristales de feldespato potásico.
- c) Cuarzo goticular (“drop like”). Este tipo de cuarzo se presenta como pequeñas inclusiones en los anfíboles y 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 asociado a “texturas ocelares”. 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 coro-

na 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 centrípeta, siendo el anfíbol el primer mineral en formarse y el último sería el cuarzo, que formaría el núcleo. Dentro de la orla externa, se pueden apreciar otros minerales de forma accesoria como allanita y plagioclasa.

El feldespato potásico presenta un carácter intersticial, con hábito anhedral. Al observar las láminas con nicoles cruzados se aprecia como estas masas irregulares están formadas por una asociación de cristales que tienden a presentar formas poligonales con bordes rectos, siendo muy frecuente observar puntos triples de unión. Este tipo de textura nos indica procesos de recristalización dentro de la roca, lo que está de acuerdo con las texturas del cuarzo. Como inclusiones más frecuentes tiene apatito, y como menos frecuentes 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 cloritización 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 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 formación de sericita, pequeñas placas de moscovita y epidota-clinozoisita. Estos últimos minerales se presentan en cristales anhedrales y casi siempre hacia el centro 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. Muy frecuentemente se observa como los cristales de hábitos subhedrales-euhedrales han sufrido procesos de recrecimiento tardíos, presentando 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.

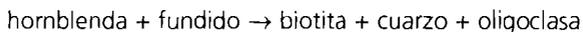
El piroxeno se ha encontrado en varias láminas, pertenecientes a rocas de aspecto granudo y con tonos verdes. Se presenta en cristales con hábitos euhedrales-subhedrales, con alto relieve, incoloros y en nicoles cruzados con colores de interferencia bajos de primer orden en secciones perpendiculares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

Es muy frecuente ver como los cristales de piroxeno están pasando a un anfíbol de color verde (hornbienda). 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 escamosas 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. Por medio 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 tienen el mismo tipo de cuarzo goticular, sin que éstos tengan relación alguna con la biotita, por lo que se puede deducir que proceden posiblemente de los piroxenos.

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

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

- 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.

Presenta 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, llegando a ser a veces muy abundantes. También incluye de forma parcial o total a cristales euhedrales de allanita, los cuales desarrollan halos pleocróicos.

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

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

- a) Esfena primaria, de gran tamaño, presenta un ligero pleocroismo que varía de amarillo pálido a amarillo pardo-rojizo, presenta un 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 se presenta en 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 encontrar cristales de allanita fresca o 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, desarrollando halos pleocróicos sobre estos minerales. Se ha observado que algunas allanitas están completamente metamictizadas. Como inclusiones pueden contener apatitos.

La epidota-clinozoisita, de origen secundario, está relacionada con la transformación-alteración de las plagioclasas. En algunas láminas se presenta en gran abundancia y en grandes cristales de hábito anhedral, y es posible que estén asociadas a la recristalización de estas rocas.

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

### 3.1.5. Macizo de Mieza-Cabeza de Caballo (9, 10, 11)

Este conjunto se encuentra en dos sectores, separados entre ellos por granitos de dos micas, uno al E, Cabeza de Caballo (10) y otro al O llamado de Mieza (9 y 11). Se han separado para su estudio, ya que ambos presentan algunas características distintas. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974 b) los incluye dentro del grupo Ib: granitos y granitos monzoníticos de megacristales.

Una de las características que les hace muy peculiares son las heterogeneidades que presentan a escala de afloramiento, con zonas donde parecen haber sufrido procesos de recristalización-migmatización posteriores a su emplazamiento, ya que la foliación que presentan (N120-130°E) desaparece de forma gradual, dando lugar a un granito de dos micas, porfídico. Se encuentran zonas pobres en fenocristales de feldespato potásico y otras muy ricas, que a veces son bolsadas compuestas casi exclusivamente por dichos fenocristales.

Otra característica común a ambos es la heterogeneidad en el tamaño de los fenocristales de feldespato potásico, de 2-5 cm, siendo frecuente observar cristales de feldespato potásico de 7 cm ("dientes de caballo").

## *Facies de Mieza*

Se encuentra situado al NO de la Hoja, tomando el nombre de dicha localidad. Presenta una forma irregular, continuándose hacia el N en la Hoja de Aldeadávila de la Ribera (422).

En función de su contenido en moscovita se ha separado cartográficamente una facies de dos micas (9), en parte del borde sur de la facies principal (11), predominantemente biotítica.

Al sur presenta un contacto intrusivo sobre los materiales metamórficos del Complejo Esquisto-Grauváquico, presentando contactos retocados por fallas de dirección N20°-40°E, a favor de las cuales han intruido diques de cuarzo ("sierros"). Estas fallas, como se puede apreciar al oeste de Vilvestre presentan buzamientos de 50-60°E. Al E, está intruido por el Macizo de Barruecopardo, encontrándose enclaves del granito de Mieza por toda la mitad norte de aquel. Al norte, el granito está intruido por el granito con textura "ala de mosca", de dos micas, siendo frecuente observar diques de este granito 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.

A nivel de afloramiento se observa que se trata de un granito con textura inequigranular de grano medio (2-5 mm) a grueso (7-10 mm), porfídico, de 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, con 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, presentando un zonado que se encuentra marcado por inclusiones de finas biotitas, a modo de inclusiones tipo "Frasl". También presentan inclusiones de cuarzo y moscovitas, pudiéndose observar formas romboidales para estas últimas. Llama la atención cómo los fenocristales pueden encontrarse formando bolsadas de carácter pegmatítico o zonas donde el granito es pobre en fenocristales y rico en moscovita. La biotita tiene tamaños de 2-4 mm, y forma finas láminas xenomorfas-subidiomorfas, que pueden llegar a medir hasta 5 mm. 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 observar grandes placas de moscovita. Como se ha dicho anteriormente la relación entre ambas micas es muy variable, siendo en zonas donde la fracturación es muy intensa la proporción de moscovita mucho mayor que la de biotita, llegando incluso ésta a desaparecer. Esto 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, con laderas que tienen una fuerte pendiente, produciendo desniveles de hasta 400 m, pudiendo dar lugar a grandes panes de azúcar como por ejemplo el que se puede apreciar en la presa de Aldeadávila de la Ribera.

Esta facies presenta una foliación general N130°E/90, marcada por la orientación de biotita y de fenocristales de feldespato potásico principalmente. En el norte de la Hoja, el granito está afectado por una banda de cizalla sinistra de dirección N130°E y buzando al SO (ver mapa geológico), a su vez y hacia el E, en la localidad de La Zarza de Pumareda se vuelven

a observar estructuras S-C con movimiento sinistro, con dirección N70°E, que pertenece a otra banda de cizalla y la cual se continua por la Hoja de Aldeadávila de la Ribera. Por lo que se puede deducir que este granito es sin fase III y posteriormente ha sido afectado por bandas de cizallas dúctiles, las cuales son claramente postfase III. Ambas cizallas, son conjugadas, ya que no se observa que se produzca desplazamiento entre ellas.

El granito está afectado por una fuerte fracturación al NE, con una dirección preferente de N40°E, característica de esta zona, aunque puede variar de N20°E a N40°E. Estas fracturas casi siempre tienen una componente horizontal con movimiento sinistro, observándose estructuras S-C marcando el sentido de movimiento, así como milonitas y ultramilonitas. Otras veces se observan finas fracturas (N40°E) turmalinizadas. Estas fracturas 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 a clorita.

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

Se observan schlieren biotífticos, 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 que se pueden observar son aplitas, pegmatitas y cuarzo ("sierros"), siempre con direcciones paralelas a las grandes fracturas al NE.

A escala microscópica y desde el punto de vista petrográfico, esta facies presenta una textura holocristalina, inequigranular de grano medio a grueso, porfídica, con orientación deformativa y recristalización.

Los minerales principales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, y moscovita. Como accesorios más frecuentes se pueden observar, opacos, apatito, circón, allanita, monacita, rutilo granular, óxidos de Fe y turmalina. Aparecen otros minerales de tipo secundario como, clorita (pennina, vermiculita), rutilo sagenítico, feldespato potásico, esfena sericitica, 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 en secciones hexagonales y biotita que a veces presenta 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 feldespatos potásicos.
- b) Cuarzo simplectítico, asociado a moscovitas tardías que se desarrolla en los bordes de los cristales.
- c) Cuarzo goticular ("drop-like"), que aparece como inclusiones en los fenocristales de feldespato potásico.

El feldespato potásico se encuentra principalmente como fenocristales marcando la textura porfídica de la roca y menos frecuentemente con carácter intersticial en la matriz. Presenta la macla de la microclina y los fenocristales la macla de microclina-Carlsbad; estos últimos tienen desarrolladas perititas de tipo "vein" como más frecuentes, aunque también se pueden observar otras de tipo "film" y más raramente de tipo "patch". A veces en los extremos de los fenocristales de feldespato potásico que han sufrido deformación y rotura, presentan al igual que el cuarzo texturas de recristalización, con cristales de formas poligonales con 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 la biotita y la plagioclasa se disponen de forma paralela a los bordes de los cristales de feldespato potásico, a modo de inclusiones de "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 aquí no es muy abundante. Se encuentra entre los planos de exfoliación de la clorita con forma de husos.

La plagioclasa tiene hábito subhedral, a veces euhedral, y se encuentra en agregados de 2-4 individuos generalmente (sinneusis). Presenta la macla de la albita y albita-Carlsbad, encontrándose cristales zonados. El contenido en anortita según MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) es de  $An_{11-17}$  en el núcleo y  $An_{8-9}$  en los bordes como valores más frecuentes, aunque se observan valores de  $An_{20-27}$  para el núcleo y los bordes pueden ser albiticos. Los cristales de plagioclasa que están en contacto con los fenocristales de feldespato potásico desarrollan texturas mirmequíticas. Como inclusiones tiene cuarzo, biotita, apatito, circón y moscovita.

Los procesos de alteración que presenta son sericitización, en la parte central de los cristales; moscovitización, con desarrollo de moscovita en finas placas que se disponen preferentemente en los planos de macla de la albita y en los planos de exfoliación, y por último un proceso de menor importancia y que es el reemplazamiento de la plagioclasa por feldespato potásico, encontrándose el feldespato potásico con formas irregulares en el interior de los cristales. Dicho proceso tiende a realizarse a favor de los planos de macla de la albita, planos de exfoliación y fracturas. Este reemplazamiento puede ser parcial o total.

Se pueden diferenciar otros tipos de plagioclasa, que son:

- a) Albita intergranular, desarrollada entre los cristales de feldespato potásico. Esta plagioclasa es de carácter tardío, postmagmática.
- b) Plagioclasas de cristalización temprana, las cuales se encuentran como inclusiones en los fenocristales de feldespato potásico. Están dispuestas de forma paralela a los bordes de los cristales. Estas plagioclasas de hábito euhedral suelen tener bordes albiticos anhedral y casi siempre el núcleo está sericitizado.

La biotita forma cristales aislados o más frecuentemente agregados de varios individuos fuertemente orientados que marca junto con la moscovita la foliación. Presenta un hábito anhedral a subhedral con un pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Aunque la biotita está marcando la foliación, esta no presenta signos de deformación (extinción ondulante, cristales doblados, kink). Como inclusiones tiene apatito, circón y allanita y tiene desarrollados halos pleocróicos que a veces son muy abundantes. Están desarrollados por los circones o por otros minerales radiactivos que no es posible identificar.

Como procesos de alteración presenta cloritización, con formación de feldespato potásico secundario, opacos (ilmenita) y esfena, que tienden a disponerse entre los planos de exfoliación (001). En las secciones basales se puede observar rutilo sagenítico.

Se puede distinguir otro tipo de biotita, de tamaño muy pequeño que se encuentra como inclusiones en el cuarzo, que se podría considerar como biotita de cristalización precoz y generada a partir de las alteraciones de los otros constituyentes de la roca.

La moscovita, casi toda ella de carácter secundario, se puede clasificar en varios tipos:

- a) Moscovita en cristales aislados o en agregados que están fuertemente orientados. En estos agregados las placas de la 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, así como presentar el mismo tipo de inclusiones que ésta, (circones, apatitos de formas redondeados).
- b) Moscovita en grandes placas de hábito subhedral-euhedral, que en los bordes tienden a constituir intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo. Este tipo de moscovita suele tener inclusiones de gotas de cuarzo y a veces de apatitos globosos.
- c) Moscovitas procedentes de la alteración de los feldespatos, tanto plagioclasa como 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 pequeños agregados de varios cristales, sin ningún tipo de orientación, a veces cortan a la foliación marcada por otras micas.
- e) Moscovita primaria (?). Es de pequeño tamaño y se encuentra como inclusiones en cuarzo principalmente, y de forma más rara en el feldespato potásico. Tiende a presentarse en formas romboidales.

Como minerales accesorios más característicos se encuentran, el apatito, del cual se pueden diferenciar dos variedades, una de prismas idiomorfos cortos o aciculares que aparece como inclusiones en todos los minerales, y otra que se presenta con formas redondeadas-globosas, pudiendo alcanzar tamaños de 0,7-1 mm. Estos últimos suelen ser ricos en inclusiones de circón, y 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, que no se encuentra en todas las láminas delgadas estudiadas. El circón aparece como inclusión en todos los minerales del granito.

Dentro de los minerales secundarios, hay que destacar a la clorita por ser muy abundante en determinadas zonas cerca de las fracturas. Otros minerales secundarios característicos y frecuentes en estas mismas zonas de fracturas son epidota, zoisita y clinozoisita, que se presentan en agrupaciones, aunque la epidota y clinozoisita también se pueden encontrar en pequeños cristales en el interior de las plagioclasas.

#### *Facies "Cabeza de Caballo". (10)*

Esta facies se localiza al E de la Hoja, tomando el nombre de la localidad en la que se encuentra aflorando. Presenta una forma irregular, en dos bandas de dirección NO-SE, que se unen hacia el SE y continúa en la Hoja de Vitigudino.

Presenta contactos intrusivos sobre los materiales metamórficos situados al NE y SO, que son paralelos a las estructuras observadas (cizallas). Al O está en contacto con el Macizo de Milano, pero la relación entre ambos no se ha podido determinar. Ambos granitos presentan una foliación con la misma dirección e intensidad por lo que pueden ser contemporáneos. Al NO, es intruido por el granito del macizo de La Zarza de Pumareda (text. "ala de mosca"), observándose diques de este granito que cortan a la foliación de esta facies, siendo los contactos netos. Al SO se encuentra en contacto con el granito de dos micas, inhomogéneo, siendo el contacto algo gradual, como se puede apreciar en la ribera del río Las Uces, al sur de Cabeza de Caballo. Algunos de los contactos están retocados por fallas.

A escala de afloramiento, se observa que estos granitos tienen textura inequigranular de grano medio (2-5 mm), medio-grueso (5-7 mm) y grueso (7-10 mm), y de dos micas, porfídicos. Aflora en bolos redondeados de tamaño métrico dando berrocales o en lajas a ras de suelo. El cuarzo tiene tamaños de 3-7 mm, alcanzando a veces los 10 mm. El feldespato potásico se encuentra en fenocristales que definen el carácter porfídico de la roca, con tamaños de 2-5 cm, pero es característico de esta facies la abundancia de fenocristales con un tamaño de 6-8 cm, tipo "diente de caballo". Estos cristales tienen inclusiones de biotita,

cuarzo, y moscovita, distribuidos al azar o de forma paralela a los bordes del cristal, dando texturas tipo "Frasl" y marcando así un zonado. Es frecuente observar pequeñas oquedades de color rojizo en los cristales de feldespato. Las micas presentan un tamaño muy homogéneo, la biotita tiene un hábito de xenomorfo a subidiomorfo, con un tamaño de 2-5 mm; la moscovita presenta secciones romboidales (2-3 mm), o secciones xenomorfas que pueden alcanzar los 7 mm; en esta facies, al contrario que en los demás macizos graníticos, la moscovita rara vez se encuentra formando orlas sobre la biotita.

Esta facies tiene una foliación N130°E/90°. La parte sur del Macizo está afectada por una banda de cizalla sinistral de dirección N130°E, buzando al SO o vertical; así mismo el contacto norte se encuentra afectado a su vez por otra banda de cizalla dextra de dirección N140°-150°E y con buzamientos al SO o vertical. Este granito es sin fase III, y está posteriormente afectado por pequeñas bandas de cizalla postfase III. Las fracturas más importantes tienen direcciones al NE (N20-40°E), que producen desplazamientos en los contactos de carácter dextro, y otras fracturas de menor identidad que tienen direcciones al NO y N-S. Todo el conjunto granítico, facies Cabeza de Caballo y facies de Mieza, presenta una foliación según N130°E/90°, marcada por la biotita y por los fenocristales de feldespato potásico. Se encuentran zonas dentro de un mismo afloramiento donde esta orientación desaparece de forma gradual, con sectores donde el granito no tiene ningún tipo de orientación, lo que induce a pensar en procesos de recristalización posteriores.

Dentro de este granito se encuentran enclaves metamórficos del encajante, que están fuertemente corneanizados, conservándose en la parte central de los enclaves de gran tamaño la textura foliada. Otro tipo de enclaves son los microgranudos, que en parte pertenecen a los pequeños macizos de rocas básicas-intermedias incluidas en este macizo. Presentan un tamaño de grano medio-fino (1-3 mm), de color oscuro, con un moteado de biotitas y con fenocristales de feldespato potásico de 1-2 cm en su interior.

Las fracturas que se observan tienen una dirección N20°-40°E y tiene un desplazamiento en horizontal dextral.

Los diques son principalmente de pegmatitas y aplitas; presentan direcciones paralelas a las grandes fracturas al NE y tienen potencias que pueden alcanzar los 50 cm. Existe una zona muy rica en diques de pegmatitas, a lo largo del río de Las Uces, que son paralelos a las fallas. Estos diques presentan una dirección N50°E, que corta a la foliación del granito y a su vez están desplazados por pequeñas fracturas de carácter frágil-dúctil dextrales, observándose estructuras S-C. Otro tipo de diques que se observan con frecuencia, pertenecen al granito de dos micas con textura en "ala de mosca", encontrándose principalmente en las zonas cercanas a los contactos entre ambos granitos.

El aspecto textural que presenta esta roca a escala microscópica es de tipo, holocristalina, heterogranular de grano medio a grueso, porfídica, con orientación deformativa y recristalizaciones posteriores.

La principal asociación mineral la constituyen el cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios más frecuentes se encuentran apatito, circón,

turmalina, opacos y rutilo granular. Los minerales secundarios procedentes de procesos de recristalización tardía son la clorita (pennina), rutilo sagenítico, feldespato potásico, sericita, moscovita, esfena, clinozoisita y epidota.

El cuarzo se presenta en agrupaciones de varios cristales de forma globosa o alargada a modo de ribbons, con ligera extinción ondulante unas veces y otras con una extinción muy neta de los distintos subgranos. Los cristales de cuarzo que forman agrupaciones suelen presentar fragmentaciones poligonales, con bordes rectos y a veces con puntos triples, lo que puede estar indicando procesos de recristalización. Como inclusiones tiene apatito que se presenta como pequeños prismas subhedrales-euhedrales, biotita, plagioclasa y agujas de rutilo.

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

- a) cuarzo mirmequítico en las plagioclasas que están en contacto con el feldespato potásico.
- b) cuarzo asociado a las moscovitas tardías, que en los bordes de los cristales se encuentra desarrollando intercrecimientos simplectíticos, y en el centro de los cristales aparece como gotas.

El feldespato potásico se encuentra por lo general como fenocristales que marcan la textura porfídica o como feldespato de carácter intersticial en la matriz. Suele presentar la macla de la microclina y los fenocristales la macla de microclina-Carlsbad. Tienen pertitas de tipo "vein", y "film" como más frecuentes, aunque también se observan otro tipo de pertitas como las de la variedad "stringlet" según Spry (1969).

Los fenocristales de feldespato potásico son muy ricos en inclusiones de cuarzo, plagioclasas, biotita, moscovita y apatito, que se disponen de forma paralela a los bordes de los cristales, definiendo así texturas de tipo "Frasl". Las plagioclasas presentan un hábito idiomorfo en su parte central, con bordes anhedral albíticos; estas plagioclasas tienden a tener el núcleo sericitizado. También se pueden observar plagioclasas zonadas. La moscovita se presenta en cristales tabulares, a veces en secciones romboidales.

Se puede diferenciar un segundo tipo de feldespato potásico de origen secundario, el cual se produce a partir de la cloritización de la biotita, que en esta facies no es muy abundante. Se presenta en forma de husos entre los planos de exfoliación de la clorita.

La plagioclasa tiene hábito anhedral o euhedral, y se encuentra aislada o en agregados de 2-3 individuos generalmente. Tiene la macla de la albita, y es frecuente encontrar cristales zonados. El contenido en anortita según MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) es de  $An_{11-17}$  en el núcleo y  $An_{8-9}$  en los bordes como valores más frecuentes, aunque se pueden observar valores de  $An_{20-27}$  para el núcleo y los bordes pueden ser albíticos. Presenta procesos de cloritización y moscovitización, siendo el primero más intenso que el segundo. Las moscovitas suelen ser tabulares-alargadas, de tamaño pequeño y tienden a formarse en los planos de macla de la albita y en los planos de exfoliación.

Es muy frecuente, que aquellas plagioclasas que están en contacto con feldespato potásico, desarrollen texturas mirmequíticas, lo cual es muy característico de este macizo.

Otro tipo de plagioclasa se encuentra formando las pertitas en los fenocristales de feldespato potásico y por último, hay plagioclasas como inclusiones en los fenocristales de feldespato potásico, que tienen un hábito subhedral-euhedral, están zonadas y sus bordes son anhedralmente albiticos. Estas plagioclasas tienen el núcleo alterado a sericita y se encuentran dispuestas de forma paralela a los bordes de los fenocristales de feldespato potásico definiendo texturas de tipo "Frasl", llegan a tener un contenido en  $An_{25-27}$ .

Rara vez se observan fenómenos de reemplazamiento de plagioclasa por feldespato potásico, realizándose éstos a favor de los planos de exfoliación y de macla de la albita. Este feldespato potásico forma parches irregulares en el interior de los cristales de plagioclasa.

La biotita forma cristales aislados o más generalmente agrupaciones de varios individuos fuertemente orientados, marcando la foliación en el granito. Rara vez presenta signos de deformación como extinción ondulante, kink o formas sigmoidales, sino que lo común es que se presente en formas rectangulares de hábito subhedral. Tiene un pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

La biotita es muy rica en halos pleocróicos definidos por circones u otros minerales radiactivos, como por ejemplo la allanita. Como inclusiones tiene circón, apatito, y allanita.

Presenta alteración a clorita con formación de feldespato potásico secundario, y a veces se desarrolla esfena. Estos minerales tienden a disponerse entre los planos de exfoliación de la clorita, y en las secciones basales se observa rutilo sagenítico.

La moscovita casi toda ella es de carácter tardío y/o secundario, y se encuentra aislada o más raramente en agrupaciones de 2-3 individuos de hábito subhedral (tabular-rectangular), sin extinción ondulante, aunque a veces la moscovita presenta formas de pez de mica, lo cual nos indicaría procesos de deformación. Su abundancia es menor o igual que la de la biotita. Los diferentes tipos de moscovitas que se pueden diferenciar según su relación con los minerales a los que esté asociada son:

- a) Moscovita asociada a la biotita. Suele tener pequeños restos de biotita en su interior, estando ambas en continuidad óptica y conteniendo el mismo tipo de inclusiones.
- b) Moscovita asociada a los feldespatos (potásico y plagioclasa). Dentro de las plagioclasas, la moscovita tiende a crecer entre los planos de exfoliación y entre los planos de macla de la albita, con formas tabulares-alargadas. Dentro del feldespato potásico tiende a desarrollarse en los planos de fractura, también en finas placas.
- c) Moscovita de neoformación, que se presenta en agrupaciones de pequeños cristales con formas poligonales, sin ningún tipo de signos de deformación.

Estas moscovitas tardías pueden formar grandes placas, que en sus bordes tienen intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo.

También es posible diferenciar una moscovita de posible origen primario, que se presenta como inclusiones en el feldespato potásico y en la plagioclasa con formas romboidales.

Como minerales accesorios más característicos se encuentran: El apatito, para el que se pueden diferenciar tres familias, una con hábitos subhedrales-euhedrales en prismas aciculares, otro de mayor tamaño con formas redondeadas-globosas y con circones incluidos dispuestos de forma paralela a los bordes del cristal, y por último otro tipo de apatito con formas prismáticas cuya parte central es de color gris. La turmalina generalmente se encuentra en acumulaciones de varios cristales, y muy raramente aislada. El circón se encuentra como inclusión en todos los minerales de la roca.

En estos granitos se encuentran enclaves de granitos de dos micas de grano medio-fino foliados con una textura holocristalina, equigranular de grano fino-medio.

Los constituyentes principales de estos enclaves son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los componentes mineralógicos accesorios son el apatito, circón, opacos y rutilo en agujas y de tipo granular. Los minerales secundarios más frecuentes son la clorita, rutilo sagenítico, sericita y moscovita.

El cuarzo se presenta en pequeños agregados, con hábito anhedral. Estos agregados suelen mostrar texturas de recristalización, presentando gránulos con formas poligonales, bordes rectos y puntos triples de unión. Este tipo de textura, a veces, la muestra conjuntamente con el feldespato potásico y la plagioclasa. Como inclusiones tiene circón, apatito, agujas de rutilo, biotita y plagioclasa.

Otros tipos de cuarzo de carácter tardío son:

- a) cuarzo formando mirmequitas, muy escasas y poco desarrolladas.
- b) cuarzo con formas redondeadas que se encuentra como inclusiones goticulares en el feldespato potásico y que muestra una extinción simultánea junto con el cristal que las contiene.

El feldespato potásico se encuentra en la matriz con hábito anhedral o más raramente en pequeños fenocristales que pueden llegar a alcanzar los 4 mm. Presenta la macla de la microclina y no desarrolla pertitas. Como inclusiones tiene cuarzo, plagioclasa, biotita, y circón. Los fenocristales presentan procesos de moscovitización.

La plagioclasa se presenta con hábito de anhedral a euhedral en pequeños cristales, y ocasionalmente como pequeños fenocristales que pueden llegar a alcanzar los 5 mm. Presenta la macla de la albita y su contenido en anortita es siempre inferior a 10%. Tiene procesos de sericitización y moscovitización, los cuales tienden a producirse a favor de los planos de macla de la albita y de los planos de exfoliación. Como inclusiones tiene cuarzo, biotita, apatito y circón.

La biotita se presenta en cristales aislados de hábito subhedral fuertemente orientados, marcando la foliación que presentan los enclaves o bien en agregados de varios cristales sin ningún tipo de orientación.

Las biotitas que definen la foliación no presentan signos de deformación como extinción ondulante, kink, forma de peces de micas, sino que por el contrario tienen formas tabulares muy regulares.

Como inclusiones tiene apatito y circón. Este último produce halos pleocroicos que suelen ser muy abundantes. Presenta procesos de cloritización con formación de rutilo saagenítico; también presenta procesos de moscovitización.

La moscovita se presenta igual que la biotita, en cristales aislados marcando la foliación del granito. Se puede apreciar un tipo de moscovita de neoformación, que se presenta en pequeños cristales, sin ningún tipo de orientación y sin signos de deformación.

Otro tipo de moscovita que se puede diferenciar es la procedente de la alteración del feldespato potásico y la plagioclasa. Estas tienen formas tabulares-alargadas y tienden a desarrollarse en los planos de macla, exfoliación o bien en los planos de rotura de los feldespatos potásicos.

Como accesorio más característico se encuentra el apatito, que se presenta en pequeños prismas de hábito subhedral-euhedral, a veces aciculares o con formas redondeadas. Estos últimos son de mayor tamaño que el resto de los apatitos y tienen inclusiones de circones que tienden a disponerse de forma concéntrica.

### 3.1.6. **Macizo de Milano (12)**

El Macizo de Milano se sitúa en el centro-oeste de la Hoja, presentando una forma bastante rectangular. Está rodeado en casi su totalidad por otros macizos graníticos, salvo en las esquinas SO y SE donde está en contacto con materiales metamórficos (corneanas). Al S y E está en contacto con el granito porfídico de grano grueso "Cabeza de Caballo", al N se encuentra un granito de grano medio, de dos micas, de carácter inhomogéneo con el que presenta un contacto gradual. Al O está intruido por el granito perteneciente al Macizo de Barruecopardo. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974-b) incluye a este macizo dentro de la serie de tendencia alcalina, en leucogranitos y granitos de dos micas (grupo II), en facies ricas en moscovita, de grano medio y fino.

Aflora, en general, en lajas a ras de suelo, que en topografía se reflejan en un relieve alomado, y rara vez en bolos de pequeñas dimensiones, que dan lugar a pequeños berrocales. Cuando aflora en lajas presenta un fuerte diaclasado horizontal, que se aprecia muy bien en los alrededores de Milano. Todo el macizo presenta una foliación según N120°-130°E concordante con las estructuras de la zona que queda marcada por la biotita, lo que hace considerar a este macizo como sinfase III. La parte sur del macizo está afectada por una banda de cizalla de dirección N130°E/50°SO, con un movimiento sinistro. Las fracturas con direcciones N-S o NE-SO, son poco importantes y es a través de ellas por donde discurre la red fluvial.

El macizo está formado por un granito-leucogranito de dos micas, no porfídico, de grano medio-fino. Presenta una textura equigranular, muy homogénea, con cuarzo de 1-3 mm; el

feldespato potásico está poco individualizado encontrándose principalmente como matriz, sólo ocasionalmente pueden observarse fenocristales de 1-3 cm; la biotita se presenta con tamaños entre 1 y 3 mm, muy fina, la moscovita se puede encontrar como grandes placas xenomorfas de 5-10 mm, que suelen formar orlas sobre la biotita y tener pequeñas inclusiones de cuarzo. La moscovita también puede aparecer con formas romboidales de 2-4 mm.

Los enclaves que contiene este granito son escasos, con un tamaño inferior a los 3 cm, y de tipo surmicáceos-biotíticos.

Los diques que se encuentran son de pegmatitas con direcciones N15°E y E-O.

Petrográficamente esta roca presenta una textura holocristalina, heterogranular de grano medio a medio-fino con orientación deformativa, cuyos minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los constituyentes accesorios que se observan son opacos, apatito, circones (metamicticos), y turmalina (muy escasa y pequeña). Como minerales secundarios son frecuentes la 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, aparece formando normalmente formas globosas, con individuos anhedrales. Los contactos entre granos son de tipo variable, siendo a veces suturados y a veces rectilíneos con puntos triples de unión. Presenta extinción ondulante y fenómenos de poligonización, dando lugar a la formación de subgranos. Contiene 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 a moscovitas tardías, el cual se encuentra formando crecimientos simplectíticos en los bordes de las moscovitas.
- b) cuarzo con mirmequitas, desarrollado en los bordes de aquellas plagioclasas que están en contacto con feldespato potásico. Es muy escaso.
- c) cuarzo con formas redondeadas, incluido en el feldespato potásico y denominado cuarzo goticular o drop-like.

El feldespato potásico se presenta como cristales aislados o agregados con hábitos anhedrales en la mesostasis y muy raramente como fenocristales de hábito subhedral (1-2 cm en lámina); a veces presenta carácter intersticial. Suele estar maclado según la ley de Carlsbad y de la microclina. Los escasos fenocristales de feldespato potásico tienen texturas perfiticas, del tipo "vein" y "patch".

Los cristales de feldespato potásico de la mesostasis contienen 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), con cristales poligonales con bor-

des rectos y puntos triples de unión entre ellos. Los escasos fenocristales existentes, de 1-2 cm, son muy ricos en inclusiones de cuarzo, moscovita, y plagioclasa, que están en disposición paralela a los bordes de los cristales definiendo texturas "Frasl". Otras inclusiones más escasas son de biotita y apatito.

Es bastante frecuente observar feldespato potásico que presenta un carácter blástico tardío, que sustituye parcialmente a la plagioclasa. Este feldespato potásico se observa, a veces, como un núcleo de forma irregular en el interior de la plagioclasa o bien como pequeñas coronas-bordes externos, o una combinación de todas ellas. 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 de origen secundario que se puede diferenciar, y que está en pequeñas cantidades es el que procede de la 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.

La plagioclasa se encuentra normalmente como cristales aislados subhedrales, o en agregados de hábito anhedral. Están maclados según la ley de la albita. El contenido en anortita es de 0-10%, siendo en muchos casos albita pura.

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

Las inclusiones que tienen las plagioclasas son de cuarzo, moscovita, biotita, y a veces apatito.

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

Por último, se puede diferenciar una albita desarrollada en los procesos postmagmáticos de pertitización en los pocos fenocristales de feldespato potásico existentes, que da lugar a texturas "vein" y "patch". A veces se observa como las plagioclasas están siendo corroídas por el cuarzo.

La biotita se encuentra generalmente en cristales aislados, a veces en agregados de dos-tres cristales, con un tamaño muy variable. Es de hábito anhedral, a veces subhedral. Presenta un pleocroísmo que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm) amarillo claro (Np).

