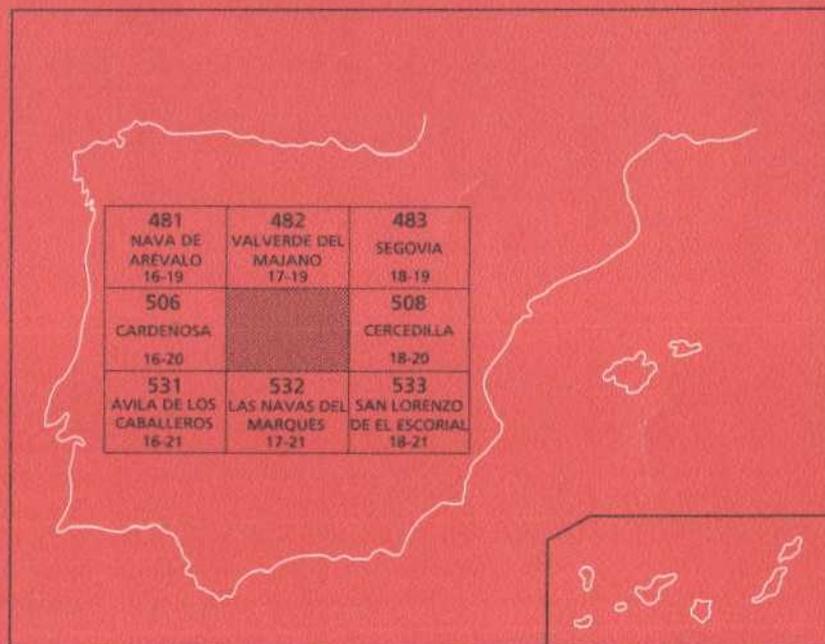




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



EL ESPINAR

**Instituto Tecnológico
GeoMinero de España**

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

EL ESPINAR

Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: DELCAR S.A.

Marqués de Monteagudo, 24 MADRID

Imprime: ROMAGRAF S.A.

La Presente Hoja y Memoria ha sido realizada por dos equipos pertenecientes a la Agrupación de Empresas EGEO, S.A. - GEOPRIN, S.A. y al Dpto. de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid, que ha colaborado en el marco de un convenio firmado entre el ITGE y la Universidad complutense.

Han intervenido en la realización los siguientes autores:

Mapa Geológico:

- Cuaternario, Terciario, y Mesozoico: A. Martín Serrano (EGEO, S.A.), A. del Olmo Sanz (EGEO, S.A.).
- Rocas metamórficas e ígneas: F. Bellido Mulas (GEOPRIN, S.A), J.M.Fuster (U.C.M.), M. Navidad (U.C.M.), J.G. de Pablo Macía (EGEO, S.A) y C. Villaseca (U.C.M.).

Memoria:

- Introducción, Estratigrafía e Historia Geológica: F. Bellido Mulas, L. M. Martín Parra (EGEO, S.A), A. Martín Serrano, A. del Olmo Sanz y J.G. de Pablo Macía.
- Petrología: J.M. Fuster y M. Navidad.
- Tectónica: Hercínica - J.G. de Pablo Macía;
- Tardihercínica y Alpina - R. Capote (U.C.M.), J.M. González Casado (U.C.M.) y G. de Vicente (U.C.M.).
- Geomorfología: P. Fernández (U.C.M.), J. Pedraza (U.C.M.), R. Villasante (EGEO, S.A.) y J. de Dios Centeno (U.C.M.).
- Geología Económica: A. Merlo (GEOPRIN, S.A.).
- Petrografía: J.M. Fuster, M. Navidad, M.T. Ruiz García (GEOPRIN, S.A.).

Asesoría en Geología Estructural:

- Tectónica Hercínica: F. González Lodeiro (Univ. Granada) y J. Macaya (Univ. Salamanca).

Asesoría en Sedimentología:

- A. Alonso (U.C.M.), I. Armenteros (Univ. Salamanca) y C. Dabrio (Univ. Salamanca).

Mapa Geomorfológico:

- P. Fernández (U.C.M.), J. Pedraza (U.C.M.), R. Villasante (EGEO, S.A.) y J. de Dios Centeno (U.C.M.):

Paleontología:

- Vertebrados: N. López Martínez (U.C.M.), J. Martínez-Salanova (U.C.M.) y J. Esteban Aenlle (U.C.M.).
- Paleozoico: J.C. Gutiérrez Marco (U.C.M.).

Dirección y supervisión del IGME: A. Pérez González y C. Ruiz García.

ÍNDICE

	Páginas
1 INTRODUCCIÓN	11
1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA	11
1.2 ANTECEDENTES	11
1.3 ENCUADRE GEOLÓGICO	14
1.4 METODOLOGÍA SEGUIDA EN LA CONFECCIÓN DE LA HOJA	18
2 ESTRATIGRAFÍA	20
2.1 ESTRATIGRAFÍA DEL AFLORAMIENTO METAMÓRFICO DE OJOS ALBOS	20
2.1.1 Capas del Mediana	20
2.1.2 Capas del Voltoya	21
2.1.3 Cuarcita Armoricana	23
2.2 ESTRATIGRAFÍA DEL AFLORAMIENTO DE LA CAÑADA	24
2.2.1 Ortoneises glandulares	24
2.2.2 Paraneises, metapelitas y metasamitas	25
2.3 ESTRATIGRAFÍA DEL AFLORAMIENTO DE EL CALOCO	25
2.3.1 Ortoneises glandulares mesócratos y melanócratos	25
2.3.2 Ortoneises glandulares	26
2.3.3 Leuconeises	26
2.3.4 Metadioritas	27
2.3.5 Paraneises, metapelitas y metasamitas	27
2.3.6 Mármoles, rocas de silicatos cálcicos y skarn	27
2.4 DEPÓSITOS CRETÁICOS	28
2.4.1 Arenas, arcillas y conglomerados. Formación "Arenas y arcillas de Segovia"	28
2.4.2 Margas y dolomías. Formación "Dolomías tableadas de Caballar"	29
2.4.3 Formación "Calizas y dolomías de Castrojimeno"	30