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

La cloritización de la biotita varía en intensidad. Como consecuencia de este proceso de alteración se generan subproductos como el rutilo sagenítico y feldespato potásico.

Otro proceso que sufre la biotita, y de mucha mayor importancia es la moscovitización, que puede ser total o parcial. La moscovita crece en continuidad cristalográfica con la biotita, y así es frecuente observar cómo grandes cristales de moscovita incluyen pequeños restos de biotita en su interior junto a las inclusiones que ésta contenía (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 mayor que la biotita. Presenta hábito anhedral-sub-hedral. Casi siempre está asociada a la biotita a la cual engloba y sustituye de forma parcial o total, creciendo en continuidad óptica con ella.

Otro tipo de moscovita crece a partir de los feldespatos en pequeños cristales, o a veces en cristales de gran tamaño 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 y opacos. A veces los circones desarrollan halos pleocróicos.

Como minerales accesorios se encuentran, apatito que se presenta en pequeños cristales aciculares, o bien en cristales xenomorfos; estos últimos suelen tener inclusiones de circones y, por lo general se presentan como inclusiones en casi todos los constituyentes de la roca. El circón aparece como inclusión en todos los minerales principales de la roca, con formas aciculares o bipiramidales, y desarrollando halos pleocróicos en las biotitas.

En una muestra se ha encontrado un prisma de hábito subidiomorfo de un mineral alterado, que podría ser cordierita.

### 3.1.7. Granito de Dos Micas con textura "A la de Mosca" (13, 14)

Este granito con textura "ala de mosca" se encuentra en varios macizos dentro de esta Hoja, que son: Macizo del río Huebra, Macizo Peña del Aguila y Macizo de La Zarza de Pumareda, este último en dos sectores, uno al O y otro al E de dicha localidad, presentando algunas diferencias texturales y estructurales. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974 b) incluye estos granitos dentro del grupo II, en la facies de grano grueso y medio. A continuación se describe cada macizo de forma individual tanto a escala macroscópica como microscópica.

#### *Macizo de "La Zarza de Pumareda"*

Este macizo aflora en dos sectores, al E y O de dicha localidad, con forma alargada en dirección N-S, pasando a la Hoja de Aldeadávila de la Ribera. Presenta carácter intrusivo sobre todos los granitos que lo rodean, al este los Macizos de Cabeza de Caballo y de Fuentes de Masueco, al oeste el Macizo de Mieza y al SO el granito de dos micas inhomogéneo.

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 cizallas dextrales de dirección N140-150°E verticales. La fracturación principal que presenta es N25°E, a favor de la cual suelen intruir diques de cuarzo ("sierros") que producen unas veces resaltes topográficos, como por ej. Cabeza Rosa (750 mts.) y otras profundos valles como ocurre al este del macizo, por donde corre el río de Las Uces. Otra familia de fracturas son las de dirección N125°E y por último otras de menor importancia N-S.

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, en la Hoja de Aldeadávila de la Ribera, 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, que 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 granito de grano medio-fino, de dos micas foliado, que pueden pertenecer al granito de Milano y enclaves del granito porfídico de Mieza-Cabeza de Caballo, a veces cartografiados.

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

Texturalmente es una roca holocristalina y heterogranular de grano medio a medio-grueso.

El cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa (An<sub>0-10</sub>), biotita y moscovita son los minerales principales que constituyen este granito. Como accesorios se encuentran, opacos, apatito, circón, rutilo, óxidos y sillimanita ("fibrolita"). Los minerales secundarios más frecuentes son la clorita, feldespato potásico, moscovita, sericita y rutilo sagenítico.

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

Otro tipo de cuarzo, de carácter tardío, se encuentra formando crecimientos simplectíticos con las moscovitas.

El feldespato potásico es microclina y 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 peritítico. Como inclusiones tiene cuarzo, plagioclasa y biotita.

Ocasionalmente se observan algunos fenocristales de feldespato potásico de 10-12 mm que presentan macla de microclina y son muy ricos en inclusiones de plagioclasa, cuarzo, biotita, y moscovita, que se disponen a modo de texturas tipo "Frasl". La biotita tiene orlas de moscovita que presentan la misma que ella.

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

Otro tipo de feldespato potásico de carácter secundario, es el que resulta de la cloritización de la biotita. Se encuentra con forma de huso entre los planos de exfoliación (001) de la micas.

La plagioclasa se presenta en cristales aislados o en agregados de 2-4 individuos de hábito anhedral a subhedral. Es de tamaño variable, observándose cristales de 4-6 mm. El contenido en anortita es de 0-10%, casi siempre es de composición albitica, aunque en algún caso llega a tener  $An_{12}$ . Tiene la macla de la albita.

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

Presenta sustitución-corrosión por feldespato potásico. 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 anortita. Estas últimas son más tardías 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, apatito y circón. Este último produce halos pleocroicos, aunque existen algunos que pueden proceder de otros minerales radiactivos no identificables.

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

La moscovita en su totalidad tiene carácter blástico tardío, 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 está asociada:

- a) Moscovita asociada a plagioclasas que suele tener un tamaño pequeño y formas alargadas apareciendo dispuesta principalmente según los planos de macla de la albita (001) o 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, que suelen desarrollar bordes simplectíticos.
- c) Moscovita asociada a sillimanita. Esta se presenta en grandes placas y en su interior conserva pequeños restos de fibrolita. Tienen inclusiones de cuarzo y desarrollan bordes simplectíticos.

Los minerales accesorios más característicos son, 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 circón. Suelen estar como inclusiones en micas y feldespatos. Los circones tienen hábito prismático o a veces redondeado y se presentan como inclusiones en todos los minerales. La sillimanita se presenta en su variedad fibrolita; es muy escasa y siempre está incluida en las moscovitas.

### *Macizo del río Huebra*

Este macizo se sitúa en el centro-sur de la Hoja, y está atravesado por el río Huebra, el cual discurre por un valle profundo con paredes verticales de hasta 100 mts. Hacia el E está intruido por el Macizo de Barreras-Saldeana, al N está intruido por el Macizo de Barruecopardo y hacia el O y S intruye en materiales metamórficos en los que produce un metamorfismo de contacto con blastesis de andalucita-cordierita. El contacto oeste está fuertemente modificado por una fractura con dirección NE (N40°E/55°SO), a favor de la cual intruye un dique de cuarzo ("sierra").

Este macizo granítico presenta una fuerte fracturación, siendo las fracturas más importantes las que tienen una dirección N30-40°E, como la mencionada anteriormente; otras fracturas a través de las cuales corre el río Huebra son N50°E y N120°E. Todas estas fracturas tienen asociadas otras de menor intensidad. En la mitad norte del macizo (14) aparecen otras pequeñas fracturas de dirección N10°E a favor de las cuales han intruido pequeños diques de cuarzo, que están mineralizados principalmente con sulfuros. Constituye este área uno de los yacimientos mineros de wolframio más importantes.

El macizo granítico tiene foliaciones muy ligeras según E-O a N120°E, marcadas por la biotita.

El macizo está formado por un granito de dos micas, de grano medio, con textura "ala de mosca", no porfídico. Presenta una textura equigranular muy homogénea en cuanto al tamaño de grano. El cuarzo tiene un tamaño de 2-4 mm y también aparecen nódulos de cuarzo de unos 3 cm aproximadamente. El feldespato se encuentra como matriz, rara vez forma fenocristales, aunque ocasionalmente se observan algunos subidiomorfos de 5-15 mm. La biotita tiene 3-4 mm como tamaño más frecuente. La moscovita normalmente se encuentra en placas xenomorfas de 7-10 mm, que suelen formar orlas sobre la biotita; otras veces aparece como pequeñas secciones romboidales.

Los enclaves son principalmente surmicáceos-biotíticos, de tamaño pequeño y rara vez se encuentran enclaves del encajante.

Los diques que presenta son de aplitas, pegmatitas y cuarzo. Los diques más importantes y abundantes son los de cuarzo en la mitad norte del macizo, dando lugar a la zona minera de Barruecopardo, estos diques de cuarzo tienen una dirección muy constante N10°E/70-80°E y una potencia de 5-15 cm como más frecuente. En estos filones se encuentra la mineralización de sulfuros y Wolframio.

El granito que se encuentra en el interior de la mina de Barruecopardo presenta características diferentes al descrito anteriormente. Se trata de un granito de grano medio, (2-4 mm), de dos micas, con textura equigranular y con algunos fenocristales de feldespato potásico (2-3 cm) y moscovitas de hábito euhedral a anhedral. Contiene sulfuros diseminados. En el interior de la mina se puede apreciar un gran enclave de materiales metamórficos.

Desde el punto de vista petrográfico este granito presenta una textura holocristalina, inequigranular de grano medio, con orientación deformativa.

Los minerales principales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios se observan, opacos, apatito, circón, rutilo granular y sillimanita incluida en la moscovita. Los constituyentes de carácter secundario son, clorita, rutilo sagenítico, feldespato potásico, sericita y moscovita.

El cuarzo se presenta en agregados de forma globosa o alargados, compuestos de varios cristales de cuarzo con los bordes suturados y fuerte extinción ondulante. A veces entre los límites de los cristales se puede observar una reducción del tamaño de grano, presentando claros signos de deformación. Como inclusiones tiene circón, apatito, moscovita, biotita, feldespato potásico y opacos.

Se pueden diferenciar otros tipos de cuarzo tardío:

- a) Cuarzo que está asociado a la moscovita. Este cuarzo se encuentra como intercrecimientos en los bordes de los cristales de moscovita, dando lugar al desarrollo de texturas simplectíticas.
- b) Cuarzo mirmequítico muy escaso, debido a que dicha textura está poco desarrollada.

El feldespato potásico es microclina, presentándose en cristales individuales o en agregados de hábito anhedral a subhedral, a veces con carácter intersticial. Es muy poco o nada perfitico.

Como inclusiones tiene plagioclasa, apatito, moscovita, biotita y cuarzo.

Es frecuente observar como el feldespato potásico sustituye a las plagioclasas de forma parcial o total. Cuando la sustitución es total, el cristal de feldespato potásico presenta una textura en parches muy característica, quedando en su interior restos de plagioclasa con formas

redondeadas y en continuidad óptica con el mineral que las contiene. Esta sustitución se realiza preferentemente a favor de los planos de macla de la albita (001), presentando el feldespato potásico formas irregulares en el interior de los cristales de plagioclasa o bien en los bordes de los cristales.

Se puede observar un segundo tipo de feldespato potásico de carácter secundario, desarrollado a partir de la cloritización de la biotita.

La plagioclasa se presenta en cristales aislados o en agrupaciones de 2-3 individuos de hábito anhedral a subhedral. Presenta la macla de la albita y albíta-Carlsbad. El contenido en anortita es de 0-10%. Como inclusiones tiene cuarzo, biotita, moscovita, apatito y rutilo granular.

Presenta procesos de sericitización y moscovitización que varían en intensidad de unos cristales a otros. La moscovitización tiende a realizarse a favor de los planos de exfoliación y sobre los planos de macla de la albita.

Se suelen observar microfenocristales de plagioclasa de 5-6 mm, de hábito subidiomorfo dando un cierto carácter porfídico a las muestras.

En general, las plagioclasas presentan procesos de sustitución por feldespato potásico según se ha descrito previamente.

En todas las muestras se observa una fuerte deformación, que en las plagioclasas está marcada por una extinción ondulante y por tener las líneas de macla deformadas.

La biotita se encuentra generalmente como cristales aislados o como agregados de 2-4 individuos, de hábito anhedral y con un pleocroismo que varía de marrón rojizo a amarillo claro. Presenta inclusiones de opacos, circón y apatitos. Casi todas las biotitas presentan halos pleocróicos producidos por circones o por otros minerales radiactivos no identificables. Se encuentra en general en menor proporción que la moscovita.

Presenta claros signos de deformación, como extinción ondulante, y formas flexionadas que a veces tienden a formar incipientes peces de mica, marcando una ligera orientación.

El proceso de cloritización en las biotitas es poco importante, aunque puede variar en intensidad, dando como subproductos rutilo sagénico y feldespato potásico. Este último se presenta con forma de husos alargados y dispuesto entre los planos (001) de las micas. Otro proceso que se puede observar es la moscovitización, mediante el cual se produce una sustitución parcial o total de la biotita, estando ambas micas en continuidad óptica.

La moscovita en casi toda su totalidad es de origen secundario, con un carácter blástico-tardío, encontrándose en una proporción igual o mayor que la biotita. Se presenta en cristales de tamaño muy variable, de hábito anhedral a subhedral, observándose ocasionalmente secciones romboidales. Es frecuente encontrar a la moscovita asociada a otros minerales. En función de este aspecto se pueden diferenciar varios tipos:

- a) Moscovita de pequeño tamaño asociada a los feldespatos, y principalmente a plagioclasa.
- b) Moscovita asociada a biotita creciendo en continuidad cristalográfica con ella. Esta moscovita conserva en su interior pequeños restos de biotita, así como el mismo tipo de inclusiones (circón, apatito y opacos).
- c) Moscovita en grandes placas formando intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo, asociada a sillimanita incluida en ella como finos y pequeños prismas.

La moscovita presenta claros signos de deformación al igual que la biotita, con extinción ondulante, flexiones y moscovitas con formas de peces, marcando una posible deformación por cizalla.

Como minerales accesorios más característicos se encuentran, el apatito, que se presenta en pequeños prismas subidiomorfos-idiomorfos o en cristales redondeados o tabulares de mayor tamaño (0,5 mm) y que suele presentarse como inclusión de otros minerales. La sillimanita es muy escasa y siempre está incluida en la moscovita; se presenta en pequeños prismas o en forma de fibrolita.

El granito que aflora en el interior de la mina de Barruecopardo parece ser diferente al granito que hay en superficie y con textura "ala de mosca". Se ha recogido una muestra en el interior de una galería, presentando las siguientes características texturales y mineralógicas.

Se trata de un granito holocristalino, inequigranular de grano medio-grueso, y algo porfídico, cuyos minerales principales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita completamente transformada a clorita. Los accesorios más frecuentes son, opacos, óxidos de Fe, apatito, circón y pequeños restos de sillimanita. Otros minerales observados al microscopio son aquellos de carácter secundario como, clorita (pennina), feldespato potásico, moscovita, rutilo y esfena.

El cuarzo se presenta en agregados de formas irregulares, siendo muy difícil, encontrarlo en cristales individuales. Dentro de los agregados se observan subgranos con formas poligonales, bordes rectos y puntos triples de unión, lo que indica la existencia de importantes procesos de recristalización. La extinción ondulante no está muy marcada.

Como inclusiones presenta moscovita, plagioclasa, clorita, feldespato potásico, circón, apatito y biotita.

El feldespato potásico es microclina, presentándose en cristales individuales o en agregados de 2-3 cristales de hábito anhedral-subhedral, a veces con carácter intersticial. El feldespato potásico presenta a veces macla de microclina y es muy poco peritítico, siendo las perititas del tipo "patch" (SPRY, 1969). Como inclusiones tiene plagioclasa, moscovita, cuarzo, clorita, y apatito.

Algunos cristales de plagioclasa que están en contacto con feldespato potásico, muestran fenómenos de sustitución, que tienden a realizarse a favor de los planos de macla de la albita, pudiendo ser la sustitución parcial o total.

En esta lámina se observa una generación de feldespato potásico de origen secundario, desarrollado a partir de la cloritización de la biotita. Este feldespato se dispone en forma de husos entre los planos (001) de la clorita.

La plagioclasa se presenta en cristales aislados o en agrupaciones de 2-4 cristales de hábito anhedral-subhedral, a veces casi euhedral; tiene un tamaño muy variable. Los cristales más grandes miden entre 5-6 mm, y son los que le confieren un cierto carácter porfídico a la muestra. Presenta las mismas características que la plagioclasa descrita anteriormente para el granito del río Huebra.

La biotita toda ella está transformada a clorita, proceso por el cual se forma rutilo saagenítico, feldespato potásico y esfena. Presenta inclusiones de circones que desarrollan halos metamórficos, pleocróicos que también pueden proceder de otros minerales radiactivos no identificables.

La moscovita se presenta en cristales aislados o en agregados de hábito anhedral, a veces euhedral. Es muy frecuente observar secciones romboidales, las cuales suelen estar incluidas en plagioclasas principalmente, por lo que se puede considerar a esta moscovita como primaria. Todas las demás moscovitas son de origen secundario, procedentes de la alteración de feldespatos, biotita-clorita, y sillimanita.

Algunas moscovitas en sus bordes presentan intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo.

Los minerales accesorios más característicos son: el apatito, con formas redondeadas o en finos prismas aciculares. Los primeros suelen tener inclusiones de circón. Hay circones bipiramidales, que a veces dan la impresión de tener un núcleo redondeado. La sillimanita se encuentra como escasos restos en las moscovitas, presentándose en finos prismas-agujas.

### *Macizo de "Peña del Aguila"*

Este macizo se encuentra en la esquina NO de la Hoja, aflorando en dos sectores, uno al SE de Mieza y el otro al oeste de dicha localidad. En ambos sectores el granito intruye sobre el Macizo de Mieza-Cabeza de Caballo así como sobre las rocas básicas intermedias con las que está en contacto, ya que es frecuente encontrar enclaves de ambos cuerpos en este macizo.

El granito presenta una foliación N110°E/90°, que está afectada por una banda de cizalla senestral de dirección N 130°E/SO. Se puede considerar al granito como sin- a tardifase III, siendo afectado posteriormente por una banda de cizalla sinistral. Se encuentra afectado por fracturas N30°E y N140°E, y a favor de las primeras intruyen diques de cuarzo.

Es un granito de dos micas, heterogranular de grano medio-fino (1-3 mm para el sector SE) a grano medio (2-5 mm, sector oeste); contiene esporádicamente fenocristales de feldespato potásico de 10-15 mm, tabulares. La biotita forma placas de 4-5 mm, alcanzando a veces los 7 mm. La moscovita aparece en placas xenomorfas formando orlas sobre la biotita o en pequeñas secciones romboidales (2-3 mm).

Los diques que presenta son de aplitas, pegmatitas y de cuarzo ("sierros").

Petrográficamente muestra la mismas características que los macizos anteriormente descritos.

### 3.1.8. Conjunto plutónico de Barreras-Saldeana-Picones (15, 16)

Se encuentra situado en el cuadrante SE de la Hoja, continuándose al sur en la Hoja de Lumbrales (475) y al este en la Hoja de Vitigudino (450). La forma del macizo es bastante circular, presentando una extensión de unos 70 Km<sup>2</sup>. Hacia el norte intruye en materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico y hacia el oeste intruye en granitos-leucogranitos de dos micas, "ala de mosca" del Macizo del Río Huebra. Se puede diferenciar dos facies, una porfídica hacia el oeste y otra no porfídica al este, ambas se encuentran separadas por una banda de materiales metamórficos. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974-b) incluye estos granitos dentro de su grupo II, en la facies de grano grueso y medio.

La "facies no porfídica" (Macizo de Picones, 15) consta de un granito de grano grueso, de dos micas, que intruye en materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico, situado en la misma esquina SE de la Hoja. Tiene algunos megaenclaves metamórficos de escala cartográfica (ver mapa geológico). Aflora en grandes bolos de tamaño métrico con formas redondeadas, dando pequeños berrocales que se presentan aislados, siendo la alteración del granito muy fuerte. Se observan orientaciones según E-O a N100°E asociables a etapas tardías de la fase III. En algunos puntos se pueden encontrar pequeñas estructuras S-C de carácter dúctil, con los planos C N100°E que corresponden a cizallas dexas. El granito, en general, tiene pocos enclaves, siendo estos del encajante y biotíticos. Se pueden observar schlieren definidos por un enriquecimiento en biotita así como pequeñas concentraciones de turmalina. Como rocas filonianas asociadas se encuentran pegmatitas y cuarzo ("sierros").

A nivel de muestra de mano, se observa que el cuarzo presenta un tamaño de 4-5 mm, encontrándose cuarzos redondeados de 10-15 mm. El feldespato potásico tiene de 5-7 mm, observándose ocasionalmente fenocristales de 2-3 cm. Las micas se encuentran individualizadas, con biotitas de 2-3 mm que presentan a veces, formas exagonales. La moscovita tiene tamaños muy variables; así se observan grandes placas xenomorfas de 15 mm, que pueden tener incluidos pequeños cristales de biotita; también se pueden observar moscovitas romboidales de 2-3 mm.

A partir de las observaciones microscópicas este granito se caracteriza por presentar una textura holocristalina, heterogranular de grano grueso-muy grueso y algo microporfídica a escala microscópica, cuyos constituyentes principales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. La sericita, moscovita y clorita son los minerales secundarios que se han formado principalmente, a partir de las alteraciones sufridas por los minerales esenciales o principales. Como accesorios se observan opacos, circón, apatito y sillimanita.

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

Tiene inclusiones de opacos, circones, apatitos, moscovitas, plagioclasa y feldespato potásico, aunque en general son muy escasas.

Otros tipos de cuarzos de carácter tardío que se pueden distinguir, son:

- a) Cuarzo simplectítico, desarrollado en los bordes de las moscovitas tardías-blásticas.
- b) Cuarzo mirmequítico, muy escaso, estando poco y mal desarrolladas las mirmequitas.

A veces el cuarzo produce corrosión sobre las plagioclasas.

El feldespato potásico es microclina, se presenta como cristales generalmente aislados en la mesostasis, o a veces como microfenocristales de 7 mm subhedrales, dando un carácter microporfídico al granito.

Tiene maclas de microclina y Carlsbad, y no es pertítico, existiendo otros cristales que no presentan ningún tipo de macla.

Es bastante frecuente observar un feldespato potásico de carácter blástico-tardío y hábito anhedral que se encuentra reemplazando a las plagioclasas. También es frecuente observar fenómenos de pertitización, resultando así texturas de tipo "vein, pertite" y "film pertite".

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

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

Los procesos de alteración que presentan son sericitización y moscovitización, siendo ambos poco importantes.

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

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

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

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

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

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

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

- a) Moscovita asociada a feldespatos (plagioclasa).
- b) Moscovita asociada a biotita, con la cual crece en continuidad óptica.
- c) Moscovita asociada a sillimanita. Esta se encuentra como restos en el interior de la moscovita, en forma de finos y pequeños prismas o bien como fibrolita.

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

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

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

La "facies porfídica" (Macizo de Barreras-Saldeana, 16) consta de un granito de grano grueso-muy grueso, de dos micas. Aflora en grandes bolos redondeados, de tamaño métrico, dando berrocales. Hacia el norte y el este intruye en materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico presentando contactos netos. El contacto norte es concordante con la esquistosidad principal (N 120°E) de los metasedimentos, estando éstos afectados por una cizalla sinistral con dirección N120-130°E. Hacia el oeste intruye en un granito de dos micas "ala de mosca", perteneciente al Macizo del Río Huebra. En el Teso de las Espundias (X=698.200; Y=4.542.500) se encuentran diques de aplitas bandeadas con un bandeo marcado por acumulaciones de biotita. Hacia el sur del macizo (entre Barreras y Saldeana) se encuentra un gran enclave metamórfico formado por corneanas, encontrándose otros de menor tamaño dispersos en todo el macizo (ver mapa geológico).

Al NE del macizo, (en la carretera que une Encinasola de los Comendadores con Villasbuenas y en el camino que une Encinasola de los Comendadores con Barreras) se observan pequeños diques no cartografiados de un granito-leucogranito de dos micas con aspecto de porfido. Son leucogranitos de dos micas, con fenocristales de cuarzo (5-7 mm), feldespato (7-8 mm) y biotita (3-4 mm), que presenta contactos netos con el granito, siendo a veces algo graduales. A veces se observan estas rocas como enclaves en el granito.

Por las características observadas en el campo, se puede considerar al afloramiento como el techo de la cúpula granítica.

En todo el macizo se pueden observar orientaciones muy poco marcadas N120°E a N130°E, verticales, siendo más patentes en el borde norte. Se puede considerar a este macizo como tardifase III.

Las características más destacables a nivel de muestra de mano son, el tamaño de grano grueso-muy grueso, que hacia los bordes del macizo disminuye, pasando a ser grueso-medio, con un paso muy gradual en todo el macizo, siendo imposible poner un límite entre ambas facies.

El cuarzo presenta un tamaño de 2-5 mm como más frecuente, observándose cuarzos globosos de 3-4 cm. El feldespato potásico es de 4-7 mm teniendo los fenocristales que definen el porfidismo un tamaño de 3-5 cm. Estos tienen pequeñas inclusiones de cuarzo, biotita y moscovita. La biotita tiene de 3-5 mm como tamaño más frecuente y hacia el centro del macizo pasa a tener 4-7 mm dando al granito una textura "ala de mosca". La moscovita tiene de 3-5 mm de tamaño, encontrándose grandes placas de 10-12 mm; tiene pequeñas inclusiones de cuarzo y biotita. También se pueden observar moscovitas romboidales de 3-4 mm.

Es frecuente encontrar concentraciones de turmalina, con un tamaño siempre menor de 10 mm.

Los enclaves son principalmente del encajante metamórfico, estando dichos enclaves corneanizados. También se pueden observar pequeños enclaves biotíticos-surmicáceos.

El macizo presenta una fuerte fracturación, siendo las fracturas más importantes las que tienen direcciones N20°E. Algunas de estas fracturas se encuentran mineralizadas por sulfuros (pirita, arsenopirita). Hay otras fracturas con direcciones N150°-160°E de menor importancia.

Las manifestaciones filonianas son de cuarzo, pegmatitas y apalitas, que se han emplazado a favor de las fracturas. En algunos de estos diques ha habido pequeñas explotaciones mineras, para el beneficio del cuarzo o del feldespato.

Petrográficamente presenta una textura holocristalina, heterogranular de grano grueso-muy grueso.

Es una facies cuyos constituyentes principales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Entre los accesorios se encuentran, opacos, circón, apatito y óxidos. Los minerales de cristalización tardía o secundarios son, sericita, moscovita, "clorita" y feldespato potásico.

El cuarzo se presenta en cristales de gran tamaño de hábito xenomorfo, con forma globosa, que están formados por subgranos, tiene extinción ondulante. Tiene inclusiones de feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita, apatito (en pequeños prismas finos) y circón. La moscovita suele presentar secciones romboidales.

Otros tipos de cuarzo que se pueden distinguir, de carácter tardío, son:

- a) Cuarzo asociado a la formación de moscovita blástica-tardía, que en los bordes de los cristales de moscovita desarrolla intercrecimientos simplectíticos.
- b) Cuarzo mirmequítico, muy escaso.

El feldespato potásico es microclina, y se presenta en cristales aislados en la mesostasis, o en fenocristales de hábito anhedral-subhedral que dan al granito un carácter porfídico. Suele presentar las maclas de la microclina y microclina-Carlsbad. No presenta pertitas y apenas desarrolla mirmequitas. Sustituye parcial o totalmente a la plagioclasa. Presenta procesos de moscovitización.

Como inclusiones tiene plagioclasa, biotita, moscovita, cuarzo y apatito.

Se puede diferenciar un feldespato potásico secundario, aunque es muy escaso, que procede de la cloritización de la biotita.

La plagioclasa se encuentra como cristales aislados o en agregados de varios individuos, de hábito anhedral-subhedral, formando a veces pequeños fenocristales. El contenido en anortita es de 0-10%, siendo en la mayoría de los casos de composición albitica. Presenta procesos de sericitización y moscovitización de intensidad variable.

Tiene inclusiones de otras plagioclasas, cuarzo, biotita, moscovita y apatito.

A veces se puede observar una albita intergranular, de carácter blástico-tardío, que se encuentra entre cristales de feldespato potásico.

La biotita se encuentra en cristales aislados, a veces en agregados de 2-3 individuos, con un tamaño muy variable, alcanzando en algunas muestras de 5-7 mm, en los que constituye microcristales. Esto suele ocurrir en la parte central del macizo, donde el tamaño de grano es muy grueso y la biotita tiende a definir una textura "ala de mosca". Presenta un pleocroismo que varía de marrón rojizo a amarillo claro.

Como inclusiones tiene opacos, circón (metamítico), apatito, y cuarzo. Todos los cristales de biotita presentan halos pleocróicos producidos por los circones o por otros minerales radioactivos que no se pueden identificar.

La cloritización es muy escasa o nula, y cuando se produce da como subproducto rutilo saagenítico y feldespato potásico secundario.

La moscovita se presenta con hábitos anhedrales-subhedrales, a veces en formas romboidales como inclusión en cristales de cuarzo.

Se pueden distinguir los siguientes tipos de moscovita:

- a) Moscovita asociada a feldespatos (potásico y plagioclasa). En la plagioclasa se presenta en finas placas, que normalmente están dispuestas sobre los planos de macla, o en los planos de exfoliación.
- b) Moscovita asociada a biotita, con la que se encuentra en continuidad óptica. Estas moscovitas suelen tener en su interior restos de biotitas, así como el mismo tipo de inclusiones que aquella.

A veces las grandes placas de moscovita desarrollan intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo. Todas las moscovitas presentan un carácter blástico-tardío.

Como inclusiones tiene cuarzo, apatito, circón y feldespato potásico.

El mineral accesorio más característico es el apatito, de hábito subidiomorfos o en secciones redondeadas y con un tamaño muy variable. Los cristales de mayor tamaño tienen inclusiones de pequeños circones.

La deformación que presenta no es muy fuerte, por lo que se puede decir que no está afectado por la zona de cizalla (?) que pasa por la banda de metasedimentos, en la que intruyen estos granitos.

Como se ha descrito anteriormente, en la parte oriental, aparecen enclaves y pequeñas masas con morfología filoniana que tienen aspecto de pórfido, pero que observadas al microscopio pertenecen a un granito de grano medio-fino, de dos micas porfídico con una textura holocristalina, de grano medio-fino, porfídica.

Los minerales principales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios se observan, apatito, circón, opacos, turmalina y óxidos de Fe. Los constituyentes de carácter secundario son, sericita, moscovita, clorita y rutilo saagenítico.

El carácter porfídico viene marcado por microfenocristales de feldespato potásico que al microscopio tienen tamaños de 3-6 mm, siendo la matriz de grano medio-fino a fino.

El cuarzo de la mesostasis presenta un hábito de anhedral a subhedral, observándose también formas euhedrales. Presenta una extinción ondulante muy ligera que cuando se hace más intensa tiende a definir subgranos incipientes. Los fenocristales están formados por un conjunto de subgranos, con extinción ondulante; algunos de ellos parece que tienen golfos de corrosión poco desarrollados. Como inclusiones tienen feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, finos prismas de apatito, y circón.

El feldespato potásico se presenta con hábito anhedral a subhedral en la mesostasis y como fenocristales. Ambos presentan la macla de la microclina y los fenocristales la de la microclina-Carlsbad. Es poco o nada pertítico, y las pocas pertitas son del tipo "vein pertite". Se observan procesos de sustitución de plagioclasa por feldespato potásico, parcial o totalmente, sobre todo en los fenocristales de plagioclasa.

Como inclusiones tiene plagioclasa, biotita, moscovita, y apatito.

La plagioclasa se encuentra en la mesostasis y como fenocristales. Tiene la macla de la albita, y su hábito es anhedral-subhedral. Presenta procesos de sericitización y moscovitización, sobre todo en los fenocristales.

Como inclusiones tiene a otras plagioclasas, cuarzo, moscovita, biotita, y apatito.

La biotita se presenta en cristales aislados y forma individuos que pueden alcanzar los 6 mm. En una de las muestras (AD-9087), está marcando una foliación, encontrándose los feldespatos y el cuarzo con formas poligonales, bordes rectos y puntos triples de unión. Por lo general, casi todos los cristales de biotita presentan halos pleocróicos producidos por los circones o por otros minerales radioactivos no identificables. Como inclusiones tiene circón, apatito y opacos.

Es frecuente observar procesos de moscovitización de la biotita, estando ambos minerales en continuidad óptica.

La moscovita se presenta en hábitos anhedrales-subhedrales, dentro de la mesostasis o como cristales de carácter blástico-tardío. Aparece en la mesostasis como cristales aislados o como agregados de varios individuos. Se observan finas placas de moscovita en las plagioclasas, dispuestas según los planos de exfoliación o los planos de macla de la albita. Otro tipo de moscovita procede de la biotita, quedando pequeños restos de ésta en la moscovita, así como el mismo tipo de inclusiones.

Como mineral accesorio más frecuente se encuentra el apatito, presentándose en prismas alargados y pequeños y en cristales de hábito anhedral-subhedral de mayor tamaño (0,5-1 mm) que suelen tener inclusiones de pequeños circones.

### 3.1.9. Macizo de Saucelle (17)

El Macizo de Saucelle se sitúa al SO de la Hoja, continuándose hacia el O en Portugal y hacia el SE en la Hoja de Lumbrales (474/475). Encaja en materiales del Complejo Esquistograuváquico y en su parte NE intruye a la cuarcita ordovícica. Su parte más oriental presenta contactos retocados por fallas, a favor de las cuales se han inyectado diques de cuarzo ("sierros"). El granito aflora muy bien debido a los profundos valles por los que corren los ríos Duero, Huebra y Camaces, y en el resto de la zona aflora dando berrocales. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974 b) incluye este granito dentro del grupo II, en la facies rica en moscovita, de grano medio y fino.