2.4.3.1 Areniscas dolomíticas. Miembro "Areniscas dolomíticas de Hontoria" ..	30
2.4.3.2 Margas, dolomías y areniscas. Miembro "Dolomías de Montejo"	32
2.4.4 Dolomías y margas. Formación "Dolomías y margas de Valle de Tabladillo"	33
2.5 Terciario	34
2.5.1 Paleógeno	35
2.5.1.1 Gravas, arenas silíceas y arcillas	35
2.5.1.2 Bloques y cantos. Gravas y arenas. "Serie Arcósica"	37
2.5.2 Neógeno	38
2.5.2.1 Bloques y cantos. Cantos y arenas. Arenas	
a) Litoareníticos (área fuente de metasedimentos de bajo grado)	
b) Arcósicos (área fuente de materiales ígneos y metamórficos)	39
2.5.3 Edad y relaciones para las formaciones terciarias de edad Paleógeno- Neógeno que se localizan en la Hoja	40
2.5.4 Plioceno	41
2.5.4.1 Cantos y bloques con limos arenosos amarillentos. Bloques, cantos y li- mos amarillentos (aluviones con matriz)	41
2.6 Cuaternario	42
2.6.1 Pleistoceno	42
2.6.1.1 Cantos y arenas (Terrazas)	42
2.6.1.2 Bloques y cantos (Conos de deyección)	43
2.6.1.3 Arenas limosas con cantos dispersos (Glacis)	43
2.6.2 Holoceno	43
2.6.2.1 Cantos, bloques y arenas (Coluviones)	43
2.6.2.2 Limos orgánicos. (Fondos de charcas)	43

2.6.2.3 <i>Limos, arenas y turberas. (Fondos de Navas)</i>	44
2.6.2.4 <i>Cantos, bloques y arenas. (Conos de deyección)</i>	44
2.6.2.5 <i>Arenas, limos, gravas y cantos. (Aluviales, Fondos de valle)</i>	44
2.6.2.6 <i>Materiales antrópicos</i>	44
3 PETROLOGÍA	45
3.1 DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES	45
3.1.1 Rocas metamórficas paraderivadas	45
3.1.1.1 <i>Afloramiento de Ojos Albos</i>	45
3.1.1.2 <i>Afloramiento de La Cañada</i>	48
3.1.1.3 <i>Afloramiento de El Caloco</i>	49
3.1.2 Rocas ígneas prehercínicas	52
3.1.2.1 <i>Ortoneises glandulares mesócratos y melanócratos</i>	52
3.1.2.2 <i>Ortoneises glandulares</i>	53
3.1.2.3 <i>Leuconeises</i>	55
3.1.2.4 <i>Metadioritas</i>	56
3.1.3 Rocas ígneas hercínicas	56
3.1.3.1 <i>Leucogranitos y cuerpos pegmatíticos deformados (Tipo Río Ciervos)</i> ...	57
3.1.3.2 <i>Granodioritas-Adamellitas porfídicas deformadas (Tipo Otero de Herre- ros)</i>	57
3.1.3.3 <i>Adamellitas con abundantes enclaves microgranulares (Tipo El Espinar)</i> .	59
3.1.3.4 <i>Adamellitas con megacristales y microagregados tonalíticos (Tipo Navas del Marqués)</i>	61
3.1.3.5 <i>Adamellitas y granitos de grano fino a medio (Tipo Navaldrinal)</i>	63
3.1.3.6 <i>Adamellitas y granitos con cordierita de grano grueso (Tipo Rinconada)</i> .	65
3.1.3.7 <i>Granitos cordieríticos (Tipo Berrocoto)</i>	(65
3.1.3.8 <i>Leucogranitos de grano grueso (Tipo Peguerinos)</i>	66
3.1.3.9 <i>Leucogranitos de grano fino-medio</i>	67

3.1.4 Rocas filonianas	69
3.1.4.1 <i>Aplitas</i>	69
3.1.4.2 <i>Microdioritas</i>	70
3.1.4.3 <i>Pórfidos graníticos granodioríticos</i>	70
3.1.4.4 <i>Pórfidos leucocráticos microgranudos</i>	71
3.1.4.5 <i>Lamprófidios camptoníticos</i>	72
3.1.4.6 <i>Cuarzo</i>	72
3.2 CONDICIONES DEL METAMORFISMO	73
3.2.1 Metamorfismo regional	73
3.2.2 Metamorfismo de contacto	75
3.3 GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS	78
3.3.1 Rocas metasedimentarias	78
3.3.2 Rocas básicas coroníticas	78
3.3.3 Ortoneises mesócratos y melanócratos	79
3.3.4 Ortoneises glandulares	79
3.3.5 Leuconeises	79
3.3.6 Metadioritas	79
3.3.7 Rocas graníticas hercínicas	80
3.3.7.1 <i>Leucogranitos deformados (Tipo Río Ciervos)</i>	80
3.3.7.2 <i>Granodioritas-adamellitias porfídicas deformadas (Tipo Otero)</i>	80
3.3.7.3 <i>Adamellitias con enclaves microgranulares (Tipo El Espinar)</i>	80
3.3.7.4 <i>Adamellitias y granitos posteriores a los de El Espinar</i>	81
3.3.7.5 <i>Rocas filonianas</i>	81
3.3.8 Consideraciones generales sobre evolución de las series ígneas	81
3.3.8.1 <i>Rocas metamórficas ortoderivadas</i>	82
3.3.8.2 <i>Rocas ígneas tardihercínicas</i>	82
3.4 GEOCRONOLOGÍA	87
3.4.1 Ortoneises	87
3.4.2 <i>Rocas graníticas hercínicas</i>	87

4 TECTÓNICA	96
4.1 OROGENIA HERCÍNICA	96
4.1.1 Primera fase de deformación (D1)	98
4.1.2 Segunda fase de deformación (D2)	98
4.1.3 Tercera fase de deformación (D3)	99
4.1.4 Cuarta fase de deformación (D4)	102
4.1.5 Quinta fase de deformación (D5)	102
4.1.6 Etapas de fracturación tardihercínica	102
4.1.6.1 <i>Etapa Malagón</i>	103
4.1.6.2 <i>Etapa Hiendelaencina</i>	104
4.1.6.3 <i>La Falla de la Cruz de Hierro</i>	104
4.2. OROGENIA ALPINA	109
4.2.1 Etapa Ibérica	109
4.2.2 Etapa N-S	109
4.2.3 Etapa Guadarrama	110
5 GEOMORFOLOGÍA	113
5.1 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS GENERALES	113
5.1.1 Las superficies de erosión	113
5.1.2 El modelado de detalle. La evolución cuaternaria	115
5.2 SISTEMA CARTOGRÁFICO	117
5.3 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES	118
5.3.1 Superficie tipo penillanura en cumbres	118
5.3.2 Superficie tipo penillanura en paramera	119
5.3.3 Laderas	119
5.3.4 Superficie tipo pediment	119
5.3.5 Fondos de depresiones interiores y corredores	120
5.3.6 Superficie culminante en divisorias/Superficie tipo raña	120
5.3.7 Superficie erosiva en divisorias (Campaña)	121
5.3.8 Vertientes glaciares	121

5.3.9 Sistema de aterrazamiento fluvial	121
5.4 DESCRIPCIÓN DE LOS ELEMENTOS	122
5.4.1 Elementos asociados a los mecanismos de erosión	122
5.4.2 Elementos periglaciares	123
5.4.3 Elementos coluviales	124
5.4.4 Elementos fluviales y de procesos asociados	125
5.4.5 Relieves estructurales	127
6 HISTORIA GEOLÓGICA	129
7 GEOLOGÍA ECONÓMICA	136
7.1 MINERÍA Y METALOGENIA	136
7.2 HIDROGEOLOGÍA	140
8 BIBLIOGRAFÍA	142

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1	88
Tabla 2	89
Tabla 3	90
Tabla 4	91
Tabla 5	92
Tabla 5 (Cont.)	93
Tabla 6	94
Tabla 6 (Cont.)	95

1 INTRODUCCIÓN

1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja del Espinar se sitúa en la vertiente N del extremo más occidental de la Sierra de Guadarrama, ocupando también parte del borde S. de la submeseta castellano-leonesa (Fig. 1).