El macizo está formado por un granito leucocrático de dos micas, y con textura equigranular-homogénea de grano medio. A escala de afloramiento no presenta ningún tipo de deformación, cortando en la parte sur a la zona de cizalla sinistral de dirección E-O que se observa en el límite entre las Hojas de Vilvestre y Lumbrales.

A nivel de muestra de mano el cuarzo presenta un tamaño de 2-3 mm como más frecuente, observándose cristales de cuarzo globosos de 3-4 mm. El feldespato se presenta en cristales mal definidos de 7-12 mm; muy ocasionalmente se pueden observar fenocristales de feldespato de 3-4 cm. La biotita tiene hábito anhedral-subhedral y tamaño de 2-4 mm, es muy frecuente observar como las biotitas están rodeadas por placas de moscovita, que pueden llegar a medir hasta 5-6 mm, de hábito anhedral, siendo muy raro encontrar secciones romboidales.

Este granito tiene pocos enclaves, con tamaños más comunes de 3-5 cm, aunque en los contactos pueden observarse enclaves del encajante 20-25 cm. Los enclaves son biotíticos y del encajante, estos últimos corneanizados.

El granito está bastante roto, con fracturas de dirección NE, presentando otras de menor importancia y un diaclasado según N10°E y N170°E, con diaclasas frecuentemente turmalinizadas. Otra dirección frecuente es N65°-70°E. A favor de las fracturas se inyectan diques de cuarzo ("sierros") con direcciones muy norteadas, o diques de pegmatitas, apaitas, y aplopegmatitas.

Texturalmente es un granito holocristalino, heterogranular de grano medio a grueso con una asociación mineralógica principal constituida por, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios se pueden observar, circón (metamítico), apatito, opacos, rutilo sajenítico, turmalina y allanita, y como secundarios, clorita, rutilo sajenítico y granular, feldespato potásico, moscovita, y sericita.

El cuarzo se encuentra en agregados de cristales anhedrales, presenta señales de deformación como extinción ondulante con tendencia a formar subgranos y presentar poligonización. Suele tener inclusiones de pequeñas moscovitas y plagioclasas.

El feldespato potásico es microclina, presentando dicha macla y de hábito anhedral. A veces se encuentra sustituyendo de forma parcial a la plagioclasa. Suelen verse pertitas del tipo "patch" de SPRY (1969).

Es muy rico en inclusiones de tamaño pequeño, las cuales son de cuarzo y moscovita principalmente; también tiene pequeñas inclusiones de biotita, apatito y plagioclasa.

La plagioclasa, de hábito xenomorfo a subidiomorfo, presenta unos contenidos de anortita de 0-5%, siendo albita en general. Presenta la macla de la albita y más raramente de la albita-Carlsbad. Hay zonas donde suele estar corroída en los bordes por el cuarzo. El feldespato potásico suele tender a sustituirla, encontrándose, por lo general, en el interior de las plagioclasas parches de feldespato potásico de formas irregulares. Los fenómenos de alteración, sericitización y moscovitización, son poco importantes. Como inclusiones contiene cuarzo, moscovita, feldespato potásico, y apatito.

Algunas plagioclasas muestran signos de deformación, con flexiones de las maclas y extinción ondulante.

La biotita se encuentra en cristales aislados, o más raramente en agregados de dos o tres cristales. Presenta hábito anhedral a subhedral y con un pleocroísmo que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng,Nm) a amarillo claro (Np).

Tiene inclusiones de apatito, opacos y circón. Las biotitas, a veces, son muy ricas en halos pleocróicos producidos por circón u otros minerales radiactivos no identificados.

La alteración que presenta la biotita es variable. El proceso más importante es la sustitución-reemplazamiento por moscovita, con un crecimiento de ambos minerales en continuidad cristalográfica. El otro proceso de alteración que sufre la biotita es la cloritización, que puede ser parcial o total; los productos de alteración junto con la clorita son rutilo sagenítico, ilmenita, rutilo granular, feldespato potásico y más raramente esfena; casi todos ellos tienden a disponerse entre los planos de exfoliación.

La moscovita se encuentra en un porcentaje igual o mayor que la biotita, con un tamaño de los cristales muy variable, dependiendo del tipo. Presenta un hábito anhedral a subhedral. Se pueden diferenciar dos tipos de moscovita:

a) Moscovita asociada a biotita. Crece en continuidad óptica englobando el mismo tipo de inclusiones que la biotita (opacos, apatito); este tipo de moscovita suele presentarse en grandes cristales, mayores que las de biotita, y por lo general suelen quedar restos de biotita en el interior o en los bordes.

b) Moscovita asociada a feldespato potásico y plagioclasa. Se encuentra en pequeños cristales dentro de los feldespatos, o en cristales de mayor tamaño y suele tener inclusiones de cuarzo.

Ambos tipos de moscovita presentan signos de deformación, poco intensa, con extinción ondulante o con las líneas de exfoliación deformadas (kinks).

Por lo que respecta a los minerales accesorios, el más característico es el apatito, que se encuentra incluido en casi todos los constituyentes de la roca. Se pueden diferenciar dos familias, una de hábito prismático, exagonal, acicular y otra en que los apatitos son de mayor tamaño, presentan formas redondeadas y suelen ser bastante ricos en inclusiones de circón. El circón está incluido en buena parte de los constituyentes principales de la roca y muestra hábitos bipiramidales. Cuando está incluido en la biotita tiene un tamaño menor, forma redondeada y genera halos pleocróicos.

### 3.1.10. **Macizo de Barruecopardo (18)**

Se encuentra en el centro de la Hoja. El granito aflora en lajas a ras de suelo o en bolos redondeados, dando pequeños berrocales. Presenta carácter intrusivo sobre todos los materiales que le rodean, ya sean metasedimentos u otros macizos graníticos (Macizo de Mieza, Milano, Río Huebra y granito de dos micas inhomogéneo). En el Macizo de Mieza es

frecuente observar diques de este granito que cortan a la foliación. A su vez dentro del macizo se pueden observar enclaves del granito de Mieza, que se encuentran rotados. El Macizo de Barruecopardo no presenta ningún tipo de orientación o foliación mineral. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974 b) incluye a este granito en el grupo II, dentro de la facies de grano grueso y medio.

El macizo está constituido por un granito-leucogranito de dos micas, de grano medio a medio-grueso, no porfídico. Tiene textura equigranular, con el cuarzo de 2-4 mm. El feldespato se encuentra en la matriz, u ocasionalmente formando fenocristales de 10-20 mm. La biotita tiene tamaños de 2-4 mm al igual que la moscovita, y esta última presenta secciones romboidales (2-3 mm) o forma grandes placas xenomorfas que suelen formar orlas o estar intercrecidas con la biotita.

Los enclaves que presenta pueden ser del encajante, biotíticos, de rocas intermedias (existentes sólo en la parte norte en donde está en contacto con ellas) y del granito porfídico de Mieza, siendo frecuente encontrar estos enclaves que pueden alcanzar un tamaño considerable en la mitad norte del macizo.

Los diques que se encuentran son de aplita, pegmatita y de cuarzo ("sierros"). Estos últimos son los más importantes, se emplazan a favor de fracturas con dirección NE y determinan resaltes topográficos, como por ejemplo el "sierro" que aflora al oeste del macizo, en los resaltes de Entramboslomos, Homomula y Peñahorcada.

Los fracturas que presenta el granito, tienen direcciones más comunes de NE, N70°E a E-O, encontrándose otras de menor importancia según N125°E, a favor de las que se producen turmalinizaciones.

Petrográficamente este granito presenta una textura holocristalina, inequigranular de grano medio, algo porfídica. Los principales constituyentes mineralógicos son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita), biotita y moscovita. Como accesorios más frecuentes se encuentran, opacos, circón, apatito, cordierita, sillimanita (agujas y fibrolita), epidota y clinzoisita. Por último, los minerales secundarios o de cristalización tardía son, sericita, moscovita, clorita, rutilo (granular, sagenítico), moscovitas, fibrolita, y feldespato potásico.

El cuarzo se presenta en cristales individuales o en agregados de hábito xenomorfo. Cuando lo hace en agregados, suele presentar formas globosas, siendo los cristales anhedrales. Tiene extinción ondulante y a veces fenómenos de poligonización, dando lugar a la formación de subgranos, lo que indica la existencia de una deformación y recristalización.

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

Otros tipos de cuarzo que se pueden diferenciar son:

- a) Cuarzo asociado a moscovitas histerógenas-tardías, que suele formar crecimientos simplectíticos en los bordes de aquellas.

- b) Cuarzo de mirmequitas, desarrolladas en los cristales de plagioclasa que están en contacto con feldespatos potásicos (cuarzo vermicular).
- c) Cuarzo goticular, de forma redondeada incluido en el feldespato potásico.
- d) Cuarzo intergranular.

El feldespato potásico se presenta como cristales o agregados policristalinos de hábito anhedral y muy raramente como fenocristales subhedrales de aproximadamente 10-15 mm; a veces presenta carácter intersticial. Está maclado según la ley de Carlsbad y de la microclina, y presentan texturas perfiticas del tipo "film", "vein" y "patch".

El feldespato potásico presenta inclusiones de cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa, apatito, y circón. Las plagioclasas incluidas a veces son idiomorfas y con el núcleo alterado.

Los escasos fenocristales de feldespato potásico, de 10-15 mm, presentan con gran frecuencia texturas perfiticas.

En estas rocas es poco frecuente el reemplazamiento de la plagioclasa por feldespato potásico. En cambio se suelen observar bordes de corrosión entre ambos minerales.

Otro tipo de feldespato potásico, de origen secundario, que es muy escaso, es el que procede de la cloritización de la biotita.

La plagioclasa se encuentra como cristales aislados o en agregados de 2-3 cristales, de hábito anhedral, o a veces subhedral. Presenta la macla de la albita, y tiene un contenido en anortita de 0-10%, siendo normalmente albita. También se pueden observar contenidos de  $An_{10-15}$ .

Presenta alteración a sericita y moscovita. Tiene inclusiones de cuarzo, moscovita, biotita y apatito.

A veces, entre los cristales de feldespato potásico se desarrolla una albita intergranular. Hay también plagioclasas de hábito subidiomorfo que están como inclusiones en el feldespato potásico y que suelen tener el núcleo sericitizado.

Por último, se puede diferenciar una albita tardía, relacionada con los procesos de perfitización.

En algunos cristales de plagioclasa se han observado pequeños cristales de epidota y clinozoisita.

La biotita se encuentra generalmente en cristales aislados, más raramente en agregados de 2-4 individuos, de hábito anhedral, a veces subhedral, presentando un fuerte pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Presenta inclusiones de opacos, circón, y apatitos. Es muy frecuente observar halos pleocróicos en las biotitas, producidos por los circones o por otros minerales radiactivos no identificados.

El proceso de cloritización en las biotitas es poco importante, aunque varía en intensidad, encontrándose como subproductos rutilo saigenítico y feldespato potásico secundario. Otro proceso de alteración que sufre la biotita es la moscovitización, mediante el cual se produce una sustitución parcial, o total de la biotita. La moscovita crece en continuidad óptica, observándose restos de biotita, así como de sus inclusiones.

La moscovita se encuentra en una proporción igual o menor, que la de la biotita. Tiene un tamaño muy variable, aunque se encuentran grandes cristales de moscovita. Presenta un hábito anhedral o subhedral.

Se pueden diferenciar varios tipos de moscovita, según los minerales a los que esté asociada, siendo toda ella de carácter tardío:

- a) Moscovita asociada a feldespato (potásico y plagioclasas).
- b) Moscovita asociada a biotita.
- c) Moscovita asociada a sillimanita. Estas moscovitas presentan pequeños restos de sillimanita en forma de pequeños prismas finos.

Estas moscovitas por lo general suelen desarrollar en los bordes crecimientos simplectíticos con el cuarzo. Como inclusiones presenta cuarzo, apatito, circón, sillimanita, y opacos.

Como minerales accesorios más característicos se encuentran, la cordierita, que se presenta en cristales de hábito subhedral o anhedral que están parcial o totalmente alterados a sericita. Sillimanita, que siempre se encuentra dentro de la moscovita, ya sea en pequeños prismas o como fibrolita. El apatito que se presenta en pequeños cristales aciculares o bien en cristales de mayor tamaño de forma redondeada y con inclusiones de circones. El circón se presenta como inclusiones de todos los minerales, y en la biotita siempre produce halos pleocróicos.

En dos muestras, se han observado dentro de las plagioclasas pequeños cristales de epidota y clinozoisita.

Además de los enclaves anteriormente mencionados, se han encontrado en este macizo, enclaves de un granito de dos micas, porfídico, con mesostasis de grano medio-grueso asimilables al granito de Aldeadávila de la Ribera.

Tanto a escala de afloramiento como microscópica, en estos enclaves pueden distinguirse texturas deformativas, producidas por la cizalla dúctil que afectó al macizo al que pertenecen. Estas texturas quedan definidas por una reducción del tamaño de grano, cuarzoes alargados-sigmoidales, fenocristales de feldespato potásico rotados, con sombras de presión, y micas orientadas rodeando al feldespato potásico que marcan una determinada foliación.

La textura general, es holocristalina, heterogranular de grano medio a grueso, porfídica y deformativa orientada. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa

sa, biotita y moscovita. Dentro de los minerales accesorios encontramos opacos, apatito, circon, y turmalina. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios se observan, clorita, feldespato potásico, rutilo sagenítico, esfena, sericita, moscovita y fluorita.

## 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:

- a) Están formados por cuarzo lechoso. GONZALO y LÓPEZ PLAZA (1983) indican que algunos de estos diques están mineralizados con sulfuros como piritita y arsenopiritita principalmente.
- b) Presentan una dirección muy constante hacia el NE, intruyendo a favor de fracturas, de edad tardihercínica (PARGA, 1969).
- c) Presentan una longitud variable, desde varios kilómetros hasta unos cientos de metros, presentando recorridos con formas sigmoidales.

Dentro de esta Hoja los principales diques se encuentran al S de la localidad de Cerezal de Peñahorcada, dando tres importantes elevaciones que se pueden observar desde gran parte de la Hoja y son Entramboslomos (752 m), Homomula (793 m) y Peñahorcada (837 m), al N de Mieza, Castillo (720 m); al O de La Zarza de Pumareda, Navazos (756 m) y al E de esta última localidad, dando el resalte topográfico de Cabeza Rasa (750 m). Otros diques de menor importancia se encuentran a lo largo de las fracturas al NE.

### 3.2.2. Filones pegmatíticos de La Fregeneda (2)

En la esquina SO de la Hoja aparece una densa red filoniana encajada en las rocas metasedimentarias de bajo grado que afloran en esta zona.

Debido a su interés minero y espectacularidad geológica estas rocas han sido intensamente estudiadas en los últimos años (GONZALO, 1980; LÓPEZ PLAZA *et al.*, 1982; GARCÍA SÁNCHEZ *et al.*, 1985 y FRANCO, 1987).

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

Estos filones están compuestos por pegmatitas graníticas simples (LÓPEZ PLAZA *et al.*, 1982) compuestas por cuarzo, feldespato alcalino 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 pegmatítico 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 D<sub>3</sub> hercínicas y nunca se encuentran deformados.

### 3.2.3. Leucogranitos moscovíticos, microgranitos y granitos aplíticos (3)

Resultan, tanto en número como en expresión volumétrica, los diques más abundantes. Afloran en la zona oriental de la Hoja, en los alrededores de Fuentes de Masueco al norte, y entre Villasbuenas y Encinasola de los Comendadores más hacia el sur.

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 Pegmatóide" (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 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.

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 metasedimentos encajantes ( $S_2$ ). Aunque también se han encontrado diques orientados según los planos estructurales de  $F_3$ , 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 granate (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 de plutonismo granítico.

En ella, el metamorfismo se caracteriza por una distribución de las isogradas en bandas o cinturones claramente relacionados con megaestructuras en domos y cubetas elongadas y con el plutonismo granítico. La disposición de las isogradas indica además que las estructuras dómicas vienen a coincidir con domos térmicos (GIL IBARGUCHI y MARTÍNEZ, 1982; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ y ROLET, 1988; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ *et al.*, 1988).

El área enmarcada por los límites de la Hoja de Vilvestre, 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 isogradas que indican un solapamiento entre eventos metamórficos distintos.

Las isogradas de granate, estauroлита y, en ocasiones, distena, son las más antiguas y están relacionadas con un primer evento progrado, en la blastesis hercínica, de tipo barrowiense o M1. Estas isogradas son cortadas por las de cordierita, andalucita y sillimanita, más recientes y estrechamente relacionadas con la intrusión de granitoides sincinemáticos, que caracterizan un evento metamórfico de bajas presiones o M2. El proceso de intrusión continua y la superposición de isogradas fue descrito y denominado "plutonometamorfismo" por OENING SOEN (1970), en el N de Portugal.

En las zonas en las que el M1 no se presenta sobreimpuesto por el M2, es decir, lejos de las afectadas por el plutonometamorfismo, este evento regional Barrowiense sólo ha llegado a desarrollar asociaciones de la parte de presiones intermedias de la facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas.

Sin embargo, estudios realizados en gneises (casi) granulíticos de áreas migmatíticas, en el núcleo de los domos térmicos, establecen un seguimiento dentro de la evolución PTt para estos sectores, próximo a una descompresión isoterma, para el intervalo M1-M2 (GIL IBARGUCHI y MARTÍNEZ, 1982; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ *et al.*, 1988). Las condiciones estimadas en núcleos de granate zonados son de 7 Kb y 750°C (aproximadamente), y los de bordes reabsorbido durante la descompresión, de entre 690-770° C y 5-6,6 Kb, en la misma roca.

La edad del M1 es incierta, aunque posterior a la de los últimos sedimentos preorogénicos metamorfizados (Devónico Medio). En general, se acepta una edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior para el M1 (MARTÍNEZ FERNÁNDEZ *et al.*, 1988).

El evento M2, de BP/AT, alcanza en zonas la parte superior de la facies de las anfibolitas y lleva asociada anatexia parcial en los domos térmicos con una extensión areal limitada. Dicho evento, puede relacionarse temporalmente con la mayor profusión, en número y volumen, de intrusiones graníticas sincinemáticas, la cual ha tenido lugar entre 330 y 315 Ma (PINTO, 1983) y le asigna por lo tanto una edad Namuro-Westfaliense.

Las condiciones durante el M2 han sido localmente estimadas en 660-680°C y 3,0-4,5 Kb por GIL IBARGUCHI y MARTÍNEZ (1982), en base al reemplazamiento de estaurolita por andalucita en aureola de contacto térmico.

La intrusión de parte de los granitos tardicinemáticos post-M2 es oblicua tanto con las isogradas del M1 como con las del M2 y lleva asociada el desarrollo de estrechas aureolas de contacto, también sobre granitoides sincinemáticos, a previsiones aproximadas de 2,5 Kb y menores, indicando condiciones corticales ya muy superficiales.

Una última etapa de metamorfismo M3, coincide con la descompresión y enfriamiento iniciado al final del M2 y lleva asociada una variable retrogradación a la parte de menor presión de la facies de esquistos verdes.

Recientemente y a escala geológica mayor, dos unidades tectónicas han sido regionalmente definidas (ESCUDER *et al.*, 1994 a y b; ESCUDER, 1995) en base a su contenido litológico, su posición estructural y por su esencialmente distinta evolución tectonotermal. Estas dos unidades principales están separadas por una zona de "décollement" dúctil, relacionable a una zona de cizalla de bajo ángulo extensional, y "detachments" dúctil-frágiles subparalelas sobreimpuestas. El conjunto litológico metasedimentario aflorante en la franja de Vilvestre pertenece a los niveles estructuralmente medios y altos de la Unidad Superior en su mayor parte; sólo el subdomo anatético de Fuentes de Masueco, en el ángulo NE de la Hoja, se relaciona a los niveles basales.

### 3.3.2. Descripción de los materiales

Las relaciones entre porfiroblastos y matriz en la secuencia metamórfica estudiada implican una relativamente compleja historia tectonometamórfica. Se superponen varias etapas de blastesis y recristalizaciones relacionables a múltiples fases de deformación y crecimiento de porfiroblastos durante un episodio progresivo o único ciclo metamórfico simple que tuvo lugar en relación a la orogenia hercínica. En una primera aproximación, el análisis microestructural indica la siguiente secuencia de eventos:

- (1) Una primera fase de formación de foliación ( $S_1$ ) 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 gneásicas cuarzofeldespáticas.
- (2) Una etapa intercinemática en condiciones de estabilidad de la biotita o mayor, con desarrollo importante de porfiroblastos y poiquiloblastos (interfase  $F_1$ - $F_2$ ).

- (3) Una fase principal de desarrollo de una nueva foliación ( $S_2$ ) localizada en sectores concretos. Esta nueva fábrica es el resultado de la mayor o menor transposición de una esquistosidad previa ( $S_1$ ) 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 tardía esencialmente post- $S_2$ , 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 ( $F_3$ ), con formación de pliegues  $D_3$  y esquistosidad de crenulación ( $S_3$ ) 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 ( $F_4$ ), con generación de pliegues  $D_4$  y esquistosidad de crenulación  $S_4$  durante y después del metamorfismo retrógrado.

Dichos eventos presentan un diferente desarrollo e intensidad en los dos sectores distinguidos en el ámbito de la Hoja VSPI y FMA (Vilvestre-Saucelle-Puente Internacional y Fuentes de Masueco-Aldeadávila) a la vez que los caracterizan, por lo que su descripción tendrá lugar de forma independiente.

### 3.3.2.1. *Metasedimentos del sector Vilvestre-Saucelle-Puente Internacional*

Se trata de una secuencia muy potente de metasedimentos precámbrico-ordovícicos en la que son distinguibles varios tramos litológicos característicos y alguna superficie de discontinuidad. Dicha secuencia ha sido deformada y metamorfozada en condiciones de la facies de los esquistos verdes, aunque en algunos sectores se alcanza la de las anfibolitas de presiones intermedias y bajas, e intruidas por granitos de varias edades que presentan diferentes relaciones de contacto con respecto al encajante.

Desde un punto de vista cronoestratigráfico en la secuencia metasedimentaria son distinguibles dos conjuntos litológicos. El primero está constituido por una muy potente y monótona serie de metasedimentos pelítico-psamíticos y metasiltitas (pizarras, filitas, cuarzo-filitas y esquistos cuarcíticos), en la que se intercalan delgados niveles de rocas calcosilicatadas y hacia techo metaareniscas y cuarcitas, la cual forma parte del denominado Complejo Esquisto-Grauváquico. Este conjunto se agrupa con el denominado Grupo de Douro (ver

Estratigrafía) de edad Cámbrica, probablemente Cámbrico medio-superior a quizá parte del Ordovícico inferior, al correlacionarlo con otras series aflorantes en otros puntos de la Rama Mediterránea Hercínica.

Los metasedimentos del primer conjunto aparecen regionalmente superpuestos de forma discordante por el segundo conjunto litológico de edad Ordovícico-Silúrica. En el ámbito próximo del Sinclinal de Vila Real-Moncorvo este conjunto ha sido subdividido en varias formaciones, de las cuales sólo aparecen representadas en la Hoja (en la cubeta de Saucelle como prolongación suroriental de dicho sinclinal) los términos basales de pizarras, cuarcitas y microconglomerados atribuibles al Tremadoc.

En el campo el grado metamórfico de los metasedimentos decrece muy rápidamente conforme nos alejamos de la periferia de los macizos granitos. En todo el sector VSPI la asociación mica blanca-biotita-clorita presenta un desarrollo general, aunque una zona de la clorita debe estar representada en parte de los materiales que forman los sinformes ordovícicos y en términos estructuralmente altos del sector situado entre el Muelle de Vegaterrón y la explotación Minera del Duero. Una isograda de la andalucita puede trazarse en base a su primera aparición en algunas áreas. Su trazado oblicuo a las estructuras cartográficas de  $F_1$  da cuenta de su estructuración en momentos posteriores a las principales estructuras de este sector, coincidiendo con el mayor grado de metamorfismo alcanzado (pico térmico), con la intrusión de ciertos granitos sincinemáticos y con una intensa fase de recristalización estática.

Aunque en este dominio no hay evidencias de un desarrollo de fundidos anatéticos "in situ", en un sector situado al SO de Vilvestre intruyen concordantemente, a modo de un retículo de diques y "sills", un conjunto de rocas leucocráticas y pegmatíticas que en detalle cortan localmente la foliación de los esquistos. Estas rocas deben representar masas discretas de fundidos sinmetamórficos derivados desde niveles más profundos de la secuencia metamórfica.

### *FASE $S_1$*

La esquistosidad principal que se observa a la microescala en gran parte de los materiales de este sector es la  $S_1$ , siendo la biotita el mineral índice de mayor grado que la define. Aunque la estratificación y otras estructuras sedimentarias son aún reconocibles como niveles más o menos cuarzosos y bandeados composicionales heredados sedimentarios, ésta es progresivamente traspuesta por el microplegamiento y aplastamiento asociado al desarrollo de pliegues  $D_1$  a todas las escalas y  $S_1$  de plano axial. En las rocas de este sector en las que la foliación dominante es la  $S_2$ , la  $S_1$  se conserva como trayectorias de inclusiones en el interior de porfiroblastos y como pliegues intrafoliares en microlitones rodeados e individualizados por la  $S_2$ .

En metapelitas de las zonas de clorita y biotita, la  $S_1$  es un "slaty cleavage" definido por la orientación dimensional preferente de filosilicatos de grano muy fino (y difícil identificación) de mica blanca, clorita, stilpnomelana y biotita. Completan la asociación mineral de estas rocas el cuarzo, la albita y minoritariamente la calcita, con ilmenita, magnetita, hematites, pirita, turmalina, zircón, apatito, feldespato potásico, material carbonoso y opacos como accesorios.

En las rocas metaareniscosas, la naturaleza detrítica de gran parte de los granos del esqueleto (cuarzo principalmente) es aún evidente, pero la matriz ha recristalizado dinámicamente en un agregado micáceo de grano muy fino orientado paralelamente a las láminas de  $S_1$ , a lepidoblastos de clorita y a cuarzo. Los granos detríticos de cuarzo y minoritariamente plagioclasa sufren disolución por presión en los contactos con las láminas de esquistosidad, desarrollándose en los márgenes abrigados del grano recrecimientos por precipitación del material transferido por difusión y blastesis de micas, dando lugar a nuevas fábricas por cambios en los granos a formas alineadas y simétricas y orientación lepidoblástica. El tipo de esquistosidad resultante es un "rough cleavage" de grano fino, o una esquistosidad en dominios, en la que las láminas de esquistosidad rodean e individualizan anastomosadamente granos elongados, localizan la acumulación del material insoluble (opacos) y la formación en ellos de lepidoblastos nuevos.

La mica blanca en la zona de la clorita es incolora o débilmente verdosa de composición probablemente fengítica y tamaño muy fino. En la zona de la biotita, la mica blanca debe ser una moscovita fengítica con un cierto porcentaje celadonítico y pequeñas cantidades de solución sólida del componente paragonítico.

La definición cartográfica precisa de la *isograda de la biotita* se ve dificultada por el fino tamaño de las micas y la clorita y por el hecho de que es la composición de la roca el principal control en la primera aparición de la biotita. En metapelitas se genera mediante la reacción divariante entre la moscovita-fengítica y la clorita, con coexistencia estable de la asociación clorita + moscovita + biotita en un intervalo amplio de temperatura (YARDLEY, 1989) que se traduce en el terreno en una banda de coexistencia. En rocas metagrauáquicas ricas en cuarzo la formación de biotita puede tener lugar antes a través de reacciones continuas que envuelven a la clorita y al feldespato potásico detrítico. En la parte externa de la zona de la biotita este mineral presenta tonos verdes oscuros y verde amarillentos, pero conforme aumenta el grado cambia de color (coincidiendo con un aumento de su cristalinidad) adquiriendo tonos rojizos y pardos probablemente por un aumento en el contenido en  $TiO_2$ .

Las rocas calcosilicatadas intercaladas entre los metasedimentos de las zonas de clorita y biotita presentan una asociación mineral compuesta por cuarzo, plagioclasa cálcica, granate, clorita-1, biotita, hornblenda magnesiánica, zoisita y calcita. Como minerales claramente retrogradacionales se observa actinolita, clorita-2, mica blanca, epidota/clinozoisita y albita. Texturalmente los anfíboles verdes definen una orientación nematoblástica, aunque también se les observa formando agregados fibroso-radiales. Se caracterizan por desarrollar un bandeo composicional milimétrico de alternancias de lechos ricos en anfíboles verdes con otros cuarzo-plagioclásicos y cuya génesis puede ser tanto heredada sedimentaria como tectonometamórfica.

## FASE INTERCINEMÁTICA

En gran parte de las rocas de las zonas de clorita-biotita de este sector y con posterioridad al desarrollo de la  $S_1$ , se observa una intensa recristalización de carácter estático y mimético, que da lugar a una fuerte transformación de la roca con formación de un agregado granoblástico

poligonal de cristalinidad muy baja. Acompañando al proceso crecen poiquiloblastos de cordierita, biotita y clorita, desorientados y texturalmente postectónicos a dicha fábrica (post- $S_1$ ), en los que por ausencia de un desarrollo penetrativo posterior de otras fábricas acompañadas de blastesis a las que referenciarlos, no es posible asignarlos claramente a uno de los eventos de la secuencia establecida. No obstante, deben representar tanto una etapa de blastesis cinemática a la  $S_2$  como la etapa de "annealing" post- $S_2$ , ambas reconocibles en rocas con  $S_2$  penetrativa.

La definición cartográfica de una *zona de cordierita* se establece por la aparición de porfiroblastos y poiquiloblastos de dicho mineral índice y la disminución del contenido modal o desaparición de la clorita. En el campo, esta zona se caracteriza por la presencia en litologías metapelíticas de porfiroblastos milimétricos y "spots" de cordierita ("esquistos mosqueados"), los cuales se destacan de la matriz micácea de grano muy fino a la que engloban como inclusiones de biotitas y moscovitas alineadas.

Al microscopio los granos de cordierita se presentan idioblásticos y sin orientación preferente. Contienen trayectorias de inclusiones de pequeño tamaño (similar al de la matriz externa del poiquiloblasto), principalmente de micas y cuarzo que definen una  $S_1$  recta en continuidad con la  $S_2$  recrystalizada, que caracterizan texturalmente su blastesis como post- $S_1$  y para momentos tardíos del evento de recrystalización de la roca. No obstante, la cordierita está comúnmente reemplazada a un agregado retrogradacional de moscovita, biotita y cloritas azuladas, en el que es reconocible una disposición pseudomórfica zonal en la disposición de las cloritas (muy abundantes hacia la periferia del blasto) probablemente reflejo de una zonación química del contenido en Mg del cristal original.

En estas rocas también se destacan sobre la fina matriz micácea lepidoblastos biotíticos y poiquiloblastos de clorita ambos desorientados con respecto a la fábrica previa y como grandes placas ("cross micas") frecuentemente dispuestas con orientación bimodal. La biotita es de color marrón-rojizo y la mica blanca debe ser una moscovita de composición cercana a la pura con pequeños porcentajes de sustitución celadónica y variable componente paragonítico. La clorita presenta un pleocroismo verde oliva y es similar a la que aparece pseudo-morfizando zonalmente a la cordierita.

En litologías metasiltíticas y metaareniscosas se observa un tamaño de grano ligeramente superior al de rocas de zonas de menor grado. El tipo de esquistosidad es generalmente una "schistosity" definida por lepidoblastos micáceos y la elongación del agregado, en el que la naturaleza detrítica del cuarzo y la plagioclasa es aún evidente en muchos casos.

La presencia de porfiroblastos de biotita recrystalizados con inclusiones de una  $S_1$  recta discordante con la  $S_2$  y de inclusiones definiendo una  $S_1$  curvada en porfiroblastos de biotita y plagioclasa rodeados por la  $S_2$  discordante, sugieren para algunas rocas pertenecientes a este dominio la presencia de mecanismos de transposición de la  $S_1$  por el desarrollo progresivo de una esquistosidad de crenulación  $S_2$  acompañada por un crecimiento de poiquiloblastos, los cuales registran como inclusiones estadios intercinemáticos.

Otros registros de una  $S_1$  microplegada se conservan en microlitones sigmoidales individualizados por una  $S_2$ , los cuales definen estadios intermedios ( $S_1$ - $S_2$ ) en el desarrollo de la nueva

esquistosidad de forma similar a los estadios 3 y 4 definidos por (BELL y RUBENACH, 1983). En estos casos y en zonas de sombras de presión de porfiroblastos sincinemáticos tempranos con respecto a la  $S_2$ , la  $S_1$  está preservada como pequeños lepidoblastos biotítico-moscovíticos, cuarzo, plagioclasa, grafito, ilmenita y opacos.

El desarrollo de porfiroblastos que crecen entre los estadios tardíos de la formación de la esquistosidad  $S_1$  y estadios tempranos de la formación de la  $S_2$ , define una fase intercinemática visible en particular en las rocas micáceas la cual separa la deformación asociada con la  $S_1$  de la formación de la fábrica  $S_2$ , que es la dominante en estas rocas.

En esquistos cuarcíticos, metagrauvascas ricas en cuarzo y cuarcitas donde la foliación principal es la  $S_2$ , no hay evidencias texturales claras de una  $S_1$  previa. El agregado granoblástico cuarzofeldespático ha recrystalizado dinámicamente paralelamente a los planos de  $S_2$  y sólo en el material metapelítico intercalado adyacente se reconoce una  $S$  previa microplegada confirmando el carácter de  $S_2$  como de esquistosidad de crenulación. La no conservación de relictos texturales de  $S_1$  en metaareniscas plantea la posibilidad de que el crecimiento de porfiroblastos durante la fase intercinemática tuvo lugar en rocas en las que no se desarrolló con anterioridad una foliación de  $F_1$  penetrativa, o por el contrario se desarrolló pero fue completamente traspuesta por recrystalización dinámica del agregado.

La etapa de blastesis intercinemática puede representar un paréntesis en la intensidad de la deformación inmediatamente antes de la fuerte deformación rotacional asociada con el desarrollo de la foliación regional  $S_2$ .

### FASE $S_2$

A escala de lámina delgada, evidencias de una componente deformativa no coaxial asociada a una fuerte deformación rotacional por cizalla simple progresiva, son muy abundantes en gran parte de las rocas de este sector a la vez que caracterizan al episodio deformativo  $F_2$ . No obstante, su desarrollo y reflejo microestructural es marcadamente heterogéneo a lo largo de toda la secuencia termoestructural representada espacialmente por los metasedimentos.

Toda una transición microestructural es observable en la vertical de dicha secuencia, reflejo de los diferentes estadios en el desarrollo de una nueva esquistosidad  $S_2$  a través de mecanismos de crenulación de una esquistosidad previa. El registro se establece desde estadios en los que la esquistosidad dominante es la original  $S_1$ , pasando por la aparición de bandas de crenulación por  $S_2$  de la  $S_1$  acompañadas por variables desarrollos de diferenciación metamórfica por transferencia de material disuelto, crecimiento de nuevas micas paralelas a la  $S_2$  con definición de microdominios P y Q (o bandeado tectónico), hasta una foliación  $S_2$  homogeneizada, que ya no muestra relictos de crenulaciones en microlitones cuarzosos (microdominios Q) donde crecen contemporáneamente porfiroblastos de diferente naturaleza.

La evolución vertical que presenta las características microestructurales de la  $S_2$  a lo largo de la secuencia estructural posee una explicación macroestructural; se interpreta como una tran-

sición hacia zonas en las que los efectos de la segunda fase de deformación son cada vez más intensos. En estas zonas de mayor deformación de  $F_2$  son abundantes los criterios que dan cuenta de una deformación rotacional no coaxial por cizalla dúctil a diferentes escalas.

En las rocas de la parte alta de la secuencia pertenecientes a las zonas de la clorita y parte externa de la de biotita, la deformación relacionada con la  $F_2$  se traduce en la aparición a microescala de una esquistosidad de crenulación.

En estas rocas, la  $S_1$  primaria está definida por la orientación planar preferente de filosilicatos de pequeño tamaño (moscovitas fengíticas, cloritas y biotitas de tamaño algo mayor) y la elongación del agregado cuarzo-feldespático. Dicha  $S_1$  en niveles ricos en filosilicatos aparece microplegada por "kinks" asimétricos y crenulada en microlitones individualizados por planos  $S_2$ . Dichos planos son anastomosados e irregulares, en ellos tiene lugar disolución por presión y acumulación de opacos insolubles, y no parece tener lugar importante neoblastesis orientada. En algunos casos se observan biotitas parcialmente cloritizadas, aplastadas y encerradas entre planos de  $S_2$ , resultando ser texturalmente por lo tanto pre- $S_2$ . En los niveles cuarcíticos intercalados y debido a su competencia, no se observa un desarrollo claro de la  $S_2$  conservándose las fábricas de  $S_1$ . Las intercalaciones cuarcíticas entre esquistos aparecen estiradas y boudinadas por la deformación de  $F_2$ , pero pueden conservar en el interior de los "boudines" las fábricas de la  $S_1$ . Dichos "boudines" son asimétricos, están rodeados por una foliación sigmoidal y sufren ligeras rotaciones relacionadas al movimiento sintético en bandas de cizalla. La deformación de  $F_2$  va acompañada por la apertura de grietas de extensión localizadas en bandas, a todas las escalas, que se rellenan por cuarzo. Sufren rotación con la deformación progresiva de  $F_2$  coherente con el sentido definido por los "kink" asimétricos. La profusión de venas de cuarzo plegadas y boudinadas indica que la  $D_2$  fue precedida y acompañada por la formación de grietas de extensión y procesos de transferencia de material disuelto.

La presencia de fábricas planares y plano-lineares de  $S_2$  penetrativas tiene lugar hacia los niveles estructurales más bajos del sector, coincidiendo "grosso modo" con el aumento del grado metamórfico y la aparición de porfiroblastos de andalucita. En las rocas de estas zonas los aspectos sedimentarios heredados como gradaciones o la estratificación, son aún reconocibles en bastantes casos, pero no quedan evidencias de la naturaleza detrítica de los granos en rocas metapsamíticas. En los esquistos el aumento en el tamaño de grano de los minerales micáceos coincide con una mejor definición de la foliación, aunque ésta también se manifiesta con el desarrollo de bandeados tectónicos.

Los porfiroblastos de andalucita son bien visibles en el campo como idióblastos de tamaños milimétricos, y su aparición tiene lugar a lo largo de una banda de anchura kilométrica adosada al borde sur del Macizo granítico sincinemático (biotítico, porfídico, grano grueso-muy grueso) de Mieza-Cabeza de Caballo. No obstante, en rocas próximas al contacto con macizos graníticos las rocas pueden perder su carácter esquistoso y tornarse duras y tenaces, de aspecto gneísico, acompañando tanto al gran aumento en número y tamaño de poiquiloblastos como a la disminución del tamaño de la matriz. La aparición de andalucita define una zona metamórfica del mismo nombre y va acompañada por la desaparición total de la clorita progradada y de una clara disminución del contenido modal en moscovita.

En las rocas de la zona de la andalucita dos elementos texturales son destacables al microscopio: porfiroblastos y matriz. Los porfiroblastos son mayoritariamente idio-subidioblastos de andalucita que se destacan, ocupando disposiciones texturales porfiro- y poiquiloblásticas, sobre una matriz fina foliada y composicionalmente microbandeada. Presentan una asociación mineral compuesta por: cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, cordierita y andalucita, con apatito, zircón, turmalina, ilmenita, magnetita, pirita, esfena y opacos como accesorios. Minerales secundarios son clorita, mica blanca, sericita, pinnita y epidota/clinozoisita. La plagioclasa en rocas metaareniscosas es una oligoclasa cálcica, pero en metapelitas es de composición albitica mostrando bajos contenidos en Ca.

El primer elemento textural, bien visible a la microescala en rocas micáceas son porfiroblastos de andalucita que evidencian una cierta componente de deformación rotacional por cizalla simple progresiva durante la fase de desarrollo de la foliación  $S_2$ . Estos porfiroblastos presentan característicamente, sombras y colas de presión asimétricas (SIMPSON y SCHMID, 1983; ETCHECOPAR y MALAVIEILLE, 1987), aparecen protegidos y blindados en los dominios Q por una foliación sigmoidal, y encierran trazas de una foliación cristalizada durante o después de la generación de la foliación (SPRY, 1969).

La andalucita se nuclea comúnmente reemplazando la parte micácea de la matriz, a menudo completamente, y retiene el cuarzo, opacos y algún pequeño lepidoblasto de biotita como inclusiones. Un primer tipo de relación microtextural para los porfiroblastos de andalucita se establece por el relleno casi completo de algunos microlitones cuarzosos por grandes andalucitas, las cuales presentan una fábrica interna muy similar a la externa de la matriz. Dichas andalucitas presentan pequeñas sombras de presión y las inclusiones que contienen definen una  $S_i$  curvada o microplegada fuertemente oblicua a la  $S_e$  o planos  $S_2$  de su entorno, relativa a estadios intermedios de la foliación  $S_1$ - $S_2$  (representan estadios 4 y 5 de la secuencia de BELL y RUBENACH, 1983).

Sin embargo, el segundo tipo de relación microestructural de la andalucita es el más abundante. Consiste en presentar una  $S_i$ , como inclusiones de igual tamaño que la matriz de la roca, en continuidad con la  $S_e$ , la cual ofrece una diferente disposición en las distintas zonas del cristal. A menudo es bien visible que en las partes centrales presenta un diseño recto y hacia la periferia se curva variablemente continuándose en la sombra de presión, sugiriendo una rotación durante el crecimiento del porfiroblasto cuyas tasas angulares sobrepasan los  $90^\circ$  con referencia a la  $S_i$  del núcleo. Estas microestructuras se interpretan como generadas por rotación del porfiroblasto durante el crecimiento causado por una progresiva deformación por cizalla simple progresiva (SCHONEVELD, 1977).

Las partes planares de la  $S_i$  conservadas en el núcleo de distintos porfiroblastos muestran variables ángulos con respecto a la foliación  $S_2$  del entorno externo, a la vez que se observan diferentes ángulos de curvatura en la parte sigmoidal de la  $S_i$  definida por las inclusiones. Estos aspectos no se pueden explicar en términos de rotación discontinua de la matriz foliada del entorno de un porfiroblasto rígido que no experimenta rotación, como ha sido descrito (RAMSAY, 1962; BELL, 1985; BELL y JOHNSON, 1989).

En conjunto, las microestructuras que se observan en andalucitas registran diferentes estadios de una deformación rotacional relacionada a una cizalla simple progresiva durante  $F_2$ .

Un crecimiento tardío de andalucitas con respecto al cizallamiento es observable en algunos casos por la ausencia de bordes disueltos y contactos rectos en algunos blastos y por cristales idioblásticos que engloban lepidoblastos de los dominios P definitorios de la foliación  $S_2$  y también sobreimpuestos a ellos. Textualmente, su crecimiento es desde momentos sin- $F_2$  a, esencialmente, tardi- $S_2$  y también post- $S_2$ .

En secciones XZ, paralelas a la  $L_2$  ( $L_x$ ) mesoscópica, la matriz se presenta estructurada como trazas anastomosadas de biotitas y moscovitas planares definiendo la foliación (dominios P) e individualizando microlitones cuarzosos con formas lentejonares (dominios Q) los cuales contienen varios tipos de porfiroblastos.

La alternancia de dominios composicionales es también resultado de un particionamiento de la deformación a la microescala (BELL, 1985; BELL *et al.*, 1986). En los dominios P la deformación predominante es una cizalla simple, desarrollándose en ellos estrechas zonas de cizalla que se anastomosan en torno a zonas, o dominios Q, en las que predomina la deformación por acortamiento relativo a una cizalla pura. Los procesos químicos y la deformación se restringen por el particionamiento a los planos de foliación, por ello, los porfiroblastos dentro de los microlitones son en cierto modo protegidos y blindados de la disolución e interacciones fluidas.

A la microescala, el carácter rotacional de la deformación de  $F_2$  también se evidencia en la matriz por la presencia de bandas policristalinas de cuarzo muy alargadas en la dirección de la esquistosidad o "ribbons" (ETCHECOPAR y VASSEUR, 1987), geometrías fusiformes asimétricas en lepidoblastos biotíticos o "mica fish" (ETCHECOPAR, 1974; LISTER y SNOKE, 1984), y presencia de sombras de presión y colas de recristalización asimétricas en torno a porfiroblastos. No obstante, texturas miloníticas y blastomiloníticas de  $F_2$  se observan mejor en rocas con una cierta proporción de material cuarzofeldespático, en las que se generan abundantes "ribbons" muy alargados y porfiroclastos asimétricos que se destacan sobre una matriz fina recristalizada sintectónicamente. Dichas texturas, sin embargo, no se suelen conservar debido a una importante recristalización estática posterior ("annealing" post- $S_2$ ), que origina una poligonización general del agregado poliminerale y un aumento del tamaño de grano de la matriz.

El cizallamiento asociado al desarrollo de la foliación regional  $S_2$  en estas rocas ha tenido lugar durante el metamorfismo en condiciones por lo tanto de la andalucita, los cuales persistieron con posterioridad a la deformación de  $F_2$ . Indicadores cinemáticos derivados desde fábricas S-C (BERTHE *et al.*, 1979) y fábricas asimétricas, indican movimientos sobre el plano de foliación ( $S_2$ ) y en la dirección de la lineación ( $L_2$ ) sinistros, coherentes con un movimiento de bloque superior (el SO) siguiendo la dirección general NO-SE y sentido hacia el SE.

#### ETAPA DE "ANNEALING" POST- $S_2$

Una etapa de recristalización temporalmente post- $S_2$  es más o menos presente en todas las rocas del sector, aunque ésta es particularmente evidente para litologías poco micáceas de la parte interna de la zona de la andalucita. Dicha etapa es generalizada en litologías cuarzofeldespáticas (ortogneises, paragneises y esquistos cuarcíticos, y metaareniscas feldespáticas) del sector Fuentes de Masueco-Aldeadávila (FMA).

En los metasedimentos de la zona de la andalucita, esta etapa de recristalización se caracteriza por la formación de texturas granoblásticas poligonales "equant" y aumento del tamaño de grano (aunque es generalmente menor de 0,5 mm). Dichas texturas se caracterizan por la supresión de las irregularidades de superficie en los bordes de los granos del agregado cuarzofeldespático de los dominios Q, y por crecimiento de algunos granos a expensas de otros, generándose una estructura en mosaico subequigranular en las que los bordes de grano suelen ser planos o curvoplanos y convergen hacia puntos triples de 120°. En consecuencia, durante la recristalización han sido borradas todo tipo de fábricas previas como foliaciones oblicuas en agregados de cuarzo recristalizados dinámicamente (ETCHECOPAR y VASSEUR, 1987) y asimetrías en la orientación de ejes <c> del cuarzo (BOUCHEZ *et al.*, 1983), indicadores de sentidos de cizalla como los observados en rocas de menor grado que no han sufrido la recristalización intensa. Los dominios micáceos P presentan una variable poligonización mimética, pudiendo estar totalmente reemplazados a arcos poligonales o finos agregados lepidoblásticos.

Los porfiroblastos de andalucita sufren un muy variable grado de recristalización dando lugar a texturas "fish-net" y "web" (SPRY, 1969), pierden su idiomorfismo por corrosión zonal desde el exterior al interior del cristal y pueden llegar a transformarse esqueléticamente e incluso desagregarse en granos sueltos formando parte del agregado de los dominios cuarzosos (esto tb. puede ser resultado de la rotura y estiramiento de andalucitas según L<sub>2</sub> y durante el cizallamiento, formando colas ahora recristalizadas).

De igual forma, las colas de recristalización y sombras de presión de una parte de las andalucitas son simétricas en secciones normales a la foliación y paralelas a la lineación. Esto sugiere componentes de aplastamiento coaxiales que reflejan probablemente, el estilo de deformación durante la fase post-S<sub>2</sub> de recristalización estática (acortamientos ortogonales al plano de foliación). No obstante, en la misma lámina donde aparecen las anteriores microestructuras también aparecen los indicadores de deformación no coaxiales vistos.

La historia deformacional de estas rocas es también enmascarada por la fuerte recristalización post-S<sub>2</sub>. El borrado de evidencias texturales del cizallamiento, la ausencia de fábricas S-C, imbricaciones o texturas "pull-apart" y recristalización de las andalucitas, da lugar a que los pocos criterios cinemáticos que se observan son interpretables con reservas, ya que pueden estar relacionados al estado de esfuerzos imperante durante la recristalización post-S<sub>2</sub> o tratarse de fábricas deformativas referibles al grupo de cizallas relacionadas con la Zona de Cizalla Juzbado-Traguntía. Además, la recristalización ha borrado los criterios de sentido de cizallamiento y complica la deducción de la historia cinemática durante las fases de deformación F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub>.

### FASE S<sub>3</sub>

Microplegues y crenulaciones del bandeo P-Q resultado de un plegamiento local por pliegues D<sub>3</sub> son observables en secciones YZ, perpendiculares a L<sub>2</sub>. Restrictivamente a su zona de charnela tiene lugar el desarrollo de una esquistosidad de crenulación en cuyos planos, S<sub>3</sub>, no se observa una blastesis importante relacionada, estando los minerales nuevos que aparecen relacionados con la retrogradación.

## FASE RETROGRADA

En los metasedimentos de las zonas de la clorita, la biotita y de la cordierita del borde S y SO de la Hoja, la existencia de lepidoblastos cloríticos y (menos abundantes) biotíticos orientados subortogonalmente, a veces con orientación bipolar en "cross micas", al plano de foliación  $S_1$  y/o  $S_1+S_2$ , sugieren un periodo de recristalización retrógrada post- $S_2$ . Algunas de estas cloritas están dobladas y kinkadas por una esquistosidad de crenulación asociada al grupo de las cizallas tardías relacionadas con la Zona de Cizalla Juzbado-Traguntia, cuyo movimiento ha sido establecido temporalmente como post- $F_3$  (VILLAR *et al.*, 1992). La generación de fábricas filoníticas en los esquistos con formación de minerales nuevos como: clorita, mica blanca, albita, epidota/clinozoisita, sericita y opacos, define unas condiciones ambientales de actuación para las cizallas retrogradacionales de la parte de menor temperatura de la facies de los esquistos verdes, condiciones a las que estaría sometido el sector con posterioridad al desarrollo de la  $F_3$ .

Otra transformación retrógrada que tiene lugar es un reemplazamiento de andalucita, cordierita y biotita, por moscovita retrógrada tanto como agregados de grano muy fino como en grandes placas, estableciendo una dificultad en el establecimiento de (1) si toda la moscovita progada desapareció y de (2) las relaciones texturales de la cordierita. Los agregados retrogradacionales de cordierita (mica blanca + biotita + clorita) conservan inclusiones de Q y biotitas de pequeño tamaño que deben corresponder a inclusiones del cristal previo, dotándola de un carácter tardi- a post- $S_2$  para su blastesis.

Gran parte de las rocas de las zonas de cordierita y andalucita, y también materiales más superficiales, presentan cloritas retrogradacionales que se caracterizan por tonos ligeramente verdes pálidos, un débil pleocroismo y birrefringencias verde-azuladas, atributos ópticos indicativos de una relativa riqueza del mineral en Mg. Tales cloritas se forman a relativamente altas temperaturas (ALBEE, 1962) y pueden ser parte de la asociación del pico metamórfico en esos niveles. Sin embargo, al aparecer cortando con altos ángulos y sobreimpuestas a la foliación micácea, además de observarla reemplazando directamente a biotitas formando incluso interdigitaciones de capas cloríticas con biotitas en un mismo lepidoblasto, indican que aunque se han formado a altas temperaturas son tardías en la secuencia metamórfica (post- $D_2$ ) generándose con posterioridad al pico del metamorfismo.

## FASE $S_4$

La fase deformacional  $F_4$  tiene lugar en momentos finales del metamorfismo retrógrado y persiste postdatando la recristalización metamórfica. En algunos pliegues de crenulación  $D_4$  y de forma restringida a sus zonas de charnela, parece tener lugar un reemplazamiento preferencial de los dominios P 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  $F_4$  continúa en tiempos postmetamórficos como atestigua la total ausencia de blastesis relacionada a sus fábricas. La débil extinción ondulante que presentan todos los granos de la roca, junto con la formación de bandas de deformación en el cuarzo son ya las últimas microestructuras de deformación a bajas temperaturas que se observan en las rocas.

### 3.3.2.2. Metasedimentos sector Fuentes de Masueco-Masueco-Aldeadávila

Los materiales aquí considerados forman una asociación metapelítico-samítica compuesta por micaesquistos y paragneises plagioclásicos caracterizada por presentar asociaciones minerales propias de la facies de las anfibolitas. En ella se intercalan regionalmente, especialmente hacia niveles bajos de la secuencia tectonotermal, tramos esencialmente metaareniscosos compuestos por paragneises cuarcíticos y cuarzofeldespáticos y paquetes en los que son abundantes las intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos.

Dicha secuencia aflora extensamente en las vecinas Hojas de Vitigudino, al E, y de Aldeadávila, al N, siendo referible a protolitos diversos los cuales constituirían en conjunto una serie semejante en composición y asociación. Algunos tramos y términos litológicos de esta secuencia son equivalentes a los materiales que afloran en los niveles estructurales más profundos del sector VSPI, por lo que probablemente el conjunto de todos los metasedimentos puede ser considerado como perteneciente a una única serie.

Los materiales de la sucesión metasedimentaria aquí considerada tienen composiciones mineralógicas diferentes según su posición en la secuencia zonal del metamorfismo progrado, su situación o no en zonas afectadas por plutonometamorfismo y la proximidad o lejanía a zonas con fuertes gradientes deformacionales en relación al sistema de zonas de cizalla asociado a la Zona de Cizalla Juzbado-Traguntía.

Dentro de la secuencia de eventos establecidos, los materiales de este sector se caracterizan por presentar un predominante desarrollo de la foliación  $S_2$  y una importante recristalización post- $S_2$ , además de contener un mejor y más completo registro de la recristalización asociada a la fase deformativa  $F_3$  y del metamorfismo retrógrado.

#### FASE $S_1$

Una esquistosidad anterior,  $S_1$ , queda definida como inclusiones en porfiroblastos de andalucitas rodeados por la  $S_2$ , plagioclasa y biotitas. Dicha esquistosidad está definida por inclusiones de cuarzo y opacos que determinan una  $S_1$  recta y discordante en alto ángulo con la  $S_2$  externa. La parte plana de la  $S_1$  conservada en el núcleo muestra ángulos variables con la  $S_2$  que le rodea en porfiroblastos distintos. Lepidoblastos biotíticos y moscovíticos plegados y encerrados en microlitones sigmoidales envueltos por la  $S_2$  (9021), frecuentemente de carácter intrafoliar, muestran semejanzas con el estadio IV del desarrollo progresivo de una foliación de crenulación, de BELL y RUBENACH (1983), testificando igualmente la presencia de una  $S_1$  previa. Igualmente, grandes plagioclasas que ocupan enteramente microlitones abrazados por la  $S_2$  muestran inclusiones de micas, cuarzo y opacos, que definen un estadio intermedio de formación de la foliación,  $S_1+S_2$ , en planos oblicuos a los  $S_2$  externos.

#### FASE $S_2$

La foliación principal que se observa a la microescala en todas las litologías de este sector es la  $S_2$ . Se ha generado por una intensa deformación no coaxial por cizalla simple dominante ( $D_2$ ), en el plano  $S_2$  y en la dirección de  $L_2$ , durante la cual tiene lugar la formación de la folia-

ción  $S_2$  a través de un mecanismo de formación de una esquistosidad de crenulación. Dicho mecanismo se evidencia por la presencia de restos de una  $S_1$  previa y por el reconocimiento microestructural de términos sucesivos del desarrollo progresivo, similares a algunos de los estadios definidos por BELL y RUBENACH (1983).

En los micaesquistos la esquistosidad dominante es la  $S_2$  definida por un bandeado de diferenciación cuarzo-micas con espaciado de un milímetro o menor. En ellos no se observan pliegues  $D_2$ , pero sí pliegues intrafoliares, "boudins" y estructuras "augen" desarrollados en delgados lentejones cuarcíticos. En los paragneises semipelíticos y cuarcíticos se observan agregados cuarzofeldespáticos que forman una penetrativa lineación,  $L_2$ , la cual es a menudo un poco oblicua a las charnelas de los pliegues  $D_2$  pero siempre subparalela al eje mayor de "sheath folds" de  $F_2$ . Dicha lineación también está definida por "rods" de venas de cuarzo muy estiradas, "boudins", 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 magnesianas, cuarzo, plagioclasa cálcica, biotita, epidota, zoisita, esfena, tremolita y escapolita. En ambos casos aparecen mica blanca, clorita, albita y epidota/clinozoisita, como minerales secundarios.

Las estructuras de  $F_2$  presentan superposición a la microescala de grupos de estructuras de naturaleza variada. Sobre la  $S_2$  se ha observado el desarrollo de superficies de esquistosidad de crenulación extensional (ECCs, de PLATT y VISSERS, 1980) 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. 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 metaareniscas, se ha observado rotación de "boudins" asociado a movimientos sintéticos en bandas de cizalla.

A escala regional, todas las microestructuras de  $F_2$  indican una deformación penetrativa no coaxial cuya dirección de transporte tectónico coincide con la orientación de la lineación mineral y de estiramiento  $L_2$ , 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  $S_2$ , 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 ( $L_2$ ) contenida en el plano  $S_2$ .

En secciones YZ, perpendiculares a  $L_2$ - $L_3$ , se observa un microplegamiento de la  $S_2$  que puede variar en intensidad desde una simple ondulación a una apretada esquistosidad de crenulación,  $S_3$ , con transposición de la  $S_2$ . En estas secciones YZ, un estadio planar de la  $S_2$ , previo a la crenulación  $S_3$ , se conserva como inclusiones rectas en porfiroblastos de plagioclasa.

La 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 en el sector VSPI -aunque no de afloramiento- desde donde aumenta el gradiente de campo. Además, la relación de su formación con respecto al desarrollo de los planos de la foliación regional  $S_2$ , 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  $F_2$ .

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, ya que no hay en la Hoja una serie continua de metasedimentos en la que se observe la transición. No obstante, dicha transición sí ha sido observada 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  $S_2$ . Dichos porfiroblastos de andalucita aparecen 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  $S_2$ , quizá a través de ciclos de reacciones iónicas como los sugeridos por VERNON (1987).

La *zona de sillimanita + feldespato potásico* 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 gneílica. 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 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 metaareniscosas.

Las asociaciones típicas de esta zona son: cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + sillimanita + biotita  $\pm$  cordierita. Como accesorios aparecen apatito, zircón, turmalina, ilmenita, magnetita, esfena y opacos. El feldespato potásico puede ser tanto ortosa como microclina, siendo generalmente perfitico y con escaso contenido de componente anortítico. 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- $S_2$

El crecimiento de sillimanita desde andalucita puede también deducirse desde relaciones pseudomórficas texturalmente posteriores al desarrollo de la foliación  $S_2$ . 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 pseudomorfos 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 pseudomorfos de moscovita con núcleos relictos de andalucita implica también que el crecimiento de sillimanita fue precedido por el de andalucita.

La reacción: and  $\rightarrow$  sill en estas rocas puede ser indirecta y procede 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 pseudomorfos 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 ( $S_2$ ), deduciéndose por lo tanto para ellas períodos de crecimiento tardi- $D_2$  y esencialmente post- $S_2$ .

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  $S_2$ .

#### FASE $S_3$

Los pliegues  $D_2$  y la foliación  $S_2$  resultan plegados por las estructuras relacionadas a la  $F_3$ . Se trata de pliegues sobreimpuestos  $D_3$ , 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  $L_2$ . Asociada 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 com-

petentes y cuerpos granitoides. Como consecuencia, se genera en los micaesquistos una lineación de crenulación,  $L_3$ , que resulta ser subparalela a la  $L_2$  de los paragneises cuarcíticos adyacentes. En detalle, la  $L_2$  de los micaesquistos se observa microplegada en los planos  $S_2$  por los pliegues  $D_3$  en su zona de charnela. No obstante, en el campo, la lineación dominante es a menudo compuesta, producida por la  $F_2$  y la  $F_3$ , y denominada  $L_2-L_3$ .

La disposición subhorizontal de los ejes de pliegues menores  $D_3$  y su asimetría, de la lineación  $L_2-L_3$ , y de las trazas de la  $S_2$  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  $S_2$  los cuales aparecen ondulados y microplegados por micropliegues  $D_3$ . De ellos parten recrecimientos paralelos a los planos de  $S_3$  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- $S_3$ .

En zonas del intradós de pliegues menores  $D_3$ , el agregado cuarzofeldespático del que también forma parte la cordierita de los dominios Q ha podido recrystalizar elongadamente a los planos de  $S_3$  de crenulación, indicando también que la blastesis metamórfica de estos minerales ha persistido durante y después de la  $F_3$ .

### *FASE RETROGRADA*

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 prograda. 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  $S_2$  (y de la  $S_3$  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, epidoto/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 pleocroísmo 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 sobreimpuestos a la foliación micácea y observarse evidencias de reemplazamiento directo de biotitas por cloritas, así como interdigitación de capas cloríticas con biotíticas en un mismo lepidoblasto, implicando que aunque se han formado a altas temperaturas son tardías en la secuencia metamórfica (post- $S_2$ ) y con posterioridad al "peak" del metamorfismo.

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

#### *FASE $F_4$*

La fase deformacional  $F_4$  tiene lugar en momentos finales del metamorfismo retrógrado y sobrepasa (postdatándola) la recristalización 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 Zona de Cizalla Juzbado-Traguntía, el cual ha sido temporalmente establecido como post- $F_3$ . 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  $D_4$  angulosos y "kink bands" en cuyos planos,  $S_4$  no se observa blastesis.

En las rocas con sillimanita los pliegues de crenulación  $D_4$  y en sus zonas de charnela, 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  $F_4$  es también aquí esencialmente postmetamórfica como resulta evidente por la débil extinción ondulante que presentan todos los granos del agregado cuarzofeldespático de la roca.

#### *Milonitas y filonitas asociadas a las zonas de cizalla tardías*

En relación a la actuación del sistema de zonas de cizalla (VILLAR *et al.*, 1992), se forma en los metasedimentos una nueva foliación ( $Sm-f$ ) de carácter milonítico-filonítico, con una lineación contenida ( $Lm-f$ ) y grano muy fino, en la que son observables todos los estadios de transposición desde la foliación  $S_2$  previa y las sucesivas asociaciones minerales.

Dicha foliación en las rocas menos deformadas está definida por finas capas de cuarzo ("ribbons"), clorita y micas cizalladas ("mica fish") que cortan a la foliación  $S_2$  con ángulos apreciables y generan dominios y microlitones sigmoidales propios. Las micas de los planos  $S_2$  adyacentes son kinkadas y el cuarzo de los planos  $Sm-f$  muestra texturas de deformación dinámica generada por rotación de granos y subgranos. 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  $S_2$ ; 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 a una cierta movilidad para los elementos ferromagnesianos (YARDLEY, 1989; DIPPLE *et al.*, 1990).

### 3.3.3. 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.

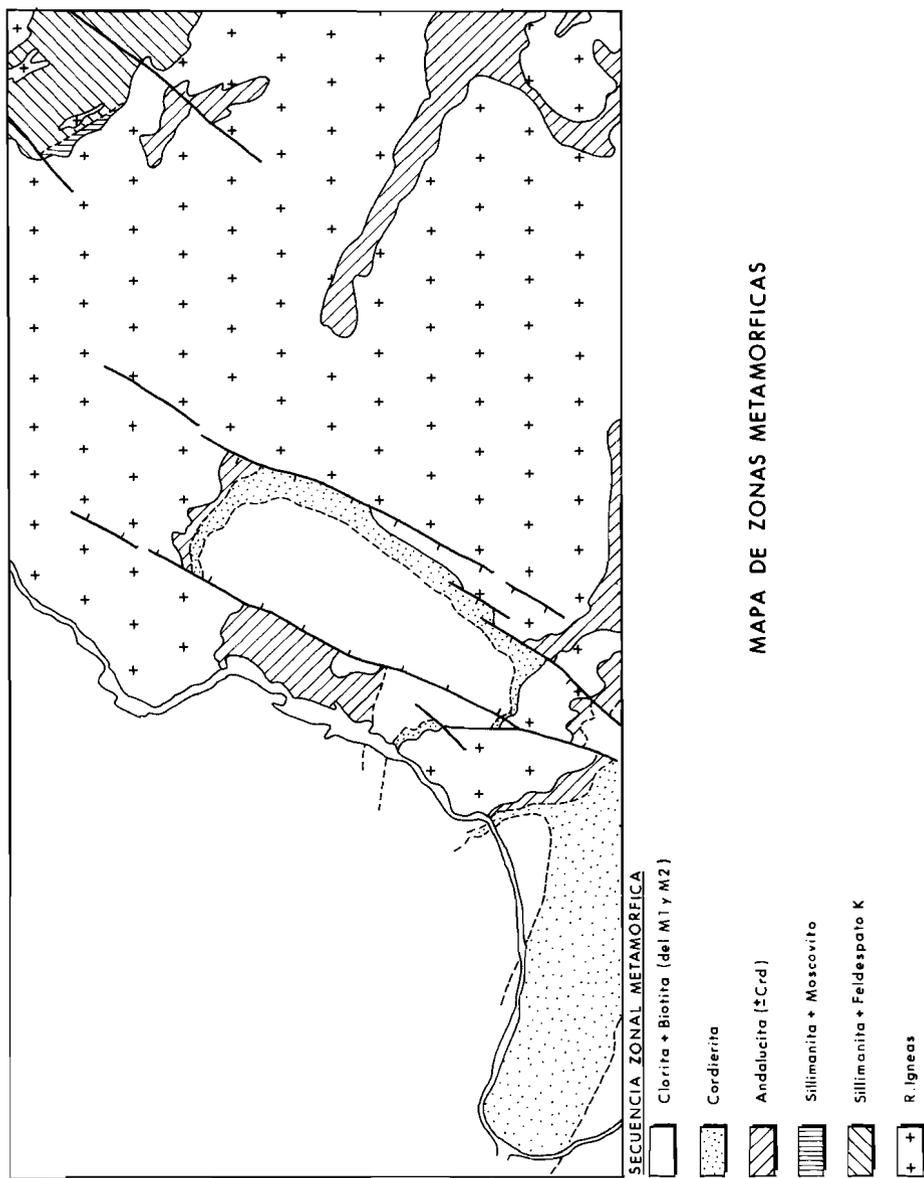
Los aspectos texturales que establecen la secuencia de crecimiento mineral han sido ya en parte discutidas en los apartados descriptivos, habiéndose establecido en base a tres aspectos: (1) inclusiones de unas fases minerales en otras, (2) morfología y tamaño de las inclusiones, y (3) relaciones pseudomórficas.