Las estribaciones de la Sierra de Guadarrama constituyen las cotas más altas de la Hoja: Cueva Valiente (1.902 m.) y Cabeza Renales (1.757 m.), localizándose en el cuadrante SE.

Al N. de éstas y separadas por la depresión de El Espinar se encuentran también el extremo occidental de la Sierra del Quintanar (Mujer Muerta) con cotas alrededor de 1.700 m.

Otros relieves elevados característicos los constituyen, la Sierra de Ojos Albos en el sector SO con su cumbre, Cruz de Hierro, de 1.660 m., el Cerro del Caloco de 1.567 m. en la parte central de la mitad E. de la Hoja; el cordel Peña Morena (1.441 m.) - Las Ventillas (1.418 m.) - El Pretil (1.433 m.) en la mitad S y el vértice Oteros (1.375 m.) en la parte central.

El punto más bajo de la Hoja se encuentra en el lugar donde abandona el río Moros la misma, con 930 m. es por tanto, una Hoja con una cota media elevada, comprendida entre los 1.100 y los 1.300 m.

En el cuadrante SO se localiza la depresión intramontañosa de Campo Azálvaro de forma alargada según la dirección ENE-OSO.

Los ríos más importantes son el río Voltoya con sus afluentes, Tuerto, Ciervos y Cardeña y el río Moros con los ríos Bodillos y Piezga como afluentes más importantes. Ambos ríos, Voltoya y Moros, son afluentes, a su vez, del río Eresma. La mayor parte de la Hoja, a excepción de un pequeño sector en el cuadrante SE, pertenece a la Cuenca hidrográfica del río Duero.

La mayor parte de su extensión corresponde a la provincia de Segovia. El resto pertenece a la de Ávila y una pequeña parte a la de Madrid representada por la parte N del enclave de La Cepeda.

Las poblaciones más importantes son El Espinar, Villacastín, Navas de San Antonio, Otero de Herreros, Vegas de Matute, Zarzuela del Monte, Ituero y Lama y Valdeprados en la provincia de Segovia y Aldeavieja, Maello, Blascoelos y Ojos Albos en la de Ávila.

1.2 ANTECEDENTES

La revisión más actualizada, aunque esquemática, del conocimiento geológico del Sistema Central Español se encuentra en el trabajo de BELLIDO et al. (1981), realizado con motivo de la VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Anteriormente el trabajo de BARD et al. (1970), trata de trazar los rasgos más generales de esta región. El trabajo de CAPOTE Y VEGAS (1968) se ocupa de los afloramientos metamórficos de la provincia de Ávila, definiéndolos y haciendo una revisión sistemática aunque sucinta de ellos.

La estratigrafía de los materiales metasedimentarios es tratada conjuntamente para todo el Sistema Central o para amplios sectores de éste, en los trabajos de CAPOTE Y FER-

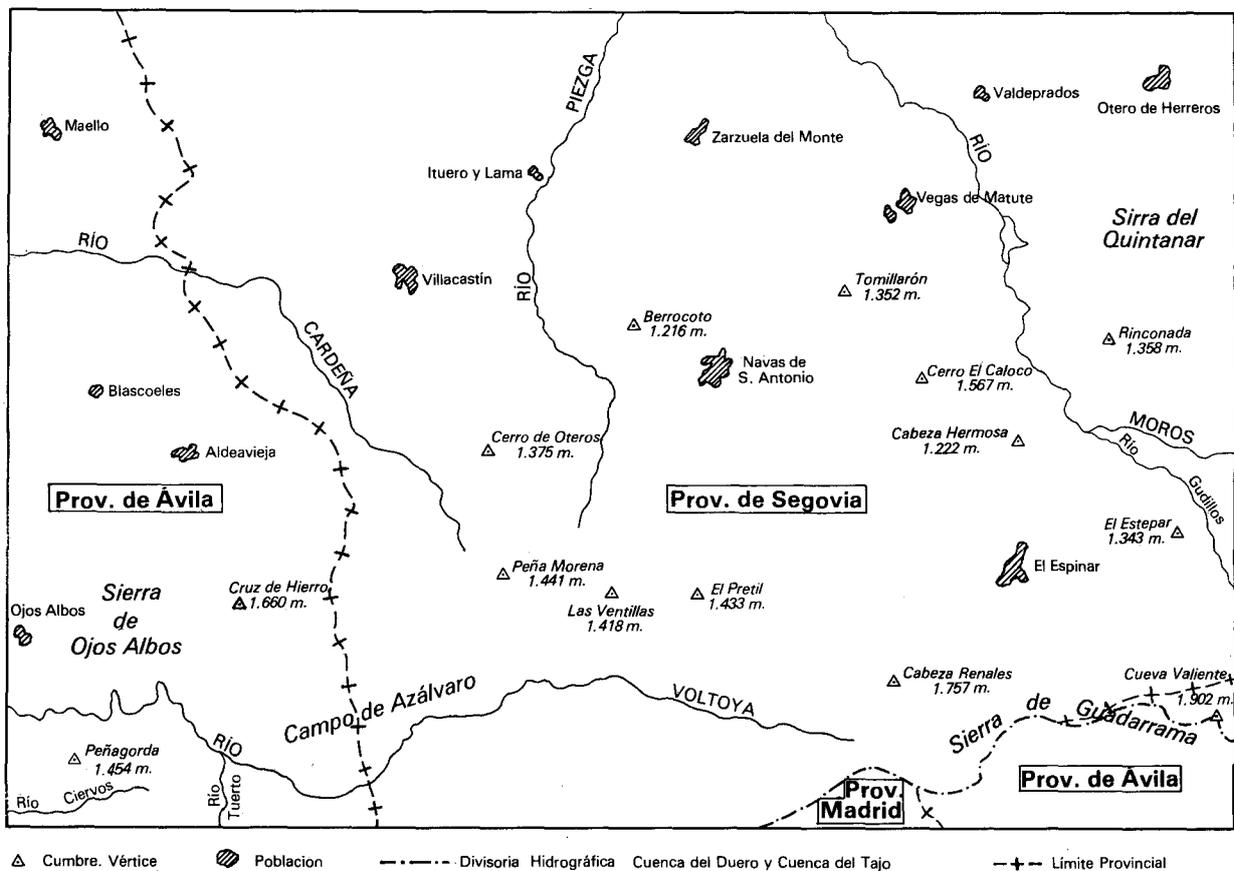


Fig. 1 Esquema geográfico de la Hoja

NÁNDEZ CASALS (1975), CAPOTE et al. (1977) FERNÁNDEZ CASALS y GUTIÉRREZ MARCO (1985).

Los trabajos más importantes, que también de un modo más o menos general, estudian la tectónica, son los de CAPOTE et al. (1981), UBANELL (1981), CAPOTE et al. (1982) y CAPOTE (1983, 1985).

El primer trabajo general sobre los granitoides es el de APARICIO et al. (1975) al cual acompaña un mapa especialmente dedicado a los granitos que abarcan toda la Sierra de Guadarrama.

Los trabajos de BARRERA et al. (1981) fundamentalmente geoquímico, el de APARICIO et al. (1983) y finalmente el de BRANDEBOURGER (1984) también se ocupan del estudio sistemático de los granitos. Por último VILLASECA (1985) realiza una revisión breve del conocimiento actual sobre ellos y apunta una interpretación petrogenética para los mismos.

Los ortoneises glandulares han sido estudiados de manera global en los trabajos de NAVIDAD (1978, 1979) y PEINADO (1985).

La disposición y emplazamiento relativo de las rocas filonianas ha sido estudiado por UBANELL (1981).

Los datos geocronológicos hasta este momento son escasos y plantean en algunos casos problemas de interpretación o correlación. Todos ellos son de rocas ígneas hercínicas o antehercínicas. Los trabajos en los que se encuentran estos datos son los de MENDES et al. (1972), VIALETTE et al. (1986), SERRANO PINTO Y GIL IBARGUCHI (1986), IBARROLA et al. (en prensa) y BISCHOFF et al. (en prensa).

El metamorfismo fue estudiado por HEIM (1952) primeramente. También se puede citar el trabajo de WAARD (1950) sobre las migmatitas de la Sierra de Guadarrama. En los trabajos de FUSTER et al. (1974), LÓPEZ RUIZ et al. (1975) y CASQUET Y NAVIDAD (1985) se aborda también de manera global el metamorfismo. Conviene citar también el trabajo de KILMURRAY (1978) que, aunque sobre un problema muy concreto como es la presencia de distena, abarca un amplio sector del Sistema Central.

En relación más directa con el área ocupada por esta Hoja, están los trabajos de CAPOTE (1971, 1973) que estudia el afloramiento metamórfico de Ojos Albos y el de La Cañada, fundamentalmente desde el punto de vista tectónico y estratigráfico. En el primero de estos afloramientos también hay que citar los de UBANELL (1971). El metamorfismo regional es estudiado por FUSTER Y MORA (1970) y el de contacto que producen los granitoides de Villacastín en el afloramiento de Ojos Albos por RODRÍGUEZ SALAN et al. (en prensa).

El afloramiento metamórfico de El Caloco fue objeto de la Tesis de Licenciatura de HERNÁN (1970), siendo posteriormente estudiado con mayor profundidad y extensión por VILLASECA (1983c), formando parte de su Tesis Doctoral, quien se centra principalmente en aspectos petrológicos y geoquímicos. Sobre algunos problemas petrológicos concretos en este área, realizan trabajos FUSTER et al. (1981 a) y NAVIDAD Y PEINADO (1977) sobre los ortoneises glandulares, FUSTER et al. (1981 b) sobre las rocas dioríticas y NAVIDAD Y VILLASECA (1983) y TORNOS Y CASQUET (1984) sobre los skarn.

La base del estudio cretácico se asienta sobre el reciente trabajo de ALONSO (1981). Desde que un siglo antes CORTÁZAR (1890) señaló en Honrubia, al NE de la zona, la presencia de Cretácico varios autores se han preocupado de su estudio.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1951, 52, 55) es el primero que en ese mismo lugar reali-

za una estratigrafía detallada.

ASENSIO AMOR y SÁNCHEZ CELA (1968 a y b), LÓPEZ DE AZCONA y MINGARRO MARTÍN (1968), SÁNCHEZ CELA (1969) y RINCÓN et al. (1978) realizan diversos trabajos fundamentalmente petrológicos y mineralógicos referidos a los materiales detríticos de la base del Cretácico, mientras que las rocas carbonatadas son estudiadas petrogenéticamente por MINGARRO y LÓPEZ AZCONA (1974, 1975).

Sedimentológicamente hay que referirse a ALONSO y MAS (1977, 1982) al ya citado de ALONSO (1981); ALONSO y FLOQUET (1982).

La denominación de las unidades se ajusta a la terminología formal definida en el volumen "El Cretácico de España", para la región de Cameros-Castilla (ALONSO et al., 1982) si bien, cuando se considere necesario, se dará su equivalencia con las unidades definidas informalmente por ALONSO en 1981.

Los estudios en relación con los materiales terciarios son de carácter muy general, además de ser escasos. Cabe citar los de LEGUEY et al. (1976) y LEGUEY et al. (1984) de carácter muy puntual y temático, y el de PORTERO Y AZNAR (1984). Otros trabajos relacionados con el presente pero situados en zonas próximas son los de POL et al. (1977) y CORRALES et al. (1978). Más recientemente, con la realización de las Hojas geológicas a escala 1:50.000 (MAGNA) en zonas colindantes, OLIVE et al. (1982), CARRERAS et al. (1982) y HERNÁNDEZ SAMANIEGO et al. (1982) se da un paso más en el conocimiento de estos materiales.

1.3 ENCUADRE GEOLÓGICO

Los materiales que componen la Hoja, se agrupan en dos grandes conjuntos netamente diferentes. Uno constituido por las rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al Macizo Hercínico de edades Precámbrico-Paleozoico y otro por los sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios correspondientes al borde meridional de la submeseta norte (ver esquema morfoestructural de la Hoja).

La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, metamórficos e ígneos que afectan a los materiales Precámbricos y Paleozoicos. Éstos se encuadran dentro de la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) y también dentro de la Zona Centro-Ibérica de JULIVER et al. (1972) (Fig. 2). Las características estratigráficas más significativas de esta región, según estos autores son:

- Precámbrico constituido por neises tipo "Ollo de Sapo" y similares y por esquistos y grauvacas (Complejo esquistos grauváquico) en series muy potentes, cuya edad abarcaría en parte el Cámbrico Inferior.