Basándonos en la definición de asociaciones minerales mediante el modelo del sistema pelítico simple KFMASH, y su representación en diagramas A'KF convencionales (+Qtz + Pl) (Fig. 2), para muestras de rocas metapelíticas recolectadas en diferentes puntos de la zona estudiada, han sido posible establecer varias zonas metamórficas (Fig. 3). Las relaciones cronológicas entre blastesis y deformación para cada mineral y en cada zona, han sido establecidas a través de las relaciones entre la esquistosidad interna del porfiroblasto y la esquistosidad que lo rodea, además de por la presencia de granos orientados tempranamente y otros posteriores que la cortan (ZWART, 1962), quedando expresadas gráficamente en la figura 4.

En el área estudiada, la secuencia zonal de primera aparición o desaparición de minerales índice es: clorita, biotita, cordierita, andalucita, sillimanita + moscovita, y sillimanita + feldespato potásico, la cual ya fue reconocida por MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974 a). En este apartado se discute la hipótesis de que minerales índice que coexisten en rocas, por ejemplo, de la zona de sillimanita + moscovita han sido formados según una secuencia de crecimiento que coincide con el desarrollo zonal a lo largo del gradiente metamórfico de campo.

#### *Zona Clorita.*

Como ya quedó en parte expuesto, existen dificultades para trazar en la cartografía el límite preciso de la parte externa de la zona de la biotita, debido tanto al fino tamaño de las



*Fig. 3. Mapa metamórfico zonal de la zona de estudio*

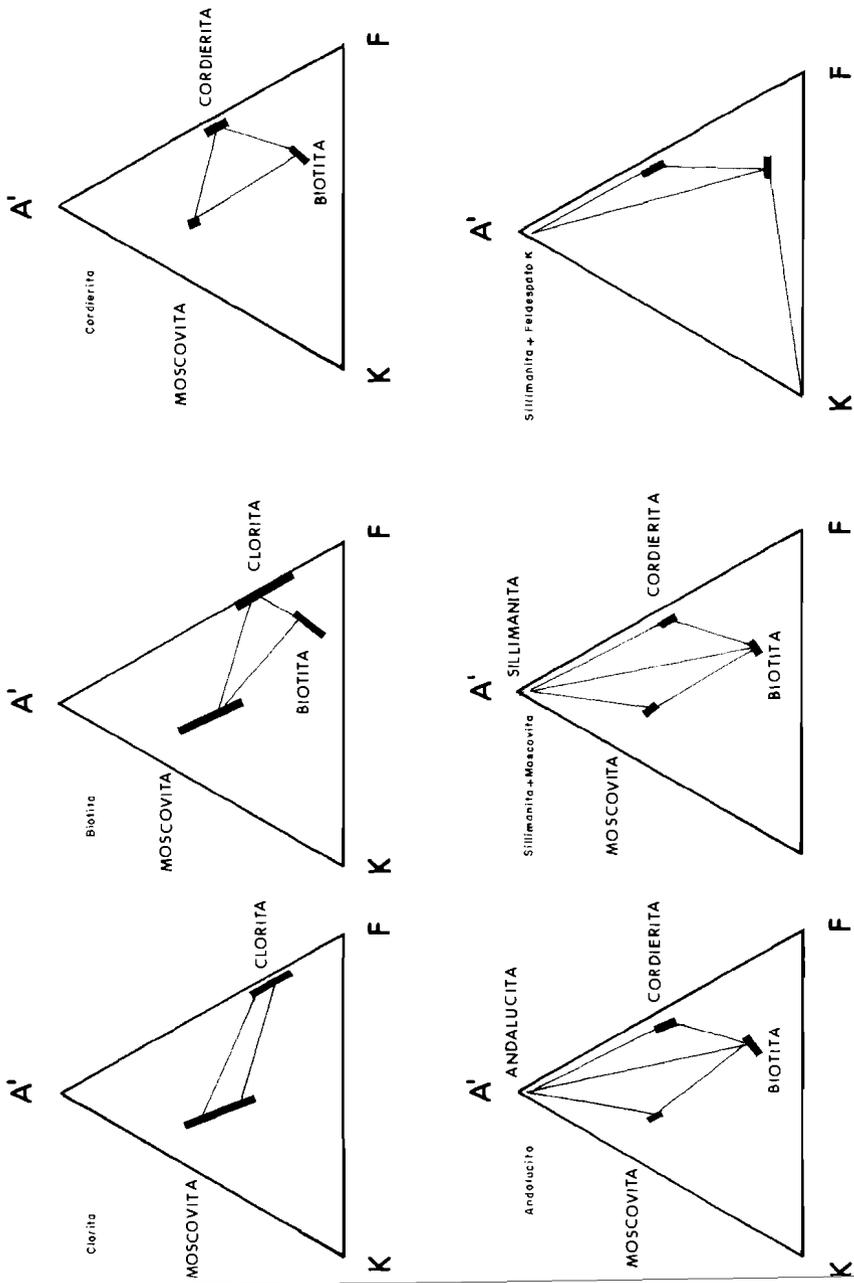


Fig. 2. Diagramas A'FK para las zonas metamórficas del área de estudio

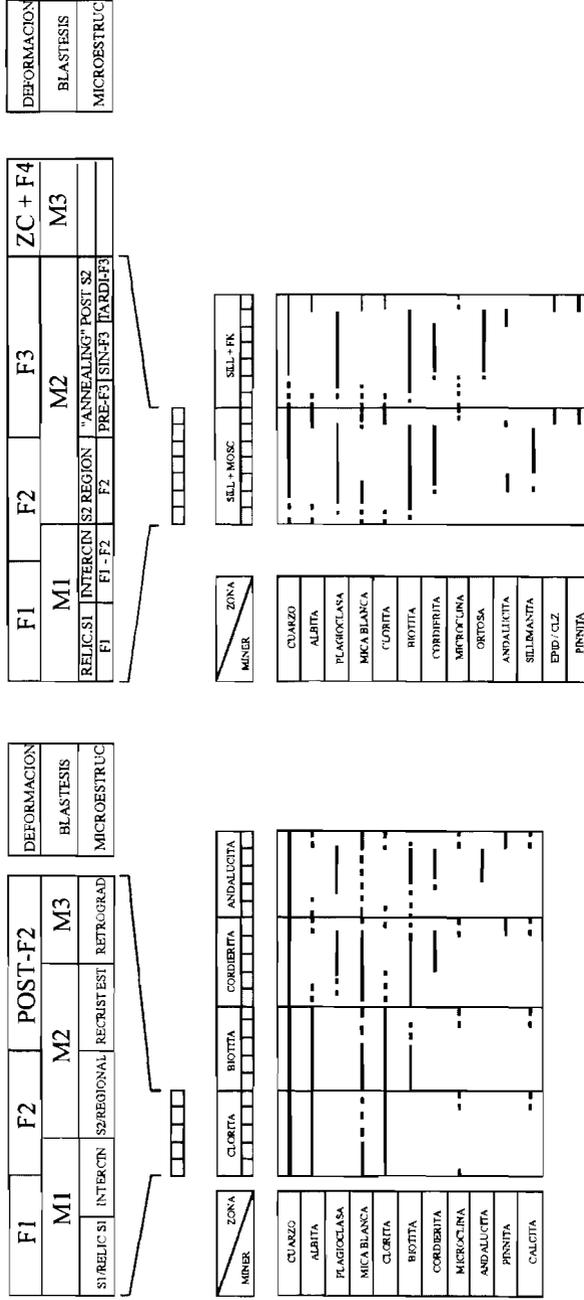


Fig. 4. Relaciones blastesis-deformación en rocas metapelíticas cuarzo-feldespáticas

micas en esta zona que dificulta su identificación, como al hecho de que es la composición de la roca el factor que controla la primera aparición de biotita. En litologías metapelíticas se han encontrado asociaciones diagnósticas de esta zona que contienen cuarzo, clorita, fengita-moscovita,  $\pm$ albita,  $\pm$ stilpnomelana; en las semipelítica puede aparecer feldespato potásico detrítico y calcita.

### *Zona Biotita*

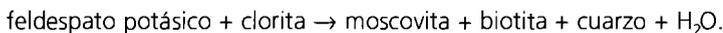
Las reacciones responsables de la formación de biotita pueden establecerse con la base de la asociación mineral que aparece y las texturas. Dos tipos de reacciones han debido tener lugar dependiendo de la composición litológica premetamórfica:

(a) para litologías metapelíticas, con ausencia de feldespato potásico y presencia de fengita-moscovita y clorita:



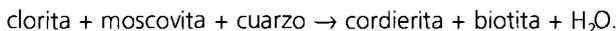
con coexistencia estable de la asociación clorita + moscovita + biotita en un intervalo amplio de temperatura (YARDLEY, 1989), que se traduce en el terreno en una banda de coexistencia.

(b) en litologías metaareniscosas con feldespatos y ricas en cuarzo, la formación de biotitas puede haber tenido lugar antes a través de reacciones continuas que implican al feldespato potásico detrítico y a la clorita, como:



### *Zona Cordierita*

La reacción continua productora de cordierita fue, probablemente:



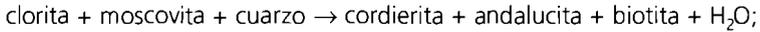
Evidencia textural de esta reacción no ha sido observada debido a la alteración retrogradacional de la cordierita, sin embargo, la desaparición o disminución modal de la clorita progradada en la isograda y la disminución modal de la abundancia en moscovita y cuarzo, con el aumento en biotita, sugieren esta reacción de formación.

Dicha reacción conduce a una primera producción de cordierita en rocas con altos valores en X<sub>mg</sub> y conforme aumenta la temperatura, la reacción tiene lugar en rocas de composiciones más comunes, expandiéndose el campo cordierita + clorita + biotita en la proyección AFM (YARDLEY, 1989).

## *Zona 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.

La reacción de producción de ambos minerales fue, probablemente:



que 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 estauroлита como inclusión en andalucita (MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974 a) y la desaparición de estauroлита previa. Todas ellas explican la clara disminución del contenido modal en moscovita y aumento en el de biotita para rocas con andalucita.

La inexistencia de andalucita estable a temperaturas por encima de la desaparición de moscovita y de asociaciones estables andalucita + feldespato 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 + feldespato 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.

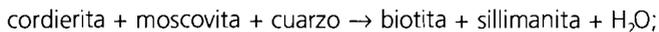
## *1ª Zona de Sillimanita*

La formación de una 1ª zona de sillimanita (EVANS y GUIDOTTI, 1966) puede referirse a la transformación polimórfica:

andalucita → sillimanita;

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.

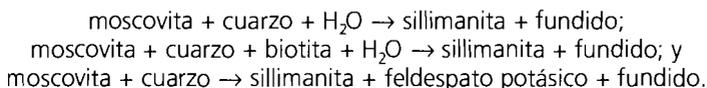
### *IIª Zona de Sillimanita*

Una zona superior 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.

Las características migmatíticas de las rocas se comienzan a desarrollar un poco después de la IIª isograda de la sillimanita, por lo que la desaparición de la moscovita puede implicar 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. Condiciones P-T del metamorfismo progrado**

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

La existencia de andalucita y cordierita en asociaciones minerales progradadas junto a la presencia de series de facies andalucita-sillimanita en el metamorfismo regional, establece que el metamorfismo en el área estudiada es del tipo de baja presión (VALLANCE, 1967; MIYASHIRO, 1973). Típico de este estilo de metamorfismo es la presencia de estrechas zonas metamórficas y grandes volúmenes de granitos, hacia cuyos contactos suele aumentar el gradiente de campo muy rápidamente. No obstante, es necesario hacer notar aquí que el estrechamiento de algunas zonas se atribuye a la acción de zonas de cizalla dúctil y dúctil-frágiles tardías, compartimentando la zona y dando lugar a movimientos relativos entre bloques que yuxtaponen niveles térmicos distintos, y a la de varias familias de fallas frágiles.

Para la determinación de las condiciones P-T del metamorfismo se depende de dónde se tome la transición entre polimorfos andalucita-sillimanita. En el presente trabajo se ha tomado la propuesta por HOLDAWAY (1971), muy próxima a la recientemente determinada por BOHLEN (1987). Considerando el punto "invariante" definido por la intersección del límite de estabilidad andalucita-sillimanita, con la curva:

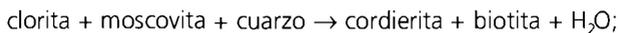


y teniendo en cuenta la secuencia de transformaciones en metapelitas, en la que no se ha observado el desarrollo de una zona de andalucita-feldespato potásico, se deduce en un primer lugar una trayectoria P-T para las rocas estudiadas por encima de dicho punto de intersección.

Por otra parte, la asociación sillimanita + feldespato potásico característica de la zona superior de sillimanita se desarrolla un poco antes del inicio de la fusión, o lo que es lo mismo, la primera aparición en el campo de migmatitas tiene lugar después de la IIª isograda de sillimanita, siguiendo la dirección de máximo aumento del gradiente. Esto implica una trayectoria en un campo P-T que pasa por debajo del punto definido por la intersección de la curva de desaparición de moscovita e inicio de la fusión, a su vez característica de rangos bajos en la relación P/T.

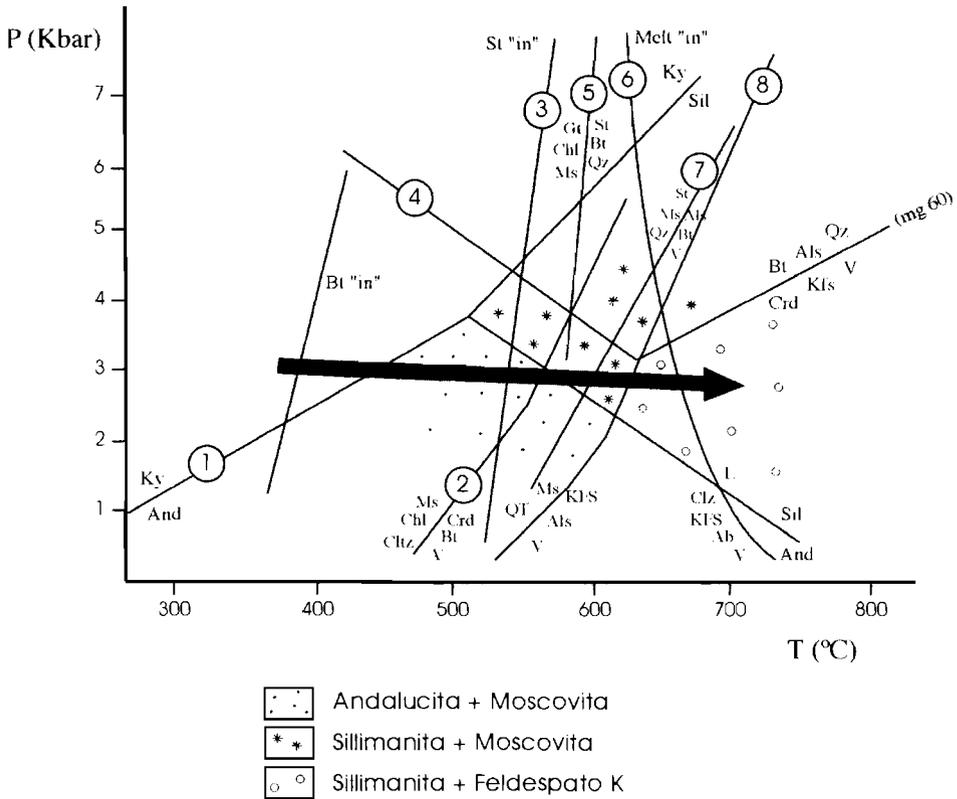
La trayectoria P-T propuesta mostrada en el diagrama petrogenético de la figura 5, pasa por rangos de P intermedios entre los dos puntos "invariantes" deducidos anteriormente pudiendo haber sido la responsable de la secuencia zonal observada y del gradiente metamórfico de campo.

En dicha figura, también se muestra la siguiente reacción de formación de cordierita:

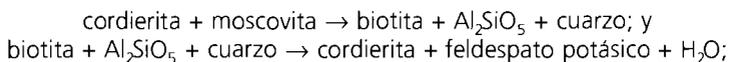


para un sistema con el Fe ausente (SEIFERT y SCHREYER, 1970). Esta curva se desplaza hacia el lado de mayor temperatura para cordieritas Fe-Mg naturales (SEIFERT y SCHREYER, 1970), dando lugar a un rango aproximado de temperatura para la zona de la cordierita de 550° a 630°C, las cuales han sido las alcanzadas aproximadamente para las rocas de la zona de cordierita.

También en las figuras, se establecen los límites superiores de P en la estabilidad de la cordierita e indicados por las reacciones:



**Fig. 5. Diagrama PT semicuantitativo establecido a partir de reacciones significativas en rocas pelíticas (sistema KFMASH). La flecha indica esquemáticamente la trayectoria PT progradada, seguida por rocas con sillimanita (( moscovita ( feldespato potásico), a la vez que se explica, mediante su intersección con reacciones, la secuencia zonal obtenida. Reacciones: (1) HOLDAWAY (1971) y BOHLEN et al. (1991); (2) SEIFERT (1970); (3) HOSCHEK (1969); (4) HOLDAWAY y LEE (1977), con  $Mg/(Mg+Fe)=0.60$ ; (5) THOMPSON (1976); (6) Melt "in" (WINKLER, 1976), con presencia de fluidos; (7) HOSCHER (1969); (8) KERRICH (1972),  $X_{H_2O}=1$ . Abreviaturas de KRETZ (1981), V= vapor.**



para cordieritas con relaciones  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  de 0,60 (HOLDAWAY y LEE, 1977). La trayectoria P-T seguida para las rocas estudiadas pasa cerca de la intersección de estas dos reacciones, con cordierita (Mg60, supuesta) + moscovita estable en la zona de la cordierita y cordierita (Mg50-60) + feldespato potásico + sillimanita + biotita + cuarzo estable en la zona de sillimanita + feldespato potásico. La transición andalucita  $\rightarrow$  sillimanita pasa cerca de la intersección de estas dos reacciones de formación de cordierita. Gráficamente, se deduce una trayectoria que pasa por debajo de este punto de intersección y que da lugar a una zonación con: and + cord, seguida por sill + mos y por sill + fk, seguida por después por fusión parcial, que es la observada.

El hecho textural de que minerales índice que aparecen en muestras individuales de la zona de sillimanita + moscovita, así como de otras zonas termoestructuralmente superiores, presenten una secuencia de crecimiento en el mismo orden en que ellas aparecen en el campo (por ejemplo, porfiroblastos de andalucita con inclusiones de biotita y cuarzo, englobadas por una foliación definida por sillimanita fibrolítica), indica que la trayectoria P-T de estas muestras ha cruzado unas reacciones de formación de minerales que limitan sus campos de estabilidad, en el siguiente orden:



siendo:

- (1) fengita/moscovita + clorita  $\rightarrow$  moscovita + biotita + cuarzo +  $\text{H}_2\text{O}$
- (2) clorita + moscovita + cuarzo  $\rightarrow$  cordierita + biotita +  $\text{H}_2\text{O}$   
clorita + moscovita + cuarzo  $\rightarrow$  cordierita + andalucita + biotita +  $\text{H}_2\text{O}$
- (3) cordierita + moscovita + cuarzo  $\rightarrow$  biotita + andalucita +  $\text{H}_2\text{O}$
- (4) andalucita  $\rightarrow$  sillimanita  
cordierita + moscovita + cuarzo  $\rightarrow$  biotita + sillimanita +  $\text{H}_2\text{O}$
- (5) moscovita + cuarzo  $\rightarrow$  sillimanita + feldespato potásico +  $\text{H}_2\text{O}$
- (6) moscovita + cuarzo +  $\text{H}_2\text{O}$   $\rightarrow$  sillimanita + fundido  
moscovita + cuarzo + biotita +  $\text{H}_2\text{O}$   $\rightarrow$  sillimanita + fundido; y  
moscovita + cuarzo  $\rightarrow$  sillimanita + feldespato potásico + fundido.

Si se acepta la trayectoria P-T de la figura, las condiciones de (fundido mínimo) fusión húmeda se alcanzan a  $T=660-670^\circ\text{C}$ , para presiones entre 3,2 y 3,3 Kb, estableciendo un gradiente P-T de alrededor de  $65^\circ\text{C}/\text{Km}$ . Asumiendo un gradiente similar para las rocas situadas más superficialmente y considerando su intersección con la curva de formación de cordierita (SEIFERT y SCHREYER, 1970), resultan unas condiciones de T de unos  $540-550^\circ\text{C}$  y de 2,5-

2,6 Kb de P, que fueron las que debieron experimentar las rocas situadas en la parte de menor temperatura de la zona de la cordierita.

### 3.3.5. **Discusión sobre el metamorfismo**

La modelización térmica ha demostrado que un metamorfismo progrado de andalucita a sillimanita no puede ser producido a través de un proceso orogénico simple de engrosamiento cortical seguido de una relajación controlada por erosión (ENGLAND y THOMPSON, 1984; THOMPSON y ENGLAND, 1984). Para explicar las altas temperaturas alcanzadas en niveles corticales altos, como los de la zona estudiada, durante la evolución tectonothermal hercínica, son necesarios o datos en los perímetros de estudio inusualmente altos o modelos termales con dos o más estadios (THOMPSON y RIDLEY, 1987).

Fundamentalmente, dos tipos de modelos explican hoy el metamorfismo con desarrollo de facies de bajas presiones (relaciones T/P): los relacionados con extensión cortical (WICKHAM y OXBURGH, 1985) y los relacionados con calentamiento magmático (LUX *et al.*, 1986; DE YOREO *et al.*, 1989). Sin embargo, ambos procesos pueden estar relacionados en el tiempo y en el espacio y, como sugieren THOMPSON y RIDLEY (1987), la causa de los altos gradientes geotérmicos primarios mas bien parece ser la extensión que la inyección magmática.

Aunque un transporte de calor adventivo por ascenso de magmas o fluidos puede haber contribuido al aumento de la temperatura en niveles corticales someros, en los que las isogradas se disponen frecuentemente concéntricas a los límites de los granitoides; en los niveles profundos, como en el núcleo anatéctico del Domo del Tormes (Hoja de Fermoselle), las migmatitas parecen haberse formado "in situ" y los plutones graníticos que allí afloran como grandes masas son claramente intrusivos y no son, por lo tanto, agentes de transporte de calor durante el metamorfismo.

Por otra parte, los datos estructurales a todas las escalas y petrológicos, indican en los materiales de la Unidad Superior un aumento de la temperatura, más o menos isobárica, contemporánea a un proceso tectónico de extensión cortical a su vez posterior a un previo engrosamiento cortical. Dicho calentamiento y los altos gradientes térmicos, son consistentes con modelos de colapso extensional con adelgazamiento cortical de una corteza previamente engrosada, en los que el metamorfismo en la corteza media y superior tiene lugar durante la extensión de la inferior, originado por el "detachment" de una engrosada capa térmica inferior litosférica (SANDIFORD y POWELL, 1986; ENGLAND y HOUSEMAN, 1988).

## 3.4. GEOQUIMICA

### 3.4.1. **Granitos "ala de mosca"**

Se trata de rocas con cuarzo y corindón normativos, con una cierta variabilidad composicional (tabla 1). El contenido en apatito normativo es proporcional a su acidez, mientras que el contenido en ferromagnesianos (hiperstena normativa) y en titanio (ilmenita normativa) son

inversamente proporcionales al valor de Q normativo. Las relaciones Or/Ab no son sistemáticas y van de  $< 1$  a  $> 1$ . Se clasifican en el QAPF (STRECKEISEN, 1976) como monzogranitos advirtiéndose en el diagrama de la figura 6 las variaciones en la acidez anteriormente comentadas.

El análisis de elementos traza Rb-Ba-Sr representado en el diagrama ternario de la figura 7, refleja una ligera trayectoria de diferenciación, desde muestras moderadamente diferenciadas hasta muestras con un grado de diferenciación alto. Estas diferencias son debidas principalmente a que las muestras estudiadas pertenecen a zonas en las que el granito presenta algún tipo de particularidad, como es el caso de la muestra 9144 correspondiente a una zona rica en diques de cuarzo mineralizados en sulfuros y wolframio (área delimitada en el Mapa Geológico) o la 9068 próxima a la aureola metamórfica producida por la intrusión de este granito sobre el encajante metamórfico. Así, el bajo contenido en Ba y Sr (tabla 3) de la muestra con un mayor grado de diferenciación, está relacionado con la variación mineralógica producida en el granito como consecuencia del metamorfismo de contacto ocasionado por la intrusión del plutón.

El diagrama de la figura 8 basado en la discriminación de elementos traza para la clasificación de los granitos en función de su origen tectónico (PEARCE, *et al.*, 1984) incluye a estos granitos dentro del grupo de granitos colisionales. La presencia de una foliación con direcciones N120-130°E marcada principalmente por la biotita lleva a considerar a este macizo como sin- a tardifase 3 de la Orogenía Hercínica.

### 3.4.2. Granito de Barruecopardo

En general, estos granitos presentan altos valores de cuarzo y corindón normativo (tabla 1), el último de los cuales se corresponde con la abundancia modal de moscovita. Los contenidos en calcio, hierro, magnesio y titanio son bajos (bajas proporciones de plagioclasa cálcica y ferromagnesianos), mientras que el fósforo (apatito normativo) es más alto que en otros tipos graníticos, generalmente con menor I.D., aunque siempre muy inferior al de las rocas básicas e intermedias. Todas estas características evidencian que la mayoría de las rocas incluidas en este macizo corresponden a granitos bastante diferenciados. Se clasifican como monzogranitos según el diagrama QAPF y en él, se puede observar como una de las muestras proyectadas se aleja de las composiciones modales del resto, mostrando un carácter mucho más básico. Esto es debido a que la muestra procede de un enclave de tipo biotítico incluido en este granito.

Esta diferencia composicional también se advierte en el diagrama de BOUSEILY y SOKKARY (1975) de la figura 7. La muestra con mayor contenido biotítico y correspondiente al enclave presenta unos valores más altos en Ba y Sr que el resto y así un grado de diferenciación menor.

En cuanto a su interpretación tectónica el granito de Barruecopardo es considerado de tipo colisional tardicinemático (Fig. 8). De hecho no se ha observado a escala de campo ningún tipo de orientación o foliación mineral.

TABLA 1

N°	9068	9144	9142	9143	9004	9002	9005	9112	9114	9149
SiO <sub>2</sub>	74,09	69,91	71,86	72,48	73,56	73,22	68,88	69,39	71,60	71,66
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,32	0,21	0,28	0,25	0,26	0,39	0,36	0,28	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,38	15,79	15,19	14,71	14,43	14,37	15,70	15,88	15,20	15,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	1,08	1,98	1,49	1,76	1,60	1,68	2,69	2,26	2,05	1,54
MnO	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02
MgO	0,10	0,66	0,35	0,41	0,31	0,40	1,05	0,77	0,53	0,35
CaO	0,58	0,82	0,69	0,71	0,68	0,75	1,51	0,83	0,78	0,70
Na <sub>2</sub> O	3,73	3,11	3,28	3,18	3,09	3,03	3,64	2,97	3,06	3,42
K <sub>2</sub> O	4,54	5,62	4,84	4,55	4,55	1,98	4,43	5,48	4,85	5,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,30	0,31	0,38	0,39	0,39	0,34	0,33	0,29	0,31
H <sub>2</sub> O	0,85	1,12	1,50	1,21	0,84	0,70	0,83	1,35	1,00	1,10
Total	99,79	99,65	99,74	99,69	99,72	99,80	99,50	99,64	99,66	99,71
Q	33,70	26,98	32,02	34,23	36,18	34,20	24,92	27,51	32,07	29,20
Or	26,83	33,21	28,60	26,89	26,89	29,43	26,18	32,39	28,66	31,32
Ab	31,56	26,32	27,76	26,91	26,15	25,64	30,80	25,13	25,89	28,94
An	0,79	2,11	1,40	1,04	0,83	1,18	5,27	1,96	1,98	1,45
Hy	2,07	4,79	3,30	3,83	3,33	3,69	6,98	5,51	4,66	3,36
Ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Il	0,21	0,61	0,40	0,53	1,47	0,49	0,74	0,63	0,53	0,44
Ap	0,74	0,70	0,72	0,88	0,90	0,90	0,79	0,76	0,67	0,72
C	3,04	3,82	4,04	4,17	4,12	3,56	2,98	4,34	4,19	3,19
ID/TT	92,09	86,51	88,38	88,03	89,22	89,27	81,90	85,03	86,63	89,46
FEMG	0,85	0,59	0,68	0,88	0,72	0,67	0,56	0,59	0,66	0,68
A	87,51	76,78	81,53	78,08	80,00	79,39	68,33	73,61	75,41	82,19
F	11,43	17,41	14,96	17,78	16,75	16,65	22,78	19,69	19,54	14,51
M	1,06	5,80	3,51	4,14	3,25	3,96	8,89	6,71	5,05	3,30

- Granito "Ala de Mosca": 9068, 9144, 9142.
- Granito de Barruecopardo: 9143, 9004, 9002, 9005.
- Granito de grano grueso-muy grueso, biotítico, porfídico (Cabeza de Caballo): 9112, 9114.
- Granito de grano medio y dos micas (Granito Inhomogéneo): 9149.

### 3.4.3. Granito de grano grueso-muy grueso, biotítico, porfídico (Cabeza de Caballo)

Las rocas de este macizo corresponden a monzogranitos (Fig. 6), menos diferenciados que los anteriormente descritos, como se manifiesta en sus menores I.D. y relación Fe/Mg (tabla 1); sus contenidos normativos en cuarzo, albita y ortosa tienden a ser algo menores e inversamente para la anortita y la hiperstena normativas. Este menor grado de diferenciación también se observa en el diagrama de la figura 7.