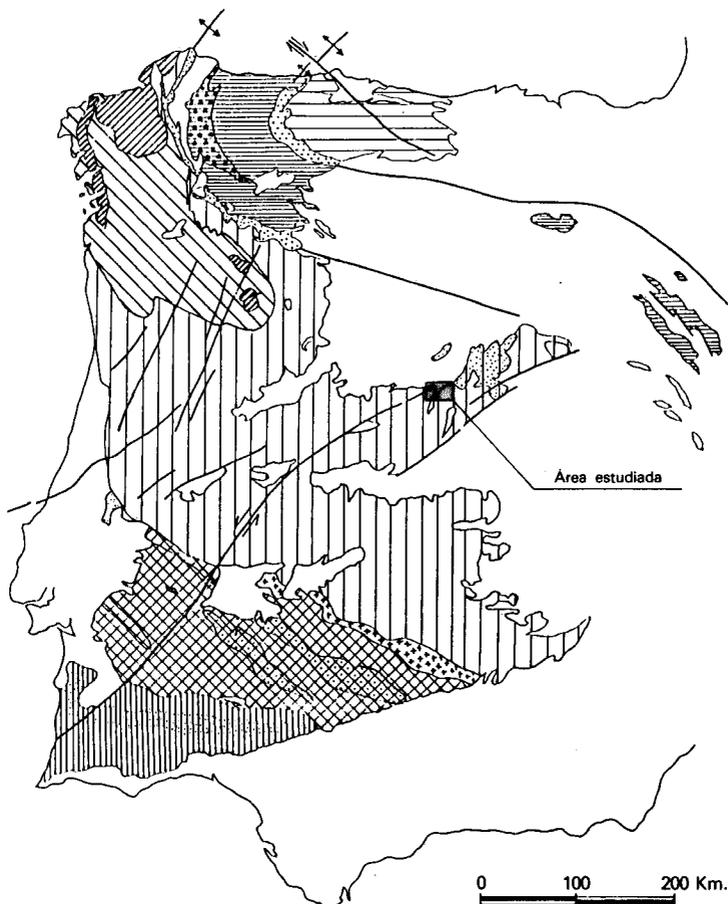
- Ordovícico de carácter transgresivo, con conglomerado en la base.

- Silúrico constituido por pizarras negras principalmente, con intercalaciones de cuarcitas, y en ocasiones calizas y liditas.

- Devónico inferior poco potente, al igual que el Wetfaliense superior y Estefaniense.

BELLIDO et al. (1981) realizan una subdivisión del Sistema Central más detallada, en la que la mitad O de la presente Hoja se encontraría en su Dominio Occidental y la otra mitad en el Dominio Central. El Dominio Occidental estaría caracterizado por:

- Presencia de series ordovícicas y preordovícicas, predominando las segundas



- | | | |
|---|---|--|
| | ZONA CENTRO-IBÉRICA | |
| a | a) Afloramientos del "Olló de Sapo" | |
| | ZONA DE GALICIA-TRAS-OS-MONTES | |
| | a) Dominio esquistoso de Galicia-Tras-Os-Montes | |
| | b) Dominio de los complejos con rocas máficas relacionadas | |
| | Batolito de los Pedroches | |
| | ZONA DE OSSA-MORENA | |
| a | a) Afloramientos de Precámbrico | |
| | ZONA SUR PORTUGUESA | |
| a | a) Franja piritífera | |
| | ZONA CANTÁBRICA | |
| | Precámbrico del núcleo del antiforme del Narcea | |
| | ZONA ASTUROCCIDENTAL LEONESA | |
| a | a) Precámbrico del núcleo del pliegue acostado de Mondoñedo | |
| | Formación porfiroide ("Olló de Sapo") | |

Fig. 2 Situación del área de estudio en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT et al. (1.972) según ARENAS et al: (1.988).

- Grado metamórfico variable de alto a bajo, predominando este último.
- Gran extensión de los cuerpos granitoides.

El Dominio central estaría caracterizado por:

- Afloramiento exclusivo de series preordovícicas.
- Metamorfismo regional intenso.
- Gran extensión de áreas que alcanzan el grado de anatexia.
- Presencia de gran número de granitoides tardihercínicos, más abundantes hacia el O.

CAPOTE et al. (1982) subdividen, a su vez, el Sistema Central en tres grandes complejos estructurales denominados de O a E: Complejo de Gredos, Complejo de Guadarrama y Complejo de Somosierra-Ayllón, siendo sus límites cabalgamientos cuya posición coincide sensiblemente con los del trabajo anterior.

La presente Hoja pertenecería al Complejo de Gredos (su mitad O) y al de Guadarrama (su mitad E).

El Complejo de Gredos se caracterizaría por:

- Existencia de un Ordovícico discordante, sobre un conjunto esquistograuváquico potente, similar a la de Salamanca, en el que se reconoce un tramo inferior con porfiroides (equivalente a la Formación Monterrubio de DIEZ BALDA 1980) y otro superior con niveles carbonatados (equiparable a la Formación Aldeatejada de DIEZ BALDA 1980).

- Existencia de neises ocelares de tipo "Ollo de Sapo" bajo la Serie esquistograuváquica.

- Metamorfismo en general de baja presión, aunque hay relicto de presiones medias.

Mayor extensión de las zonas de grado bajo.

- Gran extensión de las rocas plutónicas tardías.

- Localmente existen ortoneises muy deformados y algún plutón de granitos orientados de dos micas.

El Complejo de Guadarrama se caracteriza por:

- Presencia exclusiva de series preordovícicas, compuestas de paraneises, rocas de silicatos cálcicos, anfibolitas y mármoles, sobre neises ocelares diversos.

- Metamorfismo regional intenso.

- Menor frecuencia de cuerpos granitoides que en el Complejo anterior.

- Estructura interna con pliegues tumbados y cabalgamientos menores.

A su vez las rocas hercínicas que afloran en la Hoja se pueden separar esquemáticamente en tres grandes grupos (ver esquema morfoestructural de la Hoja):

1. Rocas metamórficas en grado bajo. Constituyen exclusivamente el Afloramiento de Ojos Albos.

2. Rocas metamórficas en grado medio alto, entre los que se incluyen los ortoneises glandulares. Se localizan fundamentalmente en los Afloramientos de La Cañada y de El Caloco.

3. Rocas graníticas.

El contacto entre los grupos 1 y 2, que tiene lugar en el cuadrante SO, se realiza mediante una falla, la Falla de la Cruz de Hierro, cuyo salto en la vertical, independientemente del que pueda tener en dirección, puede estimarse en 7-10 Km.

El contacto entre las rocas graníticas y las rocas metamórficas, es en la mayoría de los casos intrusivo, dando lugar a las consiguientes aureolas de metamorfismo de contacto, especialmente visibles en los materiales de bajo grado.