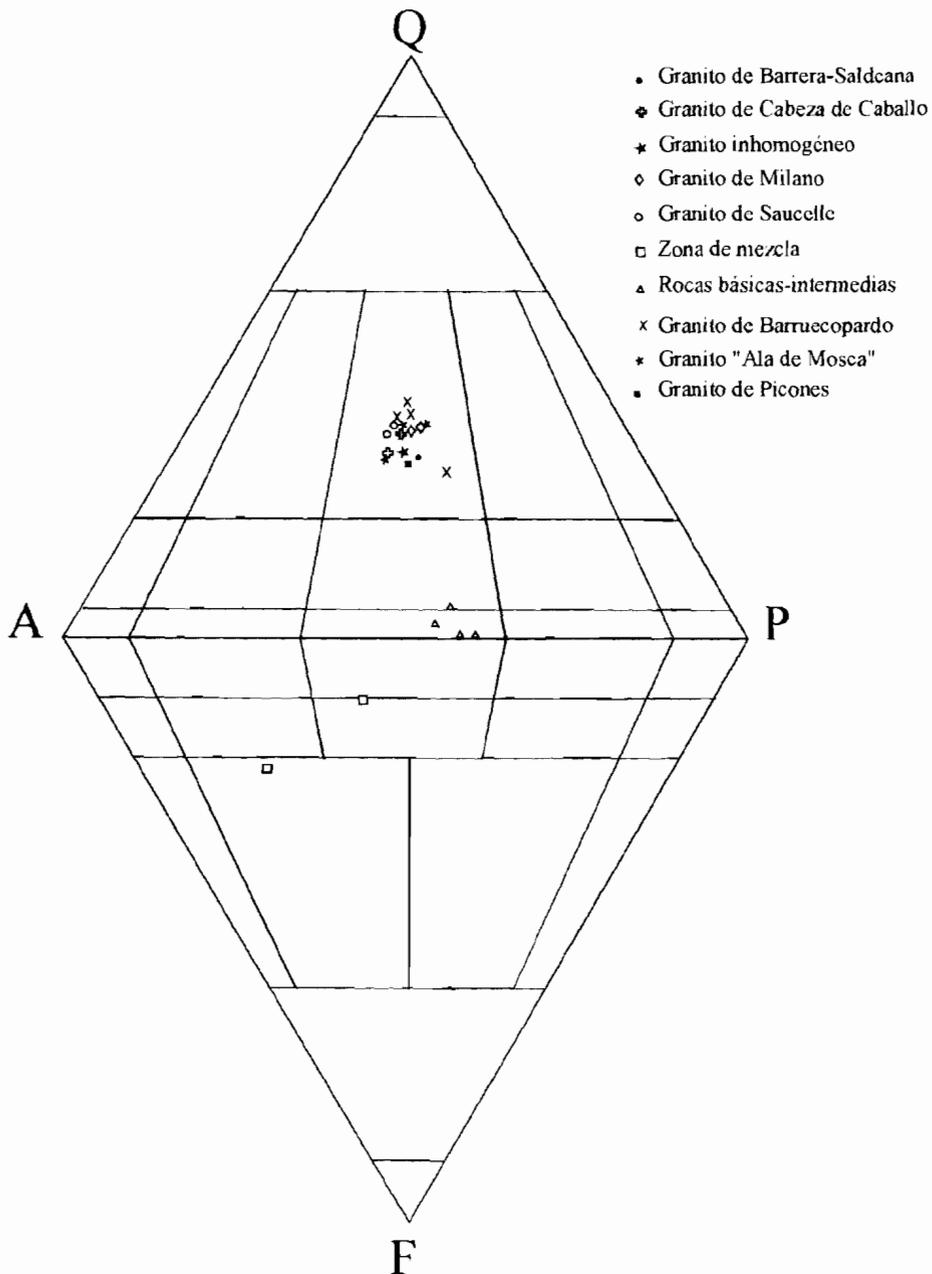


Fig. 6. Diagrama QAPF (STRECKEISEN, 1976)

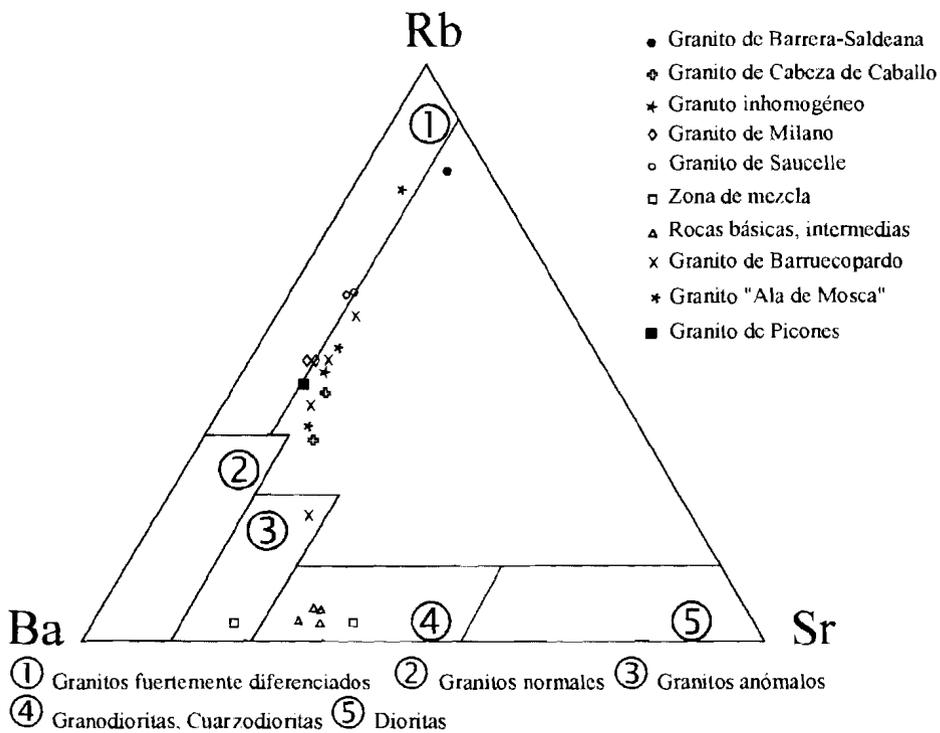
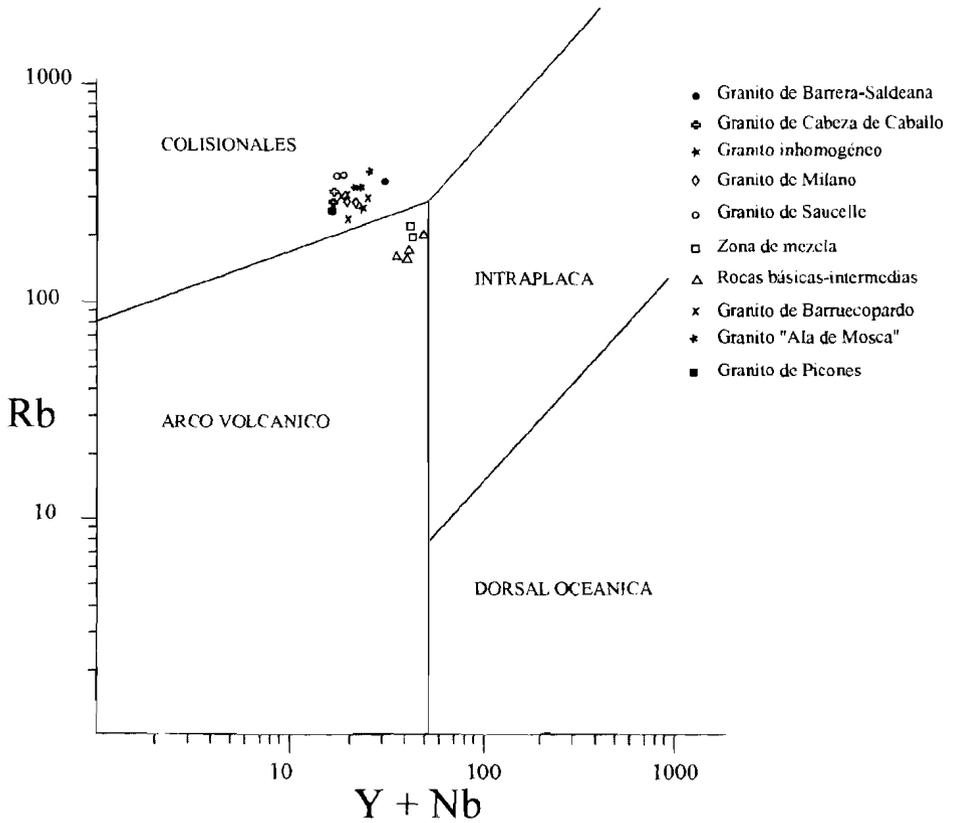


Fig. 7. Diagrama ternario Rb-Ba-Sr (BOUSEILY y SOKKARY, 1975)



**Fig. 8. Diagrama de interpretación tectónica (PEARCE et al., 1984)**

Se trata de un granito sinfase 3 afectado posteriormente por pequeñas bandas de cizalla postfase 3, y queda proyectado por lo tanto en el diagrama de PEARCE *et al.* (1984) en el campo correspondiente a los granitos colisionales.

#### 3.4.4. Granito de grano medio de dos micas (Granito inhomogéneo)

La única muestra analizada corresponde a un monzogranito (Fig. 6) bastante evolucionado (tabla 1), con valores normativos moderadamente altos de cuarzo y corindón, altos de feldespatos alcalinos y bajos de anortita e hiperstena. Tal y como muestra el diagrama de la figura 7, de Rb-Ba-Sr y corroborando los datos normativos antes mencionados este granito se proyecta en la trayectoria de los granitos fuertemente diferenciados.

En cuanto a su interpretación tectónica, se puede decir que este granito intruyó durante las mismas etapas que la mayor parte de los granitos que afloran en esta Hoja, y que por lo tanto se trata de un granito colisional sinfase 3, (Fig. 8).

#### 3.4.5. Granito de grano medio-fino, dos micas (Macizo de El Milano)

Se trata de un granito muy diferenciado (tabla 2), con valores normativos altos de cuarzo y feldespatos alcalinos, moderadamente altos de corindón y bajos de anortita, hiperstena e ilmenita. Los contenidos en fosfórico (apatito normativo) son de los más altos dentro de las rocas de la "suite" granítica que aparecen en la Hoja, y las relaciones Or/Ab son menores que 1.

Al igual que el resto de granitos de la Hoja, en el diagrama QAPF de la figura 6 se clasifica como un monzogranito. En cuanto a su evolución (Fig. 7) tal y como se deduce del análisis de sus elementos mayores es un granito fuertemente diferenciado.

Como se deduce del diagrama de la figura 8 (PEARCE *et al.*, 1984), es un granito colisional, y atendiendo a sus elementos estructurales intruido durante la etapa 3 de la Orogenia Hercinica.

#### 3.4.6. Rocas básicas e intermedias

Englobamos bajo este epígrafe a macizos de rocas escasamente diferenciadas y que van desde rocas metaaluminicas subsaturadas en sílice (olivino normativas, con nefelina e incluso leucita normativa), clasificadas en el diagrama QAPF (Fig. 6) como cuarzomonzonitas hasta rocas débilmente peraluminicas y con cuarzo normativo. Los contenidos en feldespatos alcalinos aumentan con el I.D., siendo las relaciones Or/Ab siempre  $> 1$ . También aumentan con la acidez las relaciones Fe/Mg, que son bastante bajas ( $< 0.50$ ), mientras que descienden los contenidos normativos en anortita y en apatito. En este punto es de notar que el fósforo tiene en estas rocas un comportamiento contrario al que manifiesta en las rocas graníticas. El contenido (tanto normativo como modal) en FK es demasiado alto para rocas tan poco diferenciadas, lo que indica importantes procesos de asimilación magmática o de potasificación metasomática.

TABLA 2

Nº	9105	91051	9141	9137	9113	9132	9146	9055	9058	9039	9015	9013
SiO <sub>2</sub>	72,66	73,13	53,67	58,15	52,22	58,75	48,35	50,99	73,22	71,56	72,38	72,28
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,18	1,37	1,00	0,74	0,81	1,29	0,68	0,15	0,20	0,19	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,01	14,72	17,69	17,41	16,65	17,18	11,37	17,76	14,80	14,80	15,17	15,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	1,33	1,27	5,68	4,88	6,30	4,92	5,82	6,08	1,12	1,68	1,33	1,29
MnO	0,01	0,00	0,08	0,08	0,12	0,08	0,10	0,12	0,01	0,02	0,01	0,01
MgO	0,26	0,25	4,60	3,07	6,74	3,30	9,99	5,37	0,22	0,30	0,30	0,28
CaO	0,65	0,63	5,46	3,90	6,72	3,96	12,05	6,23	0,69	0,63	0,57	0,58
Na <sub>2</sub> O	3,45	3,56	2,86	3,33	2,87	3,26	1,06	3,02	3,57	3,71	3,33	3,48
K <sub>2</sub> O	4,86	4,66	5,18	5,85	4,69	5,36	5,74	6,38	5,04	5,39	4,82	4,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,38	1,34	0,88	0,99	0,79	1,96	1,31	0,30	0,37	0,37	0,36
H <sub>2</sub> O	1,05	1,07	1,19	0,75	1,00	0,82	1,13	1,16	0,69	1,03	1,25	1,24
Total	99,85	99,85	99,12	99,30	99,04	99,23	98,86	99,10	99,81	99,69	99,72	99,75
Q	32,32	33,01	0,00	2,54	0,00	4,52	0,00	0,00	31,37	27,32	32,96	32,14
Or	28,72	27,54	30,61	34,57	27,72	31,68	27,72	37,70	29,79	31,85	28,49	28,25
Ab	29,19	30,13	24,20	28,18	23,02	27,59	0,00	11,78	30,21	31,39	28,18	29,45
An	0,68	0,65	18,34	13,60	18,70	14,49	9,31	16,06	1,47	0,71	0,41	0,53
Lc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69	0,00	4,86	7,46	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	5,67	0,00	30,23	5,16	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy	2,81	2,66	14,72	15,10	0,00	16,06	0,00	0,00	2,38	3,54	2,89	2,79
Ol	0,00	0,00	3,69	0,00	17,56	0,00	13,76	15,44	0,00	0,00	0,00	0,00
Il	0,34	0,34	2,60	1,90	1,41	1,54	2,45	1,29	0,28	0,38	0,36	0,34
Ap	0,90	0,88	3,10	2,04	2,29	1,83	5,54	3,04	0,70	0,86	0,86	0,83
C	3,83	3,58	0,66	0,61	0,00	0,71	0,00	0,00	2,94	2,60	4,32	4,18
ID/TT	90,24	90,67	54,81	65,29	51,42	63,78	37,44	56,95	91,36	90,57	89,62	89,84
FEMG	0,72	0,71	0,36	0,43	0,32	0,42	0,21	0,37	0,72	0,74	0,69	0,70
A	83,94	84,39	43,89	53,59	36,70	51,19	30,08	45,08	86,53	82,13	83,33	84,03
F	13,43	13,04	31,00	28,49	30,58	29,22	25,74	29,16	11,26	15,16	13,60	13,12
M	2,63	2,57	25,11	17,92	32,72	19,60	44,18	27,76	2,21	2,71	3,07	2,85

- Granito de grano medio-fino y dos micas (Macizo del Milano): 9105, 91051.
- Rocas básicas e intermedias: 9141, 9137, 9113, 9132.
- Rocas básicas (zona de mezcla): 9146, 9055.
- Granito de grano grueso y dos micas (Facies no porfídica), Macizo de Picones): 9058.
- Granito de grano grueso y dos micas (Facies porfídica, Macizo de Barreras-Saldeana): 9039.
- Granito de Saucelle: 9015, 9013.

Tal y como indica el diagrama de la figura 7, se trata de rocas poco diferenciadas con muy bajos contenidos en Rb (tabla 3). El alto contenido en minerales máficos (anfíbol, biotita) hace que queden proyectadas en el campo 4 perteneciente a rocas con un grado de dife-

TABLA 3

Nº	9068	9144	9142	9143	9004	9002	9005	9112	9144	9149	9039
Li	80	139	88	136	138	129	121	87	156	131	132
Rb	329	322	334	287	278	238	287	309	307	333	389
Be	6	8	10	11	8	8	10	5	8	8	5
Sr	31	132	82	70	55	76	305	141	100	88	26
Ba	62	398	258	235	160	282	745	427	313	285	61
Y	7	7	10	9	8	9	12	9	9	9	8
Zr	51	116	90	118	101	109	155	145	120	92	58
Nb	16	10	12	14	16	11	13	10	11	13	19
Pb	31	49	38	33	35	36	63	51	52	53	25
V	4	19	11	13	10	11	36	23	17	12	5
Cr	137	115	110	109	131	116	102	131	108	118	161
Ni	0	0	0	0	00	00	0	0	10	0	0
Cu	0	0	10	00	00	00	14	13	9	0	9
Zn	54	86	74	72	78	64	77	107	85	73	61
F	800	1200	900	1300	1000	700	1900	1100	1000	1100	1200
Nº	91051	9105	9141	9137	9113	9132	9146	9055	9058	9015	9013
Li	54	100	49	90	85	227	89	69	94	119	132
Rb	284	288	175	208	163	198	220	163	267	378	371
Be	5	8	5	7	8	6	9	11	5	7	10
Sr	59	57	1866	1344	2063	1398	1821	2879	84	58	60
Ba	244	252	4112	2614	3901	2674	6792	4409	263	187	191
Y	6	7	22	24	22	23	28	27	6	6	6
Zr	83	86	86	277	151	197	252	147	72	84	78
Nb	11	13	20	33	16	21	15	14	11	13	12
Pb	28	32	53	66	113	76	41	152	3497	32	32
V	7	7	138	92	137	91	162	126	7	8	8
Cr	107	95	89	81	88	92	394	53	140	103	125
Ni	0	0	26	14	72	21	84	42	0	0	0
Cu	0	0	25	17	21	19	0	11	0	0	0
Zn	61	65	83	81	75	75	93	66	54	77	77
F	700	800	2500	1700	2500	2000	4900	2200	700	1300	1100

- Granito "Ala de Mosca": 9068, 9142.
- Granito de Barruecopardo: 9143, 9004, 9002, 9005.
- Granito de grano grueso-muy grueso, biotítico, porfídico (Cabeza de Caballo): 9112, 9114.
- Granito de grano medio y dos micas (Macizo del Milano): 9105, 91051.
- Rocas básicas e intermedias: 9141, 9137, 9113, 9132.
- Rocas Básicas (zona de mezcla): 9146, 9055.
- Granito de grao grueso y dos micas (Facies no porfídica, Macizo de Picones): 9058.
- Granito de grano grueso y dos micas (Facies Porfídica, Macizo de Barreras-Saldeana): 9039.
- Granito de Saucelle: 9015, 9013.

renciación menor (granodioritas o cuarzodioritas). Aparecen íntimamente relacionadas con el macizo de Mieza-Cabeza de Caballo y existen evidencias para concluir que dichas rocas han sufrido un proceso de hibridación y mingling con este granito confiriéndolas un cierto carácter anómalo.

La textura actual que presentan estas rocas parece producto de procesos de recristalización que obliteran lo que parece una foliación previa. Se las considera de esta manera, rocas colisionales anteriores al granito con el que se mezclan, afectadas por las etapas deformacionales hercínicas. Su composición mineralógica de carácter más básico que el resto de granitos cartografiados en la Hoja, hace que dichas rocas se proyecten en el campo de los granitos de arco volcánico aunque no sea éste su auténtico origen (Fig. 8). El cambio en la mineralogía de estas rocas respecto al resto no ha sido aún explicado, aunque es posible que su origen esté relacionado con la fusión parcial de una corteza inferior en etapas de relajación terminal que siguen a los estados de colisión.

#### 3.4.7. **Granito de grano grueso de dos micas, no porfídico (Macizo de Picones)**

La única muestra analizada de este granito corresponde a una roca muy diferenciada (tabla 2), de alta relación Fe/Mg, contenido normativo en cuarzo, corindón, ortosa y albita moderadamente altos ( $Or/Ab < 1$ ). El contenido normativo en anortita es moderadamente bajo, comparado con el de los otros granitos de la Hoja, siendo también bajos los de hiperstena e ilmenita. Se clasifica como un monzogranito en el diagrama QAPF y como puede observarse en la figura 7 (BOUSEILY y SOKKARY, 1975) este granito se encuentra en la trayectoria de diferenciación definida por el resto de granitos fuertemente diferenciados de esta Hoja.

La presencia de una foliación definida por la orientación de biotitas según E-O, a  $N100^{\circ}E$  junto a la proyección en el diagrama de PEARCE *et al.* (1984) de la figura 8 (granitos colisionales) hacen asociarlo a etapas tardías de la fase III de la orogenia Hercínica.

#### 3.4.8. **Granito de grano grueso, dos micas, porfídico (Macizo de Barreras-Saldeana)**

Su principal diferencia con respecto a la facies no porfídica del Macizo de Picones en cuanto a geoquímica de elementos mayores y menores, y siempre teniendo en cuenta el exiguo muestreo disponible, consiste en un mayor contenido normativo en ortosa, relacionable con el porfidismo de la roca y menor en cuarzo y anortita normativas. El resto de indicadores del grado de diferenciación son muy semejantes en ambas facies o macizos.

#### 3.4.9. **Granito de Saucelle**

Se trata también de unos granitos fuertemente diferenciados, con altos I.D. y FEMG (tabla 2). Comparativamente presentan elevados contenidos normativos en cuarzo, corindón (es rico en moscovita) y albita, algo menos acusados en ortosa y bajos en anortita e hiperstena normativas. Las relaciones  $Or/Ab$  van de aproximadamente la unidad a inferiores a 1. En el diagrama de BOUSEILY y SOKKARY (1975), quedan proyectados dentro de la trayectoria de diferenciación por encima del resto de granitos de la Hoja excepto alguna muestra anómala que ya se ha descrito anteriormente.

En cuanto a su interpretación tectónica (Fig. 8) es considerado junto con el granito de Barruecopardo como un granito tardicinemático ya que a escala de afloramiento no presenta ningún tipo de deformación.

## 4. TECTÓNICA

### 4.1. TECTÓNICA HERCÍNICA

El Domo de El Tormes (MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974; GIL IBARGUCHI y MARTÍNEZ, 1982; MARTÍNEZ y ROLET, 1988; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ *et al.*, 1988), 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 por su esencialmente distinta evolución tectono-termal (ESCUADER *et al.*, 1994; ESCUDER, 1995). 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 sobreimpuestas. La Unidad Superior se interpreta como un alóctono extensional situado en el bloque superior de la zona de cizalla extensional y a ella pertenecen todos los metasedimentos de la Hoja de Vilvestre.

En el ámbito territorial de la Hoja de Vilvestre dos sectores de afloramientos de metasedimentos pueden ser considerados. Ambos sectores, de límites arbitrarios, aparecen cartográficamente separados por los macizos graníticos que ocupan la parte central y oriental de la Hoja siguiendo una orientación NO-SE aproximada. En cada uno de ellos son reconocibles una serie de características, como el tipo de fábrica, esquistosidad principal en el sector o el grado de metamorfismo alcanzado, que justifican y facilitan su descripción de forma independiente. Son: (1) el sector de Vilvestre-Saucelle-Puente Internacional (**VSPI**), y (2) el sector de Fuentes de Masueco-Masueco-Aldeadávila (**FMA**). Este último sector situado en el ángulo NE de la Hoja se prolonga más al norte y al este, en las vecinas Hojas de Aldeadávila de la Ribera (422) y Vitugudino (450), y a él se asocian también las bandas de metasedimentos aflorantes al sur de la localidad de Cabeza de Caballo y entre Encinasola de los Comendadores y Villasbuenas.

#### 4.1.1. Macro-mesoestructuras

##### *Pliegues*

En los metasedimentos aflorantes en la Hoja se pueden reconocer en base a criterios geométricos y cinemáticos un total de cuatro fases de pliegues a pequeña escala superpuestos y tres fases de pliegues superpuestos de gran escala. Los pliegues de pequeña escala más antiguos,  $D_1$  y  $D_2$ , son "grosso modo" coaxiales y presentan diferentes características en cada uno de los sectores considerados (VSPI y FMA). En adelante, las referencias a la dirección de transporte tectónico deducidas desde indicadores cinemáticos y asimetría de fábricas miloníticas, se establece para simplificar en sentido amplio (por ejemplo, hacia el SE). Generalmente, estos vectores expresan el vector medio o sentido predominante de transporte.

En el sector VSPI la megaestructura está constituida fundamentalmente por pliegues  $D_1$  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 Tremadoc rellenando dispositivos sedimentarios en "graben" o "semigraben" producto, probablemente, de una tectónica contemporánea distensiva.

En toda la zona son abundantes los pliegues a pequeña escala. Se trata de pliegues  $D_1$ , abiertos y cerrados, orientados de NO-SE a ONO-ESE, asimétricos y vergentes al NE, con superficies axiales que buzcan en general valores altos, mayores de  $45^\circ$ , al S y SO, y ejes de pliegues subhorizontales con ángulos de inmersión bajos (menores de  $20^\circ$ ), 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  $D_1$  afectan, en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico, a un bandeo sedimentario heredado (alternancias de metapelitas y metasiltitas) y a delgados niveles de cuarzoquistos y cuarcitas, estableciéndose un ángulo entre la  $S_0$  y la esquistosidad de plano axial asociada a los  $D_1$ ,  $S_1$ , 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  $F_1$ . Asociadamente se define una lineación  $L_1$  de intersección entre los planos  $S_0$  y  $S_1$ . No se han encontrado grandes variaciones en la orientación de  $L_1$  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  $D_1$  con las cubetas ordovícicas se obtiene una macroestructura para  $D_1$  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 ordovícicas 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  $D_1$ , 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.

En este sector se han encontrado escasos pliegues  $D_2$ , reconocibles en el afloramiento porque pliegan a los  $D_1$  y a la  $S_1$ , atribuibles a la  $F_2$ . Se trata de pliegues de escala decimétrica y métrica, fuertemente asimétricos e isoclinales, de plano axial subhorizontal buzando siempre menos de  $30^\circ$  al N y NE, que presentan direcciones desde E-O a NO-SE para sus ejes con pequeños ángulos de inmersión (menos de  $20^\circ$ ) tanto al E como al O (Fig. 7). Su desarrollo va acompañado con procesos de transferencia de material disuelto y por la for-

mación local de abundantes venas y grietas de extensión "en échelon" rellenas de cuarzo, como se observa en los metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico aflorantes a lo largo del corte del Puerto de La Molinera y en el Ordovícico del vértice de La Jana (715 m), al S de Saucelle. Dichas venas son oblicuas a la  $S_1$  y forman un sistema de pares conjugados, con mayor desarrollo para una de las familias. Sufren durante la deformación progresiva de  $F_2$  una rotación hasta paralelizarse con los planos axiales de los  $D_2$ , y un "boudinamiento" en el plano XZ ( $S_2$ ) con ejes subparalelos a los  $D_2$ . Los "boudins" presentan en ocasiones una disposición escalonada y están alineados oblicuamente con respecto a su alargamiento, siendo referibles en estos casos a una extensión no coaxial (PLATT y VISERS, 1980).

Las relaciones entre sistemas de venas de extensión y pliegues  $D_2$  y  $S_2$ , son compatibles con zonas discretas de cizalla dúctil a semifrágil formadas a lo largo de toda la pila metasedimentaria, por cizalla simple bajo un campo de esfuerzos con características extensionales. Estas son deducibles desde la orientación de los ejes del elipsoide de deformación, para el conjunto de estas estructuras desarrolladas en un medio foliado, que establecen una disposición subvertical para la dirección de máximo acortamiento (Z) y subhorizontal para la de máxima extensión (X) con orientación desde SSE-NNO a SE-NO. Los indicadores cinemáticos señalan direcciones predominantes de transporte hacia el SE.

En el sector FMA, sin embargo, los pliegues de pequeña escala que se encuentran, pertenecen a  $F_2$  ( $D_2$ ). Se trata de pliegues asimétricos e isoclinales, con superficies axiales vergentes al N y NE que buzan ángulos menores de  $45^\circ$  al S, y ejes de pliegues subhorizontales con ángulos de inmersión muy bajos (menos de  $15-20^\circ$ ) hacia el ONO-NO y ESE-E. No se han reconocido importantes macroestructuras  $D_2$  cartográficas, pero sí en la prolongación de este sector al N en la vecina Hoja de Aldeadávila de la Ribera (422).

Los pliegues  $D_2$  del sector FMA, el cual verifica unas condiciones de metamorfismo más profundas que el VSPI, presentan un mayor grado de aplastamiento que los pliegues  $D_2$  del sector VSPI, reflejándolo en su mayor amplitud y menor ángulo entre flancos, observándose éstos muy evolucionados con superposición al "buckling" inicial de una fuerte tasa de aplastamiento. Presentan, al compararlos también con los del más superficial sector VSPI, 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.

En los niveles estructuralmente más bajos del sector FMA, los pliegues  $D_2$  son asimétricos e isoclinales, a menudo de estilo similar, con flancos casi invariablemente boudinados y lineación mineral paralela al eje del pliegue. Estos pliegues tienen simetría rómbica y monoclinica, aunque son poco cilíndricos; en algunos casos también se han observado "sheath folds". La orientación de los boudines y su asimetría indica extensión subhorizontal dirigida al SE, paralela a los ejes de los pliegues y a la  $L_2$  de estiramiento.

Las estructuras de  $F_2$ , como pliegues  $D_2$  y la foliación regional principal  $S_2$  se presentan transformadas por un grupo de estructuras de desarrollo espacialmente muy heterogéneo, que incluyen microcizallas y pequeñas bandas miloníticas, esquistosidad de crenulación extensional (ECCs de PLATT y VISSERS, 1980) en micaesquistos y estructuras de "boudinamiento"

de la foliación en materiales competentes. Dichas estructuras manifiestan en conjunto una deformación dúctil por extensión no coaxial desarrollada con posterioridad a la  $F_2$  (PLATT y VISSERS, 1980). Los indicadores cinemáticos en estas estructuras establecen sentidos de movimiento de techo 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 conjugado con respecto a la foliación regional, que en todo el sector presenta buzamientos menores de  $45^\circ$  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 fracturación y discontinuidad de la foliación y de los pliegues  $D_2$  así como, localmente, desarrollo de estructuras S-C que permiten deducir en ellos un movimiento normal de bloque de muro al S y SE.

En ambos sectores, VSPI y FMA, se observa una generación posterior de pliegues  $D_3$  los cuales pliegan a los pliegues  $D_1/D_2$  y a la foliación regional. Sus relaciones temporales con respecto al grupo de estructuras extensionales no han podido ser bien establecidas aunque todos los criterios apuntan a su generación posterior. Los pliegues  $D_3$  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  $D_3$  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  $60^\circ$  (subverticales) y de ejes subhorizontales con ángulos de inmersión bajos (menores de  $30^\circ$ ) en general hacia el NO aunque también hacia el SE. Los pliegues  $D_3$  son groseramente coaxiales con los  $D_1$ , del sector VSPI. Forman muy localmente figuras de interferencia de tipo 3 (RAMSAY, 1967) al superponerse dos familias de pliegues de ejes subparalelos, con planos axiales subverticales.

Por la asimetría de pliegues menores  $D_3$  y el basculamiento de flancos normales e inversos de pliegues de gran escala de  $F_1$  ( $D_1$ ), se han deducido una serie de suaves macroestructuras antiformales y sinformales de  $F_3$ . Se trata, en el sector VSPI, de deformaciones de gran radio que tienden a reaplastar las estructuras de  $F_1$  y ondular las superficies  $S_1$  (que no pueden ser microplegadas, pues ya se encuentran situadas en el campo de acortamiento en el campo de esfuerzos de  $F_3$  por su disposición subvertical previa). No obstante, localmente se han observado unas bandas subparalelas a la dirección de las zonas de charnela de pliegues  $D_3$ , 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 carácter dúctil a semifrágil, cuyas características geométricas y cinemática las hacen compatibles "grosso modo" al campo de esfuerzos de la  $F_3$ .

En el sector FMA, la  $F_3$  genera abundantes meso y micropliegues así como estructuras de escala variable (los planos axiales  $D_2$  y la esquistosidad  $S_2$  presentan una disposición subhorizontal susceptible de ser replegada) cuya orientación y asimetría es referible a la presencia de estructuras antiformales mayores, de escala kilométrica, situadas más al NE (hacia el núcleo central del "Domo del Tormes", de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ *et al.*, 1988). Resulta difícil de estimar la dirección del campo de esfuerzos responsables de las estructuras regionales

D<sub>3</sub>. Las estructuras D<sub>3</sub> fueron probablemente generadas por transgresión sinistral con un esfuerzo principal mayor dirigido desde el NE al E y al OSO.

Los pliegues D<sub>4</sub> 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 D<sub>4</sub> 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.

### *Foliaciones*

Al igual que en los pliegues, la foliación regional dominante en toda el área de la Hoja presenta un diferente significado según el sector considerado. En el sector de VSPI, de forma asociada al plano axial de las estructuras de D, se desarrolla una esquistosidad S<sub>1</sub> (Fig. 9) cuyo desarrollo y penetratividad varía en función tanto de la litología como del nivel considerado dentro de la secuencia termoestructural. En general, se trata de un "slaty cleavage" primario en los materiales metapelíticos incompetentes, de un "rough cleavage" en los metasedimentarios o metasiltíticos y de una esquistosidad de fractura en los cuarcíticos competentes, con indicios de disolución por presión en sus planos donde se acumulan óxidos y opacos.

En las alternancias de rocas con marcado contraste de ductilidad se observa una marcada refracción de la esquistosidad acompañando al cambio litológico, como en las alternancias cuarcita-lutita basales del Ordovícico. En los niveles competentes plegados se individualizan microlitones rodeados por la esquistosidad de fractura, sobre los que se pueden producir en algunos casos deslizamientos discretos a lo largo de dichos planos de discontinuidad, en los que se acumula cuarzo, y producir pliegues de microlitones. Dichos pliegues evidencian mecanismos de formación referibles a un cizallamiento simple heterogéneo con vergencia al NE, sobre el que se superpone una variable componente de aplastamiento coaxial perpendicularmente a los planos S<sub>1</sub>.

En el sector FMA, sin embargo, la foliación dominante es una foliación compuesta cuyo momento de generación depende del tipo de roca y es resultado de la deformación F<sub>2</sub>. Excepto para zonas de charnela de pliegues D<sub>2</sub>, la foliación dominante regionalmente es paralela al bandeado composicional aparente, la cual designaremos en adelante como S<sub>2</sub>.

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 S<sub>2</sub> (Fig. 9), presenta un desarrollo regional y es la única microestructura observable. Tanto en el afloramiento como en sección delgada, la textura de la roca presenta una fuerte recristalización con intenso "annealing" del agregado polimineral.