La tectónica hercínica es polifásica, generando la consiguiente superposición de estructuras. Las primeras etapas son de carácter dúctil, dando lugar a pliegues vergentes y cabalgamientos asociados en los cuales se desarrollan una o más esquistosidades penetrativas, que hoy muestran todas las rocas metamórficas. Las últimas etapas tienen un carácter más frágil, provocando la fracturación del conjunto.

El gran grupo formado por los materiales de naturaleza distinta a la ígnea y metamórfica puede subdividirse atendiendo a criterios sedimentarios en dos. Uno estaría constituido por los depósitos cretácicos, y otro por los terciarios y cuaternarios.

El grupo de sedimentos cretácicos, lo integran materiales de origen marino depositados en un ambiente de plataforma si bien hay episodios continentales o de influencia continental, resultando una intercalación de depósitos carbonatados y siliciclásticos. La edad que se atribuye a estos materiales pese a la escasez de fauna determinativa encontrada en ellos es de Cretácico Superior, en un intervalo que varía desde el Coniaciense al Maestrichtiense (ALONSO 1981), aunque no resulta descartable que se prolongase a parte del Paleoceno. Estos materiales aparecen en forma de afloramientos longitudinales y discontinuos, a lo largo de la Hoja, adquiriendo una mayor presencia en el ángulo NE.

El segundo grupo formado por materiales terciarios y cuaternarios se compone de sedimentos de claro origen continental, de naturaleza siliciclástica, formados tras la erosión tanto de los materiales ígneos y metamórficos como cretácicos.

Este grupo se puede subdividir a su vez en otros cuatro. Uno lo constituirían los depósitos de posible edad Eoceno-Oligoceno, que están formados por arcosas, teniendo en la base conglomerados de origen ígneo, metamórfico y cretácico. Corresponden a diversas partes de abanicos aluviales, relacionados con morfologías distintas a las actuales. Estos sedimentos se localizan en la parte norte de la Hoja y en el Valle de Campo de Azálvaro, situado al sur, recibiendo el nombre de "Serie Arcósica".

El segundo grupo estaría integrado por materiales siliciclásticos, procedentes en gran parte de los materiales metamórficos, teniendo un color rojo típico por lo cual reciben el nombre de "Series Rojas" y cuya edad, aunque es difícil de establecer dada la falta de fauna encontrada en otras series, posiblemente sea Mioceno inferior. La edad de las formaciones terciarias, es muy problemática, discutiéndose en posteriores apartados con más profundidad este asunto.

Los depósitos pertenecientes a las "Series Rojas", corresponden a diferentes partes de abanicos aluviales, los cuales estarían ligados a una morfología parecida a la actual. Estos sedimentos se encuentran localizados tanto en el tercio NO de la Hoja como en el Valle de Campo de Azálvaro.

El tercer grupo lo forman los depósitos de posible edad Pliocena que se encajan sobre las "Series Rojas". Estos materiales se sitúan en los bordes septentrionales del Macizo de Ojos Albos, correspondiendo a abanicos aluviales de dimensiones reducidas.

Por último el cuarto grupo lo integrarían los depósitos cuaternarios, los cuales están relacionados con la morfogénesis de encajamiento que afecta a la Hoja.

Los materiales pertenecientes al Cretácico y al Terciario han sido afectados por los movimientos alpinos, que los han interesado en sus diversas fases de una manera selectiva.

1.4 METODOLOGÍA SEGUIDA EN LA CONFECCIÓN DE LA HOJA

En la realización de las Hojas han intervenido dos equipos de trabajo; uno, compuesto por geólogos del Dpto. de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Madrid y otro, compuesto por geólogos de la agrupación de empresas EGEO, S.A. y GEOPRIN, S.A. Cada uno de estos equipos ha sido el encargado de la cartografía de las áreas que previamente la definición del proyecto los asigna (Fig. 3). A su vez, el Dpto. de Petrología y Geoquímica, se ha encargado de sintetizar toda la información petrológica y confeccionar el correspondiente capítulo de la presente memoria, mientras que la agrupación de empresas ha sido la responsable de la interpretación tectónica del conjunto y de la realización, en base a la cartografía realizada por cada equipo, de los cortes geológicos que se incluyen en la Hoja.

Por lo demás la metodología utilizada se ajusta a la propia del proyecto MAGNA, la cual podemos sintetizar del siguiente modo:

Una primera etapa de recopilación bibliográfica de la región.

Una segunda etapa de trabajo de campo, en la que se realiza la cartografía de la Hoja y la recogida sistemática de muestras.

Una tercera etapa dedicada al análisis de laboratorio de las muestras recogidas y elaboración de las fichas de análisis correspondientes.

Y una cuarta etapa de elaboración de los datos en gabinete, para la confección del mapa y de la memoria. La información generada en las etapas anteriores, que no queda recogida en estos dos documentos (mapa y memoria), como fotografías, muestras, informes monográficos, mapa de situación de muestras, etc., se agrupa bajo un tercer epígrafe denominado Documentación Complementaria.

El tiempo dedicado a estos trabajos y por tanto, en la confección de la Hoja, ha sido de 1 año, aproximadamente.