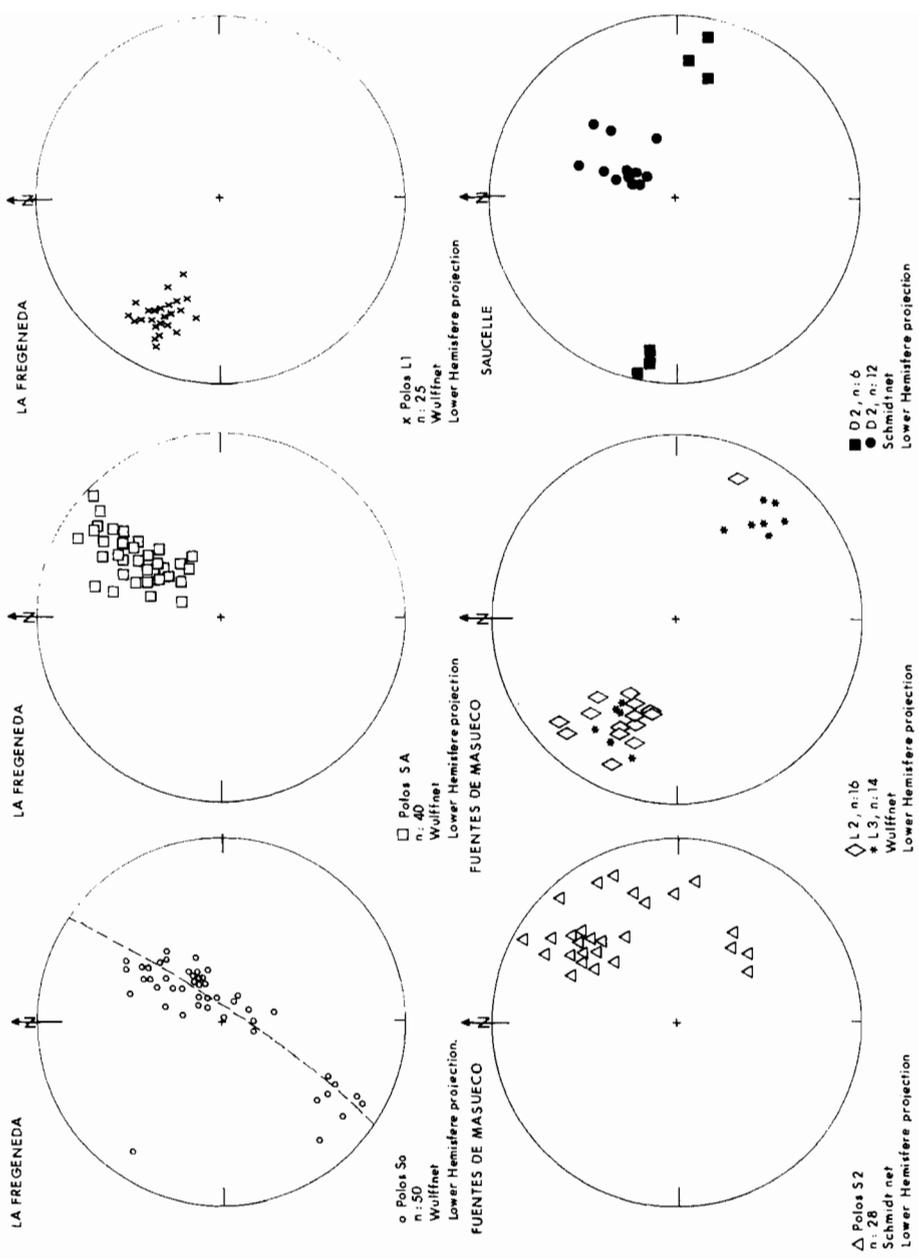


Fig. 9. Proyecciones estereográficas de los diferentes elementos de fábrica

En los micaesquistos y calcoesquistos (estos sólo presentes en algunos sectores de la 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 formación de venas y grietas de extensión junto a procesos de transferencia de material disuelto. Estos planos de cizalla antitéticos rellenos de cuarzo fueron rotados hasta paralelizarse con los planos de cizalla sintéticos  $S_2$ .

La foliación  $S_1$  se conserva en los micaesquistos de este sector como inclusión en porfiroblastos y blindada en microlitones sigmoidales rodeados por la  $S_2$  principal. En dichos microlitones la  $S_1$  se observa oblicua o microplegada intrafoliariamente, definiendo un estadio intermedio en el desarrollo de la foliación  $S_2$  equivalente a los estadios IV y V del desarrollo progresivo de una esquistosidad de crenulación según BELL y RUBENACH (1983). En zonas de charnela de pliegues  $D_2$  definidos en alternancias de niveles de diferente competencia, es frecuente observar que la foliación principal en los niveles competentes aparece plegada mientras que en los micaesquistos la foliación dominante es la de plano axial del  $D_2$ , la cual, en detalle, preserva una foliación previa ( $S_1$ ) encerrada en microlitones.

Durante el desarrollo progresivo de la deformación  $F_2$ , en los niveles micáceos se desarrolla inicialmente una  $S_2$  que sufre durante estadios posteriores una transposición con generación de una foliación compuesta. En los niveles de paragneises semipelíticos y cuarcíticos, la foliación se desarrolla paralelamente al bandeado composicional de forma continua durante  $F_2$ , sin sufrir una transposición debido a su competencia y experimentando después un plegamiento por los  $D_2$ . El fuerte contraste de competencia entre capas metaareniscosas y micáceas es bien visible en la formación de pliegues con geometrías del tipo "cusped and lobate folds" (RAMSAY, 1987), explicándose así el desarrollo para las primeras de una única foliación que puede resultar plegada en estadios avanzados de la deformación progresiva  $F_2$ , sin generarse una foliación propia, y la transposición de la foliación para las segundas con formación de una nueva esquistosidad de plano axial de los  $D_2$ .

En este sector y a escala regional, la foliación  $S_2$  presenta una disposición subhorizontal y es la de plano axial de pliegues  $D_2$  tumbados de gran escala, observables en la vecina Hoja de Aldeadávila de la Ribera (422), en el área de El Rostro-Pozo de Los Humos. Dicha foliación regional se presenta plegada por deformaciones posteriores de  $F_3$  y  $F_4$ , formando estructuras antiformales y sinformales ( $D_3$  y  $D_4$ ) de diversos órdenes y escalas, y dando lugar a megaestructuras kilométricas de escala cartográfica. A escala de afloramiento, la  $S_2$  regional está asociada a numerosos pliegues de pequeña escala superpuestos  $D_2$ , la cual puede sufrir una crenulación, especialmente en los micaesquistos, en relación a pliegues  $D_3$  y  $D_4$ .

### *Lineaciones*

En el sector VSPI, como ya se ha indicado durante la descripción de los pliegues de este sector, se desarrolla una lineación de intersección  $L_1$ , entre las capas plegadas ( $S_1$ ) y la esquistosidad de plano axial de los  $D_1$  ( $S_1$ ). Presentan, como los  $D_1$ , una orientación de ONO-ESE a NO-SE y una disposición subhorizontal con ángulos de inmersión bajos (menores de  $35^\circ$ ) en general hacia el NO (Fig. 9). Cartográficamente, las trazas de la  $L_1$  presentan una disposición

anastomosada producto del cizallamiento simple heterogéneo responsables de los  $D_1$  y de diferencias longitudinales en el aplastamiento coaxial superpuesto, o a causa de deformaciones posteriores en relación a la  $F_3$  y  $F_4$ . Dichas deformaciones posteriores pueden producir lineaciones de intersección,  $L_3$  y  $L_4$ , de desarrollo local y penetratividad muy variable, en general asociadas a zonas de charnela de pliegues de pequeña escala  $D_3$  y  $D_4$  presentando una similar orientación a sus ejes.

En el sector FMA se distinguen varios tipos de lineaciones. Los pliegues rómbicos y monoclinicos, de pequeña y gran escala, que crenulan a la  $S_2$  regional que están asociados a la  $F_3$  producen una lineación,  $L_3$ , visible en el plano de foliación y sobre todo desarrollada en los micaesquistos, que es paralela a los ejes de los pliegues  $D_3$ . Los pliegues  $D_4$  generan sólo muy localmente lineaciones  $L_4$ , de orientación norteeda y ángulos de inmersión desde bajos hasta muy verticalizados casi siempre hacia el S y SSO.

Asociada a los pliegues  $D_2$  existe una lineación de intersección y microplegamiento  $L_2$ . Dicha lineación está definida por la intersección de dominios micáceos (P) y dominios ricos en cuarzo (Q) con planos paralelos a la  $S_2$  y el microplegamiento del bandeado P-Q milimétrico, que suele ser subparalela a los ejes de los pliegues  $D_2$ . Cartográficamente presenta una disposición desde NO-SE a O-E (Fig. 9).

No obstante, en sectores estructuralmente algo más profundos, aflorantes en el ámbito de la vecina Hoja de Aldeadávila de la Ribera (422), en la zona de "Las Laderas" del río Duero y en el corte del río Las Uces, las lineaciones  $L_2$  y los pliegues  $D_2$  presentan un carácter diferente. La lineación  $L_2$  se presenta como una lineación de estiramiento mineral de nematoblastos de sillimanita y lepidoblastos biotíticos, una lineación de agregados cuarzofeldespáticos 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  $F_3$ . Los pliegues  $D_2$  en estas zonas presentan frecuentemente charnelas curvas y también una dispersión en su orientación (al representar sus ejes, se disponen contenidos en el plano de  $S_2$ ), con tendencia a reorientarse paralelamente a la  $L_2$  y a los ejes mayores de los "sheath folds".

La tendencia a reorientarse los ejes de los pliegues  $D_2$  paralelamente a la dirección X y a la lineación  $L_2$ , 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  $L_2$ , que es la dirección de movimiento. El sentido de cizalla deducido desde la vergencia y asimetría de pliegues  $D_2$  de pequeña escala y por criterios microestructurales cinemáticos (fábricas S-C, sombras de presión asimétricas, "mica fish", porfiroclastos rotados, boudinage asimétrico), es hacia el SE y E, relacionable a un transporte de bloque superior en dichas direcciones y sentidos.

Al N y NO de la localidad de Fuentes de Masueco y al N de La Peña, se observan estructuras  $D_3$  de escala kilométrica que pliegan a la  $S_2$ . Asociadamente aparecen  $D_3$  de peque-

ña escala, bandas de  $S_3$  de crenulación y desarrollo de una lineación  $L_3$  de crenulación. Aunque la  $L_2$  aparece en detalle microplegada en zonas de charnela de pliegues  $D_3$  (róm-bicos y monoclinicos, abiertos y cerrados), en esta zona las charnelas de los  $D_3$  son sub-paralelas a la  $L_2$ , observándose que la  $L_3$  en los micaesquistos es subparalela a la  $L_2$  en los paragneises cuarcíticos y semipelíticos más competentes (Fig. 9). La lineación visible tiene, por lo tanto, un carácter compuesto al ser generada por  $D_2$  y  $D_3$  y es denominable como  $L_2$ - $L_3$ .

La principal foliación y lineación en los leucogneises y ortogneises glandulares prehercín-icos aflorantes en el área de El Rostro a orillas del río Duero y entre las migmatitas estro-máticas alrededor de la Ermita de Pereña, es paralela a la  $S_2$  y  $L_2$  (o  $L_2$ - $L_3$ ) de los metasedi-mentos. Fábricas lineales (L) y plano-lineares (LS) y texturas "augen" asimétricas indican una deformación en los ortogneises relacionada a un cizallamiento paralelo a la lineación  $L_2$ , por lo que la foliación y lineación principal ( $S_2$  y  $L_2$ ) debió desarrollarse simultáneamente en micaesquistos, paragneises y ortogneises.

### *Fallas*

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. Su formación tuvo lugar en esta-dios avanzados de la evolución del orógeno hercínico, a lo largo de varias etapas y con suce-sivas reactivaciones posteriores.

Se trata de una tectónica tardihercínica dúctil-frágil y frágil (esencialmente) compleja desa-rrollada en un conjunto de rocas, las cuales 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, res-puesta 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 super-ficies 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 gene-ral 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, 1987), esquistosidades de crenulación, grietas de extensión rellenas de cuarzo y "kink bands" acompañadas por un anastomosamiento de la foliación con fuerte filonitización/retrograda-ción 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 ( $\sigma_1$ ) vertical, subhorizontal para el menor ( $\sigma_3$ ) de orientación aproximadamente entre NE-SO y 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 sinistresales para la familia NE-SO a NNE-SSO y dextrales 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 y 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 relleno 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, 1977; UBANELL, 1977; MATTE, 1986; DOBLAS, 1991), relacionándolo a una compresión con ejes mayores orientados N-S que reactiva fallas anteriores y genera fallas NE-SO sinistresales y NO-SE dextrales. Dicho vector compresivo puede ser indicador según ARTHAUD y MATTE (1975, 1977) 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 creados 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  $S_0$  y  $S_1$  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 ( $\sigma_1$ ) se sitúa vertical y la extensión ( $\sigma_3$ ) 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 ( $\sigma_2$ ). 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  $F_1$  hercínicas, las cuales resultan truncadas y basculadas por acción de dichas fallas normales. Su último funcionamiento ha debido tener lugar en tiempos cenozoicos, como atestiguan 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.

#### 4.2. TECTÓNICA ALPINA

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

Los sedimentos terciarios dentro de la Hoja muestran una disposición horizontal o subhorizontal y no se observan accidentes tectónicos que los afecten. Sin embargo, en el borde S de la Fosa depósitos de características litológicas similares y con una posición estratigráfica equivalente aparecen fuertemente fracturados (ALONSO GAVILÁN y POLO, 1986-1987).

Para estos autores las principales fracturas que afectan a esos depósitos actuaron durante el Oligoceno y Mioceno.

## 5. GEOMORFOLOGÍA

### 5.1. ANTECEDENTES

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

Aun así nos basaremos en los trabajos cercanos (SOLE SABARIS, 1958; MARTÍN-SERRANO, 1979, 1988), aquellos que hacen referencia a morfologías similares, si bien en zonas más alejadas (HERNÁNDEZ PACHECO, 1929; SCHWENZNER, 1936; BIROT, 1937; PEDRAZA, 1978; MOLINA, 1978, 1980; GARZÓN, 1980; CANTANO, 1982; MOLINA y JORDÁ, 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 SABARIS, 1952).

### 5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

La Hoja de Vilvestre está situada en el noroeste de la provincia de Salamanca, en el límite de la comarca del Campo Charro con los Arribes del Duero y con Portugal.

En esta zona el clima es continental con una cierta influencia atlántica. Se caracteriza por veranos secos y calurosos, inviernos subhúmedos y fríos, y una tendencia general a la aridez. Las precipitaciones medias anuales oscilan alrededor de los 600 mm.

El relieve es suave y alomado, con excepción de los fuertes encajamientos que hacia el oeste de la Hoja producen el Río Duero y afluentes como el Río Agueda y el Río Huebra. Las altitudes varían generalmente entre los 600 y los 750 m. Los mayores relieves positivos corresponden a algunas alineaciones de "sierros" (Cerro de Peñahorcada, 837 m), mientras que los encajamientos del Duero y Huebra 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, principalmente graníticos. 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 Agueda y Huebra, y el Río de las Uces.

La cota más alta dentro de la Hoja la da el pico de Peñahorcada con 837 metros, situado en las inmediaciones de Cerezal de Peñahorcada. El resto del territorio mantiene una altura que oscila entre los 750 metros como cota general más alta y los 600 como general más baja, exceptuando la fuerte incisión de los ríos Huebra y Duero, llegando este último a

alcanzar los 120 metros sobre el nivel del mar en las cercanías de la desembocadura del Río Agueda.

### 5.3. ANALISIS GEOMORFOLÓGICO

#### 5.3.1. Estudio Morfoestructural

Dentro del marco geomorfológico regional, la Hoja de Vilvestre se sitúa en la Penillanura Salmantino-Zamorana. Gran parte de su superficie corresponde, pues, 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, Huebra y Agueda, 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 la fracturación tardihercínica de dirección NNE-SSO, en especial por la falla de Peñahorcada-El Sierro, que delimita un área al este con predominio de afloramientos graníticos y otra al oeste donde las mayores extensiones corresponden a los metasedimentos de edad Precámbrico superior-Cámbrico inferior del Complejo Esquisto-Grauváquico, más algún resto del Ordovícico inferior discordante sobre ellos.

Las acusadas diferencias litológicas entre una y otra zona se reflejan en la morfología de la Hoja, ya que la fractura de Peñahorcada-El Sierro marca un brusco límite entre las planicies elevadas orientales que se conservan sobre los granitos, menos erosionables, y el área occidental, topográficamente más deprimida, que coincide con los afloramientos de metasedimentos y algunos cuerpos graníticos que aparecen al norte.

Dentro del área occidental, el escaso contraste litológico dentro de la monótona serie esquistosa del Complejo Esquisto-Grauváquico hace que el control estructural se limite a algunos valles de cauces de orden menor que siguen las directrices de la fracturación NNE-SSO. Las cuarcitas ordovícicas aparecen como sinclinales colgados, pero no se conservan más que las terminaciones periclinales en el labio hundido de fracturas normales, habiendo desaparecido los flancos por erosión del labio levantado. Los retazos de superficies erosivas se conservan precisamente sobre resaltes litológicos como las barras de cuarcitas o los cuerpos graníticos. Solamente los filones de cuarzo (sierros) que rellenan las fracturas NNE-SSO o NE-SO y alguna de las barras cuarcíticas presentan relieves residuales positivos, a veces de largo recorrido.

El relieve del área oriental está aún más caracterizado por la homogeneidad litológica. Aparte de los sierros de direcciones tardihercínicas, los únicos elementos estructurales morfogenéticos son las fracturas de direcciones NNE-SSO que controlan la distribución de la red de drenaje y por tanto la degradación de las formas preexistentes. Fracturas de direcciones ENE-OSO o NO-SE son menos numerosas pero pueden controlar importantes encajamientos, como por ejemplo el cauce del Río Huebra.

A escala de detalle, las formas estructurales que aparecen en la Hoja pueden resumirse en *resaltes por diques* (1 en cartografía), principalmente de dirección NNE-SSO, y *crestas* (2 en cartografía), asociadas a las escasas barras de cuarcita.

Los resaltes por diques y crestas presentan una evolución continua hasta el momento en que el encajamiento de la red de drenaje por debajo del nivel de base inferior sobre el que llegan a sustentarse estos relieves positivos (superficie  $S_0$ ) las deja apartadas de la morfogénesis.

### 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 (4 en cartografía), presentan una litología variada dependiendo que materiales constituyan el sustrato. La edad de las formas podemos atribuir la al Holoceno-Pleistoceno.

Los *canchales* (3 en cartografía), son también formas con depósito generadas por procesos gravitacionales que se diferencian de los primeros en presentar unos tamaños mayores y dando lugar a corredores rocosos en las laderas.

Otro elemento dentro de las formas de ladera son los *deslizamientos* (5 en cartografía), auxiliados por la fuerza de la gravedad y las discontinuidades litológicas y tectónicas, afectando casi exclusivamente 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 (6 y 7 respectivamente en cartografía) han sido representados únicamente los de mayor magnitud, es decir, los asociados a los encajamientos más recientes de la red (*rios Duero y Huebra*), 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 semiconcentra-

das, 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* (8 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.

*Terrazas* (10 en cartografía), corresponden a depósitos constituidos por limos y arenas principalmente, que engloban cantos de litología diversa. Su escarpe está bien definido y su altura respecto al cauce oscila entre 1 metro a 1,5 metros. Los mejores ejemplos de estos depósitos se sitúan en el Arroyo de la Alameda Blanca y en el Río de las Uces.

*Encajamientos de la red* (12 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* (11 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.

*Cárcavas* (16 en cartografía), corresponden a formas erosivas causadas por la escorrentía concentrada sobre taludes de materiales graníticos muy alterados y fácilmente deleznable. Son formas controladas por la estacionalidad de la zona, permaneciendo la mayor parte del año inactivas, y solo en los periodos de precipitaciones intensas entran en funcionamiento. La edad de estas formas es holocena. La zona de cabecera suele estar marcada por un escarpe (15 en cartografía).

*Cambio del perfil longitudinal* (14 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.

*Meandros abandonados* (9 en cartografía). Estas formas corresponden a antiguos valles, abandonados por el río o arroyo debido principalmente a cambios en el perfil longitudinal. Se sitúan en las cercanías de la Cañada de Andrés al S de la Hoja y salto de Saucelle. El fondo de esta forma está constituido por materiales arenosos y limos. La edad de esta forma es claramente holocena.

### 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. Se han distinguido tres niveles de superficies, progresivamente encajadas y más bajas topográficamente cuanto más modernas en el tiempo. Las formas poligénicas directamente ligadas al desarrollo de las superficies, como son los relieves residuales (*inselberg*) han sido descritas conjuntamente con sus niveles de referencia.

#### Superficie $S_4$

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 750 metros el más alto ( $S_4$ ), entre 700-730 el medio ( $S_5$ ) y el inferior alrededor de los 650 metros ( $S_6$ ).

El nivel  $S_4$  (17 en cartografía) tiene su mayor representación en el centro y el E de la Hoja, prolongándose en la vecina Hoja de Vitigudino. Los materiales sobre los que se desarrolla la superficie son fundamentalmente granitoides y en menor proporción sobre los metasedimentos.

Los elementos propios de esta superficie son la superficie *ss* y los relieves residuales desarrollados sobre ella. En el caso de la superficie *ss* queda constituida por suaves lomas de escasa altura respecto a la tendencia general y muy disectada por la red hídrica. Los relieves residuales que se desarrollan sobre la superficie son de dos tipos, los más numerosos corresponden a relieves de *tipo inselberg dómicos* (21 en cartografía) con nick bien marcados y formas semicirculares; se trata en la mayoría de los casos de relieves residuales de posición, situados en las zonas centrales de la superficie, alejados de las zonas de incisión de la red fluvial. El otro tipo de relieves viene dado por los *sierros*, son formas lineales y de resistencia (23 en topografía), contrastando la resistencia de los materiales que los conforman con el resto de los materiales que les rodean.

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 arcósicos 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 730 metros de altitud (18 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 ondu-

lada 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 y la formación de vertientes glaciares asociadas (descritas por LÓPEZ VERA y PEDRAZA, 1976; en la cuenca del río Jarama y posteriormente desarrollado ampliamente por PEDRAZA, 1978), si bien mantienen, fuera de esta aureola, las características de la unidad sin degradar.

La superficie media 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 (23 en cartografía) y van asociados a rocas filonianas, situándose principalmente en los bordes de la superficie; ejemplos son el pico Navazos y San Pedro situados al NO de la Hoja. 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* (21 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.

Estos relieves residuales tienen cotas que no superan en general 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  $S_5$ . Tomando como base la superficie superior, hubo zonas que permanecieron resguardadas de los agentes erosivos o con una mayor resistencia a la erosión (menor diaclasado, fracturación y/o contraste litológico) que las rocas circundantes, hecho que facilitó su conservación; el desmantelamiento del manto de alteración por la red hídrica dejó estas formas relictas expuestas, en las que sus cimas corresponden con el antiguo nivel de la superficie  $S_4$  (*inselberg de cumbre plana*, 22 en cartografía).

La edad de esta segunda superficie está más delimitada ya que tenemos los depósitos de glaciares que se encuentran asociados a ella; su edad debe corresponder, pues, al Mioceno superior a Pleistoceno.

### *Superficie $S_6$*

Esta unidad (19 en cartografía) queda representada en la Hoja de forma amplia, limitándose su mejor desarrollo al extremo O. Su cota oscila alrededor de los 650 metros.

Los relieves residuales que aparecen sobre esta unidad son de tres tipos, por un lado tenemos los *inselberg dómicos* (21 en cartografía), asociados a zonas de exhumación y de dimensiones reducidas, por otro los *inselberg cónicos* (20 en cartografía) ligados a rocas de mayor resistencia que las circundantes y por último los *inselberg lineales* (23 en cartografía) aso-

ciados a rocas filonianas. En todos los casos se trata de relieves muy relacionados con las laderas, ya que se encuentran situados en los bordes de superficie, siendo sus nicks respecto a la superficie claros, pero quedando difuminados en relación a la ladera. La edad que hemos estimado para la unidad es del Plio-Pleistoceno.

Hacia el S de la Hoja la superficie pierde entidad quedando reducida a retazos aislados y muy retocados por la red fluvial, dando lugar en muchas zonas a *vertientes glacis* (similares a las descritas por LÓPEZ VERA y PEDRAZA, (1976), en la cuenca del río Jarama y posteriormente desarrollado ampliamente por PEDRAZA 1978).

Además de las diferentes superficies y relieves residuales descritos anteriormente se pueden observar otros tipos de formas, como son los *glacis* (24 en cartografía). Estas formas presentan una pendiente suave (no superior a los 5 grados), que sirve de unión entre los cauces fluviales y los replanos de superficies o vertientes más escarpadas. Los ejemplos más destacados dentro de la Hoja son los existentes en torno al cerro Peñahorcada, Homomola, San Pedro y Santa Bárbara.

Otro elemento que se presenta en la zona es el *berrocal* (25 en cartografía), descrito en otros lugares (MARTÍN RIDAURA, 1986 y PEDRAZA *et al.*, 1989) en cuanto a su génesis, constituye una de las formas más maduras de la evolución de un paisaje granítico. Su formación hay que relacionarla con la concurrencia de dos o más tipos de diaclasado, en general el curvo y el subvertical, el primero da lugar a lanchares mientras el segundo genera bloques paralelepípedos, que por desagregación granular y escamación producen los bolos. El berrocal nos marca unos procesos de alteración que se están llevando a cabo sobre el granito y que actualmente son operativos.

Esta forma se localiza dentro de la Hoja en pequeñas manchas situadas en los alrededores de las poblaciones de Barreras, Villasbuenas y el situado al S de Saucelle.

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

El último elemento morfológico de carácter poligénico corresponde a formas mixtas *aluvial-coluvial* (26 en cartografía). Son depósitos asociados en gran parte a procesos fluviales, si bien tienen su aporte principal de materiales producto de procesos gravitacionales. La proximidad de los procesos que intervienen, el escaso desarrollo de las formas y el continuado aporte de materiales hace imposible en la cartografía, e incluso en el campo, separar formas debidas a uno u otro proceso. 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.

#### 5.3.2.5. *Formas antrópicas*

La actividad humana puede llegar a transformar en determinadas áreas la fisonomía original de la superficie terrestre. En la Hoja de Vilvestre tiene entidad cartográfica el área de explotaciones a cielo abierto de Barruecopardo (28 en cartografía). El área cartografiada delimita una zona intensamente remodelada por las cortas y escombreras. La naturaleza y características de estas explotaciones de wolframio son extensamente tratadas en el capítulo de recursos minerales.

### 5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

#### 5.4.1. **Alteraciones**

Dentro de la Hoja de Vilvestre 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 y de su estado de oxidación.

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 glaci*s

Se diferencian dos tipos de depósitos de glaci, los más antiguos (B en cartografía), están formados por cantos heterométricos (5 a 10 cm) y litología de cuarzo principalmente, si bien aparecen algunos cantos de granitoides, presentando una cierta imbricación. La fisonomía de los cantos es por lo general subangulosa. La matriz que engloba los cantos es arcillo-arenosa y se aprecia en ciertos niveles una tendencia a la laminación. Su tonalidad es en general ocre y los depósitos más extensos se encuentran localizados en las cercanías de Cerezal de Peñahorcada. Recubren las laderas de los inselberg lineales que forman los sierros y pueden enlazar morfológicamente tanto con la superficie  $S_4$  como con la  $S_5$ .

Los materiales más modernos (C en cartografía), situados en las cercanías de la población de Saucelle, se caracterizan por presentar dos fracciones, la menor comprendida en torno a los

dos cm y compuesta por cantos de cuarzo y rocas metamórficas y la mayor con una más elevada dispersión de tamaños (6-10 cm) y litologías también de cuarzo y metasedimentos. Todos los cantos tienen morfologías angulosas y tonalidad general del depósito es ocre rojiza. Estos glaciares conectan los relieves residuales de las barras cuarcíticas con el nivel topográfico marcado por la  $S_6$ .

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 Ocreas de MARTÍN-SERRANO, 1979), siendo también problemático fijar un límite temporal entre los depósitos más modernos y los más antiguos.

#### 5.4.2.2. *Aluvial-coluvial*

Corresponden a zonas (I 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. *Terrazas*

En la Hoja de Vilvestre se diferencia un único nivel de terraza (F en cartografía), visible en el Arroyo de la Alameda Blanca y en el Río de las Uces. Este nivel se sitúa en cotas que varían entre los 1 y 1,5 metros respecto al cauce. La litología de la fracción gruesa está conformada por cantos de cuarzo principalmente, si bien están presentes algunos granitoides y fragmentos de rocas metamórficas, la matriz es de limos con una fracción arena importante.

Los cantos presentan formas redondeadas, si bien están presentes formas subredondeadas y subangulosas y los tamaños de los cantos oscilan entre los 4-6 cm. La edad que hemos atribuido a estos depósitos es holocena.

#### 5.4.3.2. *Conos de deyección*

Los conos de deyección (D 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 tama-

ño 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.

#### 5.4.3.3. *Aluvial*

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

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

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

#### 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 reabajamiento de los materiales y su proximidad al área madre.

Los depósitos (E 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 (H 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.

#### 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 (J 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. EVOLUCION DINAMICA

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

Durante el Oligoceno, tras los movimientos tectónicos alpinos de la Fase Pirenaica, la dirección de los aportes cambia a ser hacia el oeste, como reflejo del paso de la cuenca de un régimen endorreico a otro exorreico y atlántico. 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, 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 sedimen-

tarios, 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 Vilvestre, 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 Saucelle 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 (Río Huebra), 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

El registro estratigráfico en el área de estudio se inicia con los depósitos de plataforma siliciclástica con pasadas carbonatadas de edad Precámbrico superior-Cámbrico inferior que representan los tramos inferiores del Complejo Esquistos-Grauváquico. El depósito va acompañado de una importante actividad magmática, de tipo bimodal, relacionable con un proceso de rifting continental en el tránsito Precámbrico-Cámbrico. Durante el Cámbrico medio-superior la secuencia estratigráfica del Complejo Esquistos-Grauváquico evoluciona hacia una sedimentación de tipo flysch que se interpreta como depósitos sinorogénicos en una cuenca de antepaís, al final de la orogénia Cadomiense.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Es durante el Mesozoico cuando comienza a generarse una superficie que se registra, entre otras zonas, a lo largo del zócalo del borde N de la fosa, donde se sitúa la Hoja, y que es

fosilizada por los sedimentos terciarios (CANTANO y MOLINA, 1987). Esta es atribuida a una morfogénesis poligénica en condiciones de sábana desarrollada a finales del Cretácico y cuya duración se prolongó hasta el Neógeno. Durante este período se sucedieron los procesos de alteración y degradación del zócalo preparando los materiales para el ciclo terciario (SOLE SABARIS, 1958; MOLINA y JORDÁ, 1982; MARTÍN-SERRANO, 1988).

El zócalo hercínico que había permanecido estable durante el Mesozoico comienza, a finales del Cretácico, a notar los primeros pulsos de la orogénia Alpina y empieza a configurarse la Cuenca del Duero. Posteriormente debió producirse 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 se inicia la sedimentación en el ámbito de la Hoja. Durante este lapso de tiempo el clima debió estar caracterizado por períodos prolongados de estiaje y cortos períodos de lluvias torrenciales (mediterráneo árido) en los que grandes volúmenes de sedimento eran aportados a la cuenca mediante sistemas trenzados (UTS P3). Durante el Mioceno inferior los depósitos de esta unidad permanecieron expuestos por lo que sufrieron profundas modificaciones debido a las nuevas condiciones climáticas reinantes durante ese período.

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

## 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 7.1. RECURSOS MINERALES

#### 7.1.1. **Minerales metálicos y no metálicos**

Existe un gran número de indicios mineros en la mitad sur de la presente Hoja, siendo estos fundamentalmente de Sn y W. No hay ninguna mina activa en la actualidad, debido a la caída de precios de estas sustancias en el año 1985. La mayor parte de las labores son pequeñas zanjas de exploración o explotación, por lo que sólo describiremos las minas más representativas de los distintos tipos de minerales, indicando que indicios son asimilables a ellas.

(1) *Mina Feli o Alabanco*. (indicio nº 35).

Está situada en el término municipal de La Fregeneda, al NNO de esta localidad y muy próxima al río Duero. Fue explotada mediante cortas a cielo abierto hasta el año 1979 y en ella se beneficiaba principalmente Casiterita, existiendo también minerales de Li. Según GONZALO CORRAL y GRACIA (1987) la ley media de Sn es de 500-1000 grs/tm y las reservas de 1-5 millones de Tm.

Indicios similares números, 32, 33, 34, 36, 37, 38, 39, 40, 41 (Mina Kikit), 42 y 43.

(2) *Mina Macrina*. (indicio nº 26).

Se encuentra situada en el término municipal de Saucelle, al SO de esta localidad. Las labores son antiguas con pozos y galerías tapadas y trincheras alineadas en la dirección de los filones. No se tienen datos de cuando cesó su actividad.

Indicios de similares números: 24, 25, 27, 28, 29 (Mina Mari Carmen), 30, 31 y 32.

(3) *Coto Minero Merladet*. (indicio nº 15).

Emplazada en el término municipal de Barruecopardo, al Sur de esta localidad. Es probablemente la explotación más importante de la Hoja para la obtención de W. Fue explotada intermitentemente desde los años 40 hasta el año 1985 en que cesó su actividad. Existen labores antiguas (cortas, zanjas, calicatas) pero la labor más significativa es una gran corta reciente de 700 x 100 x 100 m de la que salen galerías. Las instalaciones están parcialmente conservadas. GONZALO CORRAL y GRACIA (1987) estiman unas reservas de más de 10 millones de Tm con una ley media de W de 500-1000 gr/Tm.