ESQUEMA CARTOGRÁFICO

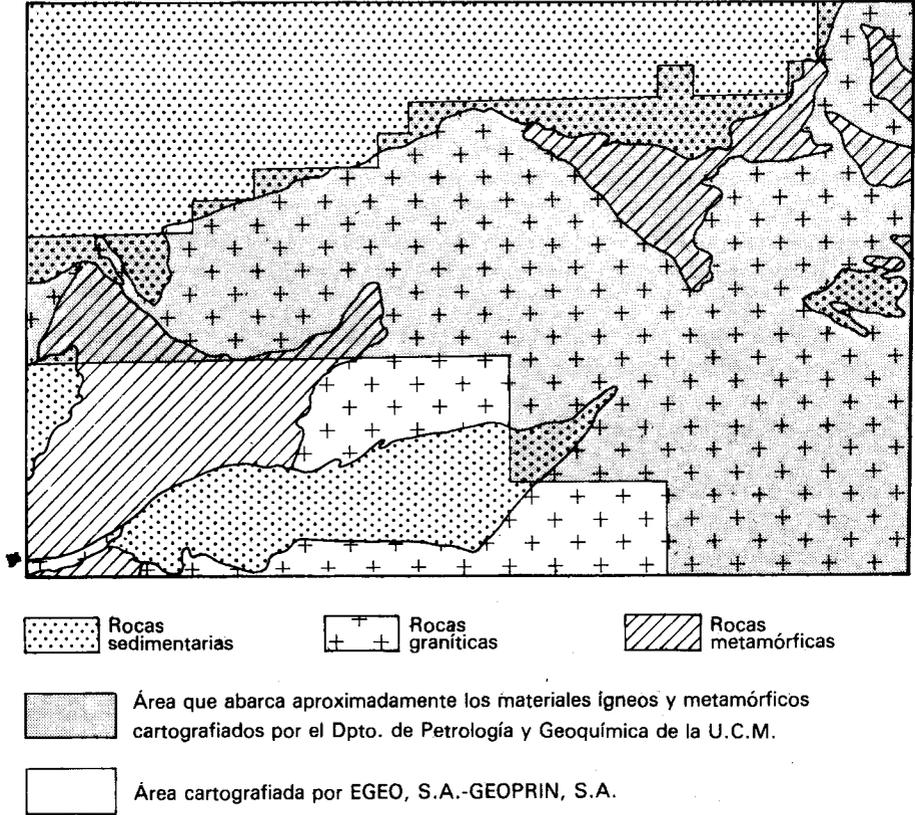


Fig. 3

2 ESTRATIGRAFÍA

2.1 ESTRATIGRAFÍA DEL AFLORAMIENTO DE OJOS ALBOS

Este afloramiento metamórfico se halla situado en el sector O-SO de la Hoja, estando limitado por el E. por la Falla de la Cruz de Hierro y por el N. por un macizo de adamellitas de tipo El Espinar, con anfibol.

Está constituido por tres conjuntos de materiales metasedimentarios, que de muro a techo son: Capas del Mediana, Capas del Voltoya y Cuarcita Armoricana.

El conjunto inferior presenta carácter pelítico en ocasiones con finas intercalaciones arenosas y algún lentejón calcáreo. El intermedio está constituido por una alternancia de areniscas y pelitas, mientras que el superior es de carácter cuarcítico.

Estos materiales presentan un metamorfismo de bajo grado, en general en la zona de la clorita.

Al conjunto inferior se le atribuye una edad Precámbrico-Cámbrico, mientras que a los otros dos se les atribuye una edad Ordovícico inferior.

2.1.1 Capas del Mediana (24)

Este conjunto aflora rodeando a la Sierra de Ojos Albos-Cruz de Hierro, ocupando las posiciones topográficas más bajas en relación con los materiales ordovícicos suprayacentes. Su denominación se debe a CAPOTE (1971) y está constituido por una serie monótona de pizarras y esquistos grises y gris-verdosos satinados con intercalaciones arenosas, generalmente finas y alguna capa de cuarcita decimétrica, así como algún lentejón aislado de calizas de algunos metros de extensión (como se observa en los alrededores de Blascoeles).

Todos los sedimentos que constituyen las Capas del Mediana, han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado, transformando a los depósitos siliciclásticos en pizarras y esquistos, y a las rocas carbonatadas en mármoles. En el sector N. del afloramiento de Ojos Albos, estos materiales han experimentado un metamorfismo de contacto que los ha transformado en corneanas.

Las pizarras y esquistos son de grano fino a muy fino, de color gris o negro, están constituidas fundamentalmente por cuarzo, sericita y clorita, encontrándose también algo de plagioclasa y como accesorios tienen ilmenita, apatito y circón. Entre estos sedimentos de grano fino se encuentran intercalados algunos nivelillos, cuyo espesor varía de algunos mm. a pocos cms., de areniscas de grano fino a muy fino.

Los materiales carbonatados que se encuentran dentro de esta formación siliciclástica tienen un color gris claro y aparecen intercalados en forma de lentejones. En ellos es difícil observar estructuras sedimentarias. Solamente se observa, debido a procesos metamórficos, un bandeado formado por franjas, de algunos mm. de espesor, de material rico en silicatos cálcicos.

Los datos de tipo sedimentológico de las Capas del Mediana, son escasos debido tanto al metamorfismo como al plegamiento tectónico que han experimentado. Sin embargo, es posible extraer algunas conclusiones, de las observaciones petrológicas y estructurales realizadas. Estas nos indican que el medio de sedimentación de las Capas del Mediana era

probablemente poco profundo, tranquilo y quizás anóxico o al menos en la interfase agua-sedimento.

La escasa energía del medio de sedimentación se puede deducir del pequeño tamaño de los materiales que constituyen la serie y de la falta de estructuras gravitacionales y tractivas observadas dentro de los sedimentos.

La poca profundidad se deduce de la presencia de cuerpos carbonatados alentejonados, quizá originados por la acción de algas cianofíceas constituyendo cuerpos estromatolíticos, que podrían ser similares a los citados por CAPOTE et al. (1981) en Santa María de la Alameda.

El ambiente, anóxico, o poco oxigenado, al menos en la interfase sedimento-agua, se deduciría del color negro de las pizarras y esquistos, correspondiendo su origen a la preservación de materia orgánica.

Todos los anteriores datos pueden integrarse en un medio sedimentario, poco energético, poco profundo, y posiblemente con un porcentaje relativamente alto de salinidad, esto último nos lo indicaría la presencia de estromatolitos algares. Es decir estaríamos en un medio de condiciones restringidas.

A esta formación CAPOTE (1971, 1973), le adjudica una edad simplemente preordovícica. Por otra parte las características de las Capas del Mediana, las hace correlacionables posiblemente con la Formación Aldeatejada de DIEZ BALDA (1986), que se sitúa por debajo del Cámbrico Inferior datado, en la cual la referida autora encontró acritarcos en los niveles carbonatados que pueden indicar una edad entre el Precámbrico Superior y el Cámbrico Inferior.

Durante el transcurso de la realización de esta Hoja se han encontrado los primeros datos paleontológicos concernientes a la Formación Capas del Voltoya, suprayacente discordante, consistentes en acritarcos e icnofósiles cuya edad más probable parece situarse entre el Hunnebergiense superior (post-Tremadoc/pre-Arenig) y el Arenig.

Estos datos parecen confirmar una edad entre el Precámbrico Superior y Cámbrico Inferior para esta unidad.

Su espesor también es difícil de calcular dado el replegamiento tectónico que le afecta y desconociéndose tanto la base de la formación como el techo de la misma pero posiblemente no supere los 1000 m.

2.1.2 Capas del Voltoya (25)

Son los materiales más extensamente representados en el Afloramiento de Ojos Albos. Morfológicamente ocupan las laderas de la Sierra de Ojos Albos-Cruz de Hierro y parte de su sector central. En estas laderas, las capas inferiores de esta formación, dan lugar a un resalte característico en el paisaje.

Su naturaleza es esencialmente siliciclástica, estando constituidas por metaareniscas o cuarcitas con metaconglomerados y filitas o pizarras, variando el espesor de los tramos alternantes tanto areniscosos como pizarrosos de unos pocos decímetros a varios metros. Hacia la parte media y superior de la formación los tramos de metaareniscas muestran mayor espesor que los de pizarras. En la parte inferior se encuentran conglomerados de extensión espacial limitada, y de potencia que no alcanza normalmente a 1 m.