Indicios similares números: 2, 3, 4, 5 (Mina Marta), 6, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14 (Valdegallegos), 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52 (Mina "El Bollo"), 53 y 54.

### *Estaño*

Esta sustancia se explotó fundamentalmente en el área de Mina Feli, pudiendo encontrarse también en otras zonas junto con W. La totalidad de los indicios que se encuentran en este área son filonianas y con una dirección dominante N20°E. Se trata de filones de cuarzo y diques de pegmatita que encajan en materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico, llegando a tener potencias de hasta 5 m y 150 m de longitud, como es el caso de la Mina Feli.

La mineralización más común en todos ellos es casiterita, óxidos de Nb y Ta, arsenopirita y pirita, pudiendo encontrarse ocasionalmente lepidolita, scheelita y wolframita. Estos minerales se encuentran diseminados en los filones de cuarzo y/o en los diques pegmatíticos.

Las alteraciones más frecuentes son turmalinización, greisenización, potasificación y moscovitización.

### *Wolframio (oro)*.

#### *Zona de Saucelle*

Los indicios de esta zona, Mina Macrina e indicios similares, son todos filonianos. Consisten en filones de cuarzo muy irregulares, en ocasiones brechados y con tres direcciones dominantes: N-S, N110°E y N140°E. Encajan en su mayoría en materiales del Complejo Esquisto-

Grauváquico próximos al contacto con granito, o en el propio granito.

La mineralización más común a todos ellos es: arsenopirita, scheelita, pirita y localmente puede presentarse wolframita y calcopirita.

Las alteraciones reconocidas son: greissenización cuando encaja en granito, y moscovitización y turmalinización cuando lo hacen en el Complejo Esquisto-Grauváquico.

#### *Zonas de Barruecopardo-Bermellar-Encinasola de los Comendadores.*

Todos estos indicios están constituidos por haces de filones de cuarzo, de dirección predominante N 20°E/subv., en general de escasa potencia (0,5-15). Sólo el denominado "filón maestro" del indicio nº 15 (Coto Minero Merladet) llega a alcanzar los 3 m de potencia con una longitud de 1400 m.

Encajan en leucogranitos de dos micas, a veces porfídicos (siendo el indicio más representativo del nº 15) ó en materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico con niveles calcosilicatos que también están mineralizados (el más representativo es el indicio nº 52 –Mina "El Bollo").

La mineralización más común a todos ellos es: scheelita, wolframita y arsenopirita, esta última muy abundante, diseminadas en el cuarzo, y pirita rellenando fracturas y cavidades en el mismo. Ocasionalmente se encuentran calcopirita, bismutina, molibdenita y casiterita.

La alteración más frecuente es greissenización que en ocasiones llega a ser muy intensa.

Creemos importante resaltar la existencia de valores significativos de Au en muchos de estos indicios, especialmente en el área de Mina Marta (indicio nº 5), en la que actualmente se está realizando una campaña de sondeos para investigar sus posibilidades auríferas.

#### *Skarn de Encinasola de los Comendadores*

Merece la pena destacar el indicio nº 23 por su singularidad, más que por su importancia económica. Este yacimiento presenta mineralización de tipo skarn, formada por interacción de rocas carbonatadas presentes en una serie del Complejo Esquisto-Grauváquico, de dirección N110°E/subv, con los abundantes cuerpos pegmatíticos, de dirección N20-30°E, que intruyen la zona.

Así mismo existen cuerpos graníticos próximos que podrían tener relación con este proceso (cúpulas no aflorantes). El nivel mineralizado tiene una potencia máxima de 1 m y no supera los 100 m de longitud. Se desarrollan en este nivel grandes cristales de vesubiana y grossularia, y la mineralización más abundante es scheelita, que se presenta en finas bandas paralelas. Existe además una leve diseminación de arsenopirita, calcopirita y secundarios de Cu.

### 7.1.2. **Minerales Energéticos**

Sólo dos indicios de U existen en la presente Hoja (números 1 y 7), muy similares y ambos de escaso valor económico.

El indicio nº 1 se encuentra en el término municipal de la Zarza de Pumareda, al ESE de dicha localidad. Las labores, actualmente tapadas, consisten en calicatas, un pozo y galerías.

La mina "Saucelle" (indicio nº 7) está situada en el término municipal de Saucelle, a unos 3 Km. al E de dicha localidad. Las labores que se conservan actualmente son varias trincheras alineadas. Según referencias existía un pozo y galerías.

Ambos indicios están formados por filones de cuarzo, de dirección N35-40°E, en ocasiones brechados. Encajan en granitos de dos micas y la mineralización se distribuye irregularmente en los filones. La mena aurífera es turbernita, autunita y complejo limolítico con sílice y U invisible, llevando asociadas pirita y galena.

Las brechas son de edad alpina tardía y favorecieron la circulación acuosa que transportó el U disperso en el granito tectonizado circundante, precipitado por procesos de adsorción por coloides sílico-limoníticos.

### 7.1.3. **Rocas y Minerales Industriales**

Las explotaciones e indicio de rocas y minerales industriales se centran en las pegmatitas del campo de diques de La Fregeneda, en los diques de cuarzo y bolsadas pegmatoides de los granitos de Barrera-Saldeana, los diques de cuarzo ("sierros") encajados en el "Esquisto-Grauváquico", en zonas episientizadas del granito de Cabeza del Caballo y en los depósitos antrópicos que forman las grandes escombreras de estériles de las minas de estaño de Alabancos y Barruecopardo, ya inactivas.

#### *Aridos machaqueo*

En el ámbito de la Hoja se explotan para áridos de construcción las escombreras de estériles de las minas inactivas de estaño de Alabancos (Grupo minero Feli, indicio nº 55) y Barruecopardo (Coto minero Merladet, indicio nº 56).

En el primer indicio los estériles están formados por fragmentos de cuarzo y esquisto. En el segundo, por fragmentos de granito. Ambas explotaciones cubren el mercado local.

#### *Cuarzo*

Las explotaciones de cuarzo de la Hoja pueden dividirse en dos grupos:

- Explotaciones de diques potentes, que se utilizan como áridos de machaqueo, como por ejemplo la situada sobre el "sierra" que con dirección NE-SO aflora entre Cerezal de Peñahorcada y el río Huebra (indicio nº 57).
- Explotaciones de diques menores y bolsadas pegmatoides con cuarzo, la mayor parte de ellos encajados en el granito de Barrera-Saldeana (del término municipal de Villasbuenas), cuyo fin fue la obtención de ejemplares de diferentes variedades de cuarzo para su uso en bisutería y joyería y como mineral decorativo. Hasta los años 60, en que se cerró la última explotación, se extrajeron bellos ejemplares de cristal de roca, cuarzo ahumado y cuarzo citrino. Estos últimos alcanzaron cierto renombre internacional, por lo que se les denomina también "Topacio Español" o "Falso Topacio", (indicios 58, 59, 60, 61).

### *Granito*

Aunque los afloramientos de granito cubren gran parte de la Hoja, no existen explotaciones activas dentro de la misma.

Se ha referenciado una cantera (indicio nº 63) de la que se extrajo granito, como árido de machaqueo para la construcción de la presa de Saucelle. Aunque en dicha cantera la roca está excesivamente fracturada, las características litológicas harían posible el uso de este granito como piedra natural, si se explotara en un lugar donde la fracturación permitiera extraer bloques grandes.

Otro tanto puede decirse del granito de Barrera-Saldeana, en el cual se ha considerado como punto de interés un gran afloramiento (indicio nº 62) con morfología de cúpula, muy poco fracturado, donde resulta fácil la extracción de grandes bloques.

### *Feldespatos*

Son frecuentes las pequeñas explotaciones abandonadas de feldespatos en las pegmatitas. Solamente se han señalado las de mayores dimensiones, en el término municipal de Encinasola de los Comendadores (indicio nº 64), donde se extrajo hasta 1986 el feldespatos de un conjunto de diques encajados en el Complejo Esquistos-Grauwáquico.

Hasta abril de 1992 funcionó también una gran cantera de feldespatos en una zona episienitizada del borde del granito de Cabeza de Caballo, en el municipio de Valderodrigo. La zona episienitizada tiene varios cientos de metros de anchura y sigue aproximadamente la dirección N20°E, quedando dentro de ella grandes bolsadas de granito inalterado (estéril) y del "Esquistos-Grauwáquico" encajante, (indicio 65).

### *Litio*

Las mineralizaciones de litio (lepidolita, ambligonita) asociadas a las pegmatitas del campo de La Fregeneda son objeto de explotación a cielo abierto en la antigua mina de estaño de

Alabancos (indicio nº 35). Un dique de varias decenas de metros de espesor, puesto al descubierto por las labores de la mina y que no se explotó por considerarse estéril para estaño, proporciona material con leyes de litio adecuadas para su uso en la industria cerámica. Como es sabido, el litio rebaja el punto de fusión del feldespato que también utiliza dicha industria, con el consiguiente ahorro energético.

## 7.2. HIDROGEOLOGÍA

### 7.2.1. Climatología

La mayor parte de la Hoja se encuentra comprendida entre las isoyetas de 700 y 800 mm, incrementándose las precipitaciones en dirección Este-Oeste, con variaciones locales en función de la altitud. (Fig. 10).

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

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

Las temperaturas medias, dentro de la Hoja, aumentan rápidamente de Este a Oeste desde algo más de 11° C hasta los 16°C, a causa fundamentalmente del rápido descenso de altitud que se produce en esta dirección (Fig. 10).

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

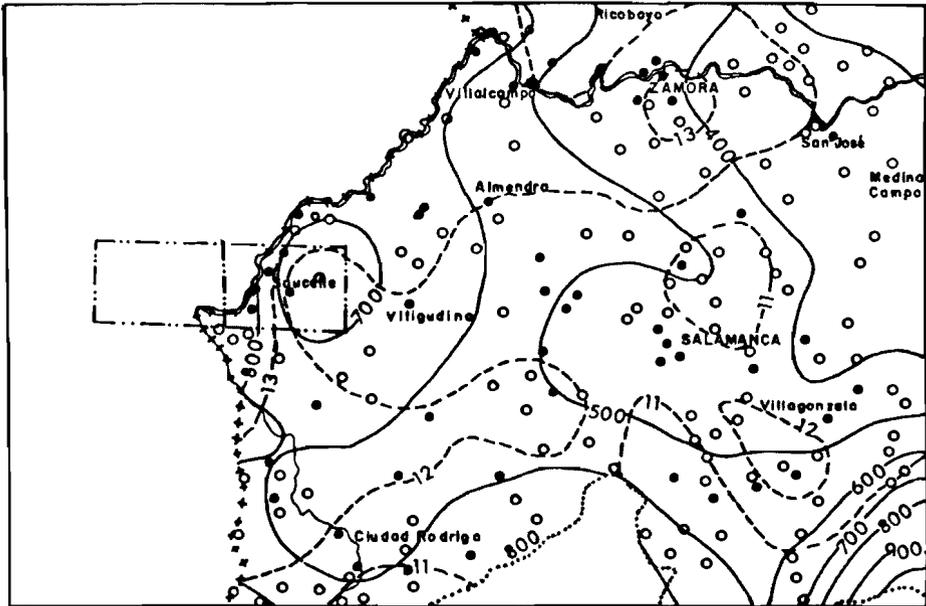
Según la clasificación agroclimática incluida en el PIAS, IGME (1979), en el área que comprende la Hoja, predomina el clima mediterráneo continental semicálido que, por el régimen de humedad puede denominarse seco, aproximadamente en la mitad oriental de la Hoja y húmedo en la mitad occidental.

### 7.2.2. Hidrología Superficial

La Hoja aparece por el río Duero del Norte al Suroeste recibiendo desde su margen izquierdo a los ríos Huebra y Agueda como principales afluentes. 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 en la frontera portuguesa.

No existen estaciones de aforo dentro de la Hoja, aunque por el cauce del Duero, pueden obtenerse datos de caudales a partir de la cerrada del embalse de Saucelle. En el río Huebra,

## 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. 10. Esquema regional de isoyetas e isotermas**  
(Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del río Duero, MOPU)

cercano al área que abarca la Hoja existe una estación de aforo denominada EA-94 (Puente Resbala).

El embalse de Saucelle es la única obra de regulación existente, con un volumen de embalse de 169 Hm<sup>3</sup>, y una capacidad eléctrica de 285 Mw.

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 intermedio y los márgenes del Huebra como zona de rango bajo. Las zonas situadas inmediatamente aguas abajo de los embalses se han definido como zonas de riesgo potencial, precisamente por esa localización.

### 7.2.3. Características Hidrogeológicas

En la figura. 11, puede observarse la situación de la Hoja con respecto a los grandes sistemas acuíferos que se definen en la Cuenca del Duero. Dicha Hoja se encuentra enclavada en materiales considerados tradicionalmente como impermeables o de baja permeabilidad, fundamentalmente granitos, aunque también aparecen materiales metasedimentarios como pizarras o esquistos, y en menor medida cuarcitas.

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

a) Cuaternario.

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

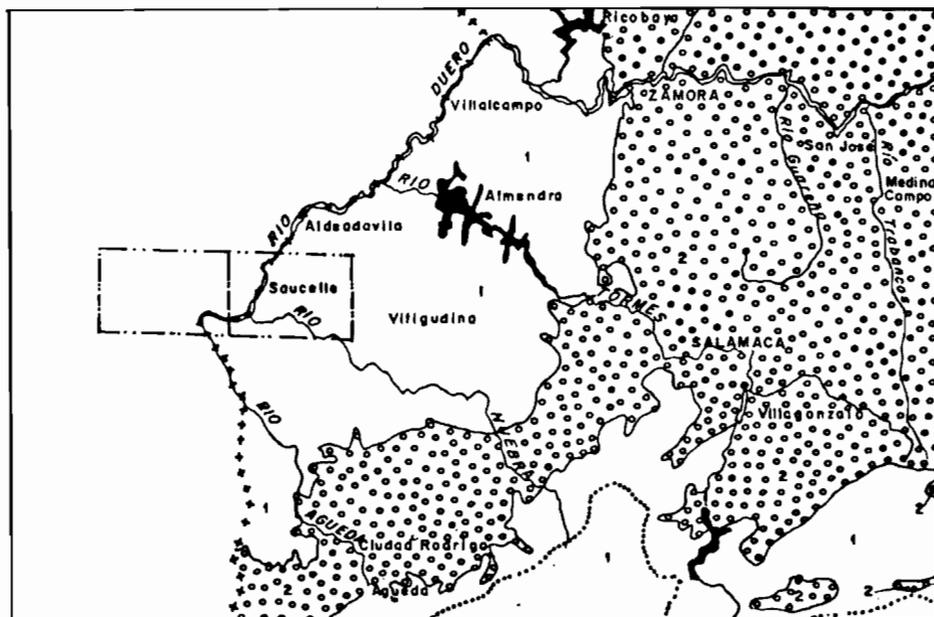
b) Lehm granítico y alteraciones en los metasedimentos.

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

c) Paleozoico, Precámbrico y rocas ígneas.

Presentan estos materiales permeabilidades de bajas a muy bajas. Los principales manantiales relacionados con ellos están asociados a fracturas de carácter regional y aportan caudales máximos de 1 l/s.

## ESQUEMA HIDROGEOLÓGICO REGIONAL



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

- |   |   |
|---|---|
| 1 | 1. Baja permeabilidad o impermeable.                  |
| 2 | 2. Permeabilidad media alta, porosidad intergranular. |
|   | Límite de hoja considerada 1:50.000.                  |

**Fig. 11. Esquema Hidrogeológico regional**  
(Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del río Duero, MOPU)

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 algunos casos caudales de 3-4 l/s

El punto nº 091880001 representa una excepción a todo lo descrito. Se trata de un sondeo de 300 m de profundidad que se realizó a principios de los años ochenta sobre una pegmatita del Complejo Esquisto-Grauváquico. Dicho sondeo es surgente con un caudal de 20 l/s continuos y sus aguas presentan fuerte mineralización y carácter termal.

En relación con el quimismo de las aguas subterráneas, se han analizado trece muestras, recogidas en los puntos que a priori, presentan mayor interés desde el punto de vista hidrogeológico, nueve de las muestras analizadas presentan facies bicarbonatadas-cálcicas, dos bicarbonatadas-sódicas, una clorurada sódica y una clorurada cálcica. Las conductividades oscilan entre los 60 y 982  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , apareciendo las conductividades menores en los manantiales relacionados en su mayoría con fracturas de dirección Noreste y las mayores conductividades en los sondeos por captar estas aguas con un mayor tiempo de residencia en la roca.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

ALBEE, A. L. (1962): "Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series". *Am. Mineral*, 47, págs. 851-870.

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

ALONSO GAVILÁN, G. y POLO, M. A. (1986-87): "Evolución tecto-sedimentaria oligo-miocénica del SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Acta Geol. Hispánica*, 21-22, págs. 419-426.

ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M. F. (1987): "Paleogeografía del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". In: J. Civis y M.F. Valle, *Actas de Palinología (Actas del VI Simposio de Palinología, A.P.L.E.)*. págs. 269-275. Univ. Salamanca.

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

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

ÁLVAREZ, F. (1982): "Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva (prov. de Segovia)". *Tem. Geol. Miner*, IGME, Madrid. nº 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.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES, R.;

SANTA MARÍA, J. y SOLE, F. J. (1988): "Unidades Litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica". *II Congr. Geol. de España, SGE, 1*, comunicaciones, 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 BLÁZQUEZ, 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 DURANTEZ, O. (1977): "Consideraciones sobre las series ordovícicas y anteordovícicas de la región de la sierra de Alto Rey-Sierra de la Boderá (Sistema Central de España)". *Bol. Geol. Min.* 88, págs. 33-39.

ARRIBAS, A. (1979): "Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain". *Stvd. Geológica*, 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. Am. Bull.*, 88, págs. 1305-1320.

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*, Universidad de 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 (ORENSE-VERIN) del Mapa Geológico de España, E: 1/200.000". *I.G.M.E.*

BARRIERE, M. (1977): "*Le complexe de Ploumanach, Massif Armoricaín. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subcaline 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 JOHNSON, 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 progressive deformation". *Tectonophysics*, 92, págs. 171-194.
- BELL, T. H.; RUBENACH, M. J. y FLÉMING, 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. L. y PABLO MACÍA, M. G. (1987): "Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y Occidente de Asturias". *Memorias I.G.M.E.*, 101, págs. 1-157.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1982): "*Litoestratigrafia e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovícico-Grupo do Douro (nordeste de Portugal)"*". Univ. Coimbra, Portugal, 222 págs.
- 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.
- BIROT, P. (1937): "Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidental". *Ann. de Geol. Paris*, XLVI, págs. 25-42.
- BLANCO, J. A.; ALONSO GAVILÁN, G.; FERNÁNDEZ, B. y SÁNCHEZ, S. (1989): "La alteración roja mioceña sobre las Areniscas de Villamayor". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, vol. esp. 5, págs. 209-222.
- BOHLEN, S. R. (1987): "Pressure-Temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites". *J. Geol.* 95, págs. 617-632.
- BOUCHEZ, J. L.; LISTER, G.S. y NICOLÁS, A. (1983): "Fabric asymmetry and shear-sense in movement zones". *Geol. Rundschau*, 72, págs. 401-419.
- BURKHARDT, T.; 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.
- 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 Avila*". Tesis Doctoral, U.C.M. Madrid. 289 págs.
- CARMICHAEL, D. M. (1969): "On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks". *Contrib. Mineral. Petrol*, 20, págs. 244-267.
- CARMICHAEL, D. M. (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)*. Memorias Nº 1, Univ. Do Porto, págs. 21-37.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): "Notícia sobre uma carta geológica do Bucaco, 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, págs. 1-436.
- CORRETGE, L. G. y LÓPEZ PLAZA, M. (1976): "Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): I- El Complejo Esquisto-Grauváquico: estratigrafía, metamorfismo y deformación". *Stvd. Geol.* XI, págs. 121-149.
- CORRETGE, L. G. y MARTÍNEZ, F. J. (1975): "Albitización y sodificación en granitos hercínicos Españoles". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, IX, págs. 115-141.

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.

DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA (UNIVERSIDAD DE SALAMANCA, 1980): "Plutonism of Central western Spain. A. preliminary note". *Est. Geol*, 36, págs. 339-348.

DE YOREO, J. J.; LUX, D. R.; GUIDOTTI, C. V.; DECKER, E. R. y OSBERG, P. H. (1989): "The Acadian thermal history of Western Massise". *J. Metam. Geol*, 7, págs. 169-190.

DÍEZ BALDA, M. A.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; MONTESERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M. V., y ROBLES CASAS, R. (1990): "Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centro- Ibérica)". *Rev. Soc. Geol. Esp*, 3, págs. 117-125.

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

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

DÍEZ BALDA, M. A. (1986): "El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozóicas y la estructura hernínic a al sur de Salamanca". *Acta Salmanticensia, Ciencias*, 52. Edic. Univ. Salamanca. 162 págs.

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 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". *J. Struct. 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 HOUSEMAN, G. A. (1988): "The mechanics of the Tibetan Plateau". *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 326, págs. 301-320.

ENGLAD, 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 VIRUETE, 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.

ESCUDER VIRUETE, J.; DíEZ MONTES, A. y CARRASCO, R. (1992): Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 422 (Aldeadávila de la Ribera) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) a escala 1:50.000. ITGE. Madrid.

ETCHECOPAR, A. y MALAVIEILLE, J. (1987): Computers models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. *Journal Struc. Geol.*, 9 págs. 667-677.

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 equilibrio of muscovite and muscovita plus quart". *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.

FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; DE PABLO MACIA, J. G. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1987): "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". *Mem. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Cienc. do 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 Esquisto-Grauváquico 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*, 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 Pegmatoide ("Serie del Alamo") de las provincias de Salamanca y Avila". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XIX, págs. 33-77.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): "El Cámbrico Inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central)". *Stvdia Geológica Salmanticensia*, III, págs. 33-41.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1968): "Sobre los ortogneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica". *Acta Geol. Hispánica*, III, págs. 69-72.

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. U.C.M. Madrid, 425 págs.

GIL Y MAESTRE, A. (1880): "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca". *Men. 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.

GIL IBARGUCHI, J. I. y MARTÍNEZ, 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.

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 Olla de Sapo en la región de Hiendelaencina (Extremo oriental del Sistema Central Español)". *Cuad. Geol. Iber*, 7, págs. 535-546.

GONZÁLEZ LODEIRO, F.; FERNÁNDEZ URROZ, J.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y PABLO MACÍA, J. G. (1982): " Mapa y memoria explicativa de la Hoja Nº 8 (Lugo) del Mapa geológico Nacional a escala 1:200.000". *I.G.M.E.*

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.

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

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

HOLDAWAY, M. J. (1971): "Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram". *Am. J. Sci.*, 271, págs. 97-131.

HOLDAWAY, M. J. y LEE, S. M. (1977): "Fe-Mg cordierite stability in high grade rocks based on experimental, theoretical and natural observations". *Contrib. Miner. Petrol*, 63, págs. 175-198.

HOSCHEK, G. (1969): "The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks". *Contrib. Miner. Petrol*, 22, págs. 208-232.

IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981a): "Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 67, (1), págs. 85-87.

IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981b): "La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) y Penalva do Castelo (Viseu): un alineamiento ancien reactive pendant l'orogene hercynienne". *Com. Serv. Geol. Portugal*, LXVII, págs. 89-93.

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

JIMÉNEZ, E. (1975): "Presencia de una fase de fracturación y una discordancia Preluteciense en el Paleógeno de Salamanca". *Est. Geol.* 31, págs. 615-624.

JIMÉNEZ, FUENTES, E. y MARTÍN-LZARD, A. (1987): "Consideraciones sobre la edad del Paleógeno y la tectónica alpina del sector occidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XXIV, págs. 215-228.

JORDA, J. (1983): "Evolución morfogenética de la vertiente NO de la sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Revista Provincial de Estudios*, 8, págs. 129-168.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y 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.*

KRETZ, R. (1983): "Symbols for rock-forming minerals". *Am. Mineral*, 68, págs. 277-279.

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.

LISTER, G. S., y SNOKE, A. W. (1984): "S-C milonytes". *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 salmántino-zamorana (centro-oeste de España): visión del conjunto en el contexto geológico regional". En: BEA, F. et al. (Eds.) *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico*. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. págs.53-68.

LÓPEZ PLAZA, M.; CARNICERO, A. y GONZALO, J. C. (1982): "Estudio geológico del campo filoniano de La Fregeneda (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVII, págs. 89-98.

LÓPEZ PLAZA, M. y MARTINEZ-CATALÁN, J. R. (1987): "Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del macizo hespérico". En: BEA, F. et al., (Eds.) *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico*. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. págs. 195-210.

LÓPEZ VERA, F. y PEDRAZA, J. (1976): "Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid". *Est. Geol*, 32, págs. 499-508.

LOTZE, F. (1945): "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen". *Geotekt. Forsch.* 6, págs. 78-92-Berlin. Traducido por J.M. Ríos. Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp*, 5, págs. 149-166, Madrid, 1950.

LOTZE, F. (1956): "Das Präkambrium Spaniens". *Neues Jarhb. Geol-Paläontol. Monats.* 8, págs. 373-380 (Trad. en: Notas y Comun. I.G.M.E. 60, págs. 227-240.

LUX, D. R.; DE YODEO, J. J.; GUIDOTTI, C. V. y DECKER, E. R. (1986): "The role of plutonism in the formation of low pressure metamorphic belts". *Nature*, 323, págs. 794-797.

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 morfológica de un borde del Macizo Hespérico". *Inst. Est. Zamoranos Florián de Ocampo*, Dip. Zamora. 306 págs.

MARTÍN-SERRANO, A. (1991): "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (3-4), págs. 337-351.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y 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-ESTAÚN, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992): "Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain". *Geologische Rundschau*, 81/2, 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. (1974a): "Estudio del área metamórfica del NO de Salamanca (Cordillera Herciniana, España)". *Trabajos de Geología*, 7, Fac. de Ciencias, Univ. de Oviedo, págs. 3-59.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1974b): "Petrografía, estructura y geoquímica de los diferentes tipos de granitos del NO de Salamanca (Cordillera Herciniana, España)". *Trabajos de Geología*, 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 metamorphisme regional hercynien dans le dôme da Tormes (provinces de Salamanca et Zamora, Espagne)". *Geol. Rundschau*, 66, págs. 91-98.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J.; JULIVERT, M.; SEBASTIÁN, A.; ARBOLEYA, 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". *Geological Society 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.
- MEDIAVILLA, R. M. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989): "Sedimentación y tectónica en el sector oriental de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Terciario". *XII Congreso Español de Sedimentología, Comunicaciones*, págs. 215-218.
- MEGÍAS, A. G. (1982): "Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *Actas V Congr. Latinoamer. Geol.* 1, págs. 385-402.
- Mc Dougall, P. J.; REBELO, A. y ROMANO, M. (1987): "Fans and fan deltas precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia". *Geol. Mag*, 124, págs. 347-359.
- MINGARRO MARTÍN, F. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (1970): "Mapa Geológico de España a E. 1: 50.000, Hoja 501, La Fuente de San Esteban". *I.G.M.E.* Madrid.
- MINGARRO, F.; MINGARRO, E. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (1971): "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Hoja 500, Villar de Ciervo". *I.G.M.E.* Madrid.
- MIYASHIRO, A. (1973): "Metamorphism and Metamorphic Belts". *George Allen y Unwin*.(Eds.). 492 págs.
- MOLINA, E. (1978): " "Alteración relativa y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvd. Geol*, 16, págs. 15-25. Salamanca.
- MOLINA, E. (1980): "Alteración relictas y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 16, págs. 15-25.
- MOLINA, E. y JORDA, J. (1982): "Le piémont nord du "Sistema Central" espagnol dans le province de Salamanca". *Resúmenes del Congreso "Montagnes et Piémont"*, Toulouse. 11 págs.
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1972): "Le torbiditi dell'Appennino 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.
- NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASILLAS, R. (1992): "El magmatismo prehercínico del Centro Peninsular (Sistema Central Español)". En: J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, págs. 485-494.
- NICOLÁS, A. (1987): "Principios de Tectónica". Ed. Masson. 185 págs. París.

NOZAL MARTÍN, F. y ROBLES CASAS, R. (1988): "Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el Sur de Salamanca". *II Congr. Geol. España, SGE, Granada*, págs. 139-143.

OEN ING SOEN (1970): "Granite intrusion folding and metamorphism in central 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, Universidad de Extremadura", págs. 359-375.

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

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

PARGA, J. R. (1969): "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. Laxe*, 37: 1-15.

PEDRAZA, J. (1978): "*Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama. (Sistema Central Español). Evolución geomorfológica reciente*". Tesis Doctoral, UCM Madrid, 525 págs.

PEDRAZA, J.; SANZ SANTOS, M. A. y MARTÍN RIDAURA, A. (1989): "Formas Graníticas de La Pedriza". *Cuadernos Madrileños de Medio Ambiente*, 205 págs. Madrid.

PELLITERRO, 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". *Memorias. IGME*. 92, págs. 1-151.

PÉREZ-ESTAÚN, A. y MARCOS, A. (1981): "La Formación Agüeira en el sinclinatorio 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.

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

QUESADA, C. (1990): "Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt". En: R.A. Strachan, G.K. Taylor (Eds.). *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*, Blackie 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. p. 327.

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. (1987): "The techniques of modern structural geology". Vol. 2: Folds and fractures. Academic Press. 700 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 GODINO, 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. Am. 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 Trancoso e Pinhel (Portugal Central). Geologia, Petrologia, Geocronologia". Centro de Geoc. da Univ. de Coimbra. Ins. Nac. de Investigacao Cientifica, Coimbra, 430 págs.

REGENCIO MACEDO, C. A. y PORTUGAL FERREIRA, M. (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. (1974): "Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental". *Serv. Geol. de Portugal*, Mem. 24, (Nova Serie) 1, 168.

RIBEIRO, A.; BARRIGA, F. J. A. S. y CABRAL, J. (1988): "Regional Geology, Tectonics and Seismotectonics 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. Science*, 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. Salmanticensia*, XIV, págs. 7-34.

RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1985): "El CEG y el Paleozoico en el centro-oeste español". *Acta Salmanticensia, Ciencias*, 51. Edic. Univ. Salamanca, 174 págs.

ROMANO, M. (1982): "The Ordovician biostratigraphy of Portugal. A review with new data and re-appraisal". *Geol. J*, 17, págs. 89-110.

SAN JOSÉ, M. A.; PIENEN, 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". En: 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 and 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, UCM 125 págs.

SANZ DONAIRE, J. J. (1979): "El corredor de Béjar". Instituto de Geología aplicada, CSIC, 195 págs. Madrid.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1956): "Ígneos 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, 121-147, 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. Hispánica*, 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 Figuerola.* págs. 69-86.

SILVA, A. F. 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. 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*, II (1-2), págs. 3-8.

Sousa, M. B. da, (1982): " "Litoestratigrafía e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico anteordevícico, Grupo do Douro (nordeste de Portugal)". *Universidade de Coimbra*, 222 págs.

Sousa, M. B. (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.

Teixeira, C. (1955): "Notas sobre a Geologia de Portugal. O Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico". Lisboa, 50 págs.

Teixeira, C. (1981): "Geologia de Portugal. Vol. I - Precâmbrico e Paleozóico". *Fundação Calouste Gulbenkian*, Lisboa, 629 págs.

Teixeira, C.; Ribeiro, A. y Da Silva, L. C. (1964): "La faune de Lingulellinae des formations antéordoviciennes de Marão". *Bol. Soc. Geol. Port*, 15, págs. 117-122.

Thompson, A. B. (1976): "Mineral reactions in pelitic rocks: Parts I and II". *Am. J. Sci*, 276, págs. 401-454.

Thompson, A. B. y England, P. C. (1984): "Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks". *J. 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.

Tuttle, O. y Bowden, M. L. (1958): "Origin of granite the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ ". 74, págs. 1-153.

Ubanell, G. (1977): "Modelo de fracturación de la región central española. Basado en las imágenes obtenidas por satélite". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 12, págs. 195-206.

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.

Vance, J. A. (1965): "Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning". *J. Geol*, 73, págs. 636-651.

Vegas, R. (1974): "Las fallas de desgarre del suroeste de la Península Ibérica". *Bol. Geol. Min*, 85 (2), págs. 153-156.

VERNON, R. H. (1987): "Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites". *J. Proc. R. Soc. N.S.W.*, 116, págs. 77-103.

VIALETTE, I.; 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, págs. 143.

VIALETTE, I.; 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*, 10, págs. 465-479.

VILLAR, P.; ESCUDER, J. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1992): "La Zona de Cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo en el sector español". *III Congreso Geológico de España, Simposiums Vol. II*, 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. Mineral. Petrol*, 103, págs. 253-262.

WINKLER, H. G. F. (1978): "Petrogénesis de rocas metamórficas". Ed.H. Blume, Madrid. 346 págs.

YARDLEY, B. W. D. (1989): "An introduction to metamorphic petrology". J. Zussman y W.S. MacKenzie (Eds.). 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.