El conjunto metasedimentario que constituye las Capas del Voltoya ha sufrido un metamorfismo regional, de bajo grado en general, alcanzando solamente la zona de la clorita y localmente la de la biotita.

En el sector N. del Afloramiento de Ojos Albos, donde están en contacto con un macizo granítico, están afectados por metamorfismo de contacto, que da lugar a porfiroblastos de biotita de 1 mm. o acumulaciones de finos minerales micáceos.

Las cuarcitas y microconglomerados cuarcíticos están constituidas fundamentalmente por cuarzo, y en menor proporción clorita y moscovita. Como minerales accesorios se han encontrado opacos, circón, monacita, rutilo, y apatito principalmente.

Las metasamitas y esquistos son de grano fino, y presentan como componentes principales sericita, o moscovita en algunos casos, cuarzo, clorita y en ocasiones biotita. La plagioclasa puede ser también componente principal en ciertos casos. Como minerales accesorios más frecuentes suelen presentar opacos, turmalina, circón y apatito, así como en algunos casos materia grafitosa, rutilo y monacita.

En cuanto a las filitas y pizarras, están constituidas principalmente por sericita o moscovita, cuarzo, clorita y en ocasiones biotita (según el grado metamórfico alcanzado). En cantidades accesorias se han observado minerales opacos, turmalina, circón, apatito, monacita, rutilo y materia grafitosa.

Si atendemos a las estructuras sedimentarias observadas dentro de las Capas del Voltoya, comprobaremos que éstas no mantienen una uniformidad dentro de la formación, sino que se pueden distinguir, al menos, dos agrupaciones distintas de estructuras que implicarían, quizás, ambientes sedimentarios diferentes.

La primera agrupación se situaría en los 20 primeros metros basales y en ellos se observan cuerpos de metaareniscas de 1 dm. a 1 m. de espesor, alternando con niveles de pizarras negras de varios cms. a 1 dm. de potencia. Las superficies que limitan los cuerpos de metaareniscas presentan una disposición ondulada, teniendo las crestas (**hummocks**) y los senos (**swales**) que conforman las superficies, una altura que varía de algunos cms. a varios dms. La distancia que existe entre los senos oscila de varios dms. a 2 m.

Interiormente los cuerpos areniscosos presentan estratificación cruzada de bajo ángulo, laminación paralela suavemente ondulada, y **ripples** de oscilación que se localizan preferentemente a techo de los cuerpos. Estos pueden a veces superponerse unos a otros consiguiendo un aspecto amalgamado.

Las pizarras que alternan con las metaareniscas son de un color que varía de negro a gris, presentando un aspecto bioturbado, pudiendo alcanzar la bioturbación a las capas arenosas infrayacentes y se manifiesta, a veces, mediante pistas de trazado sinuoso.

La segunda agrupación de estructuras sedimentarias se manifiesta a lo largo de todo el resto de la formación; evidenciándose como alternancias de metaareniscas de espesor de 3 m. con pizarras o filitas de color negro o gris cuyos espesores varían de algunos cms. a pocos metros.

Las metaareniscas, en general se muestran organizadas como una yuxtaposición de cuerpos alentejonados de 1-2 dm. de espesor con aspecto planar o ligeramente sinuoso que interiormente presenta laminación paralela o ligeramente inclinada. Otras estructuras sedimentarias menos frecuentes observadas en las areniscas, son **ripples** de oscilación y **convolute structures** producidas por procesos hidrolásticos y bioturbación de tipo perforante.

Dadas las anteriores características petrológicas y estructurales resulta razonable pensar que esta formación se sedimentó en un ambiente de plataforma marina. En este ambiente, la parte más baja de la formación se habría depositado en un medio dominado por el oleaje y las tormentas, como así lo indicarían las estructuras tipo **hummocky**, y los **ripples** de ola, y donde apenas se detecta la presencia de corrientes. Todo esto nos hace pensar en un medio marino algo alejado de la línea de costa, en la que dominan preferentemente las corrientes, posiblemente correspondiente a la zona de **shoreface**.

A su vez, el resto de la formación parece haberse depositado en un ambiente donde las corrientes tractivas juegan un papel más importante; como así lo indicarían, la mayor presencia de cuerpos alentejonados y tabulares, con estratificación cruzada de bajo ángulo o planar. Dado el grado de recristalización en que se encuentran las metaareniscas y cuarcitas no se ha podido obtener un gran número de medidas de dirección de corriente que nos permitirían identificar la naturaleza de estas corrientes (paralelas a la costa, mareales, producidas por tormentas...), por eso resulta muy aventurado precisar su situación respecto a la línea de costa, aunque pensamos, dado el contexto paleogeográfico que posiblemente tengan una naturaleza costera.

Durante la realización de la presente Hoja se han encontrado los primeros datos paleontológicos en esta formación. En su mitad inferior se ha podido reconocer acritarcos (**Veryhachium?** s.p., **Saharidia?** s.p.) mientras que en los 30 m. superiores se han encontrado otros acritarcos e icnofósiles (**Cruziana furcifera** D'ORBIGNY, **Skolithos** s.p., **Goniosphaeridium** s.p. y **Synsphaeridium** s.p.), confirmando la atribución de esta formación al Ordovícico Inferior tal como había supuesto CAPOTE (1973) y RODRIGUEZ SALÁN et al. (en prensa), y probablemente Tremadoc Superior (Hunnebergiense Superior) a Arenig.

El espesor exacto que alcanza esta formación es difícil de precisar dado el estado de plegamiento y fracturación en el que se encuentran actualmente los sedimentos que la integran. A pesar de ello pensamos que no es inferior a 140 m. ni superior a 400 m.

2.1.3 Cuarcita Armoricana (26)

Ocupa la parte central de la Sierra de Ojos Albos-Cruz de Hierro, constituyendo a su vez las cumbres de ésta (Cruz de Hierro 1660 m., Atalaya, Caloco y Peñagorda).

Da lugar a un relativamente extenso afloramiento, lo que se debe al paralelismo, en gran parte de este área, entre el perfil topográfico y la posición estructural de las capas.

Está constituida por bancos y capas de cuarcitas que generalmente superan el metro de espesor, muchas veces masiva, lo que dificulta el reconocimiento de la superficie de estratificación con facilidad. Son de color gris, crema o blanco por lo general.

Entre los bancos cuarcíticos se observan algunas intercalaciones de esquistos y pizarras negras o grises, generalmente de escasa potencia.

Son en su mayoría ortocuarzitas muy puras, recristalizadas con tamaño de grano microcristalino y textura granoblástica. El cuarzo por tanto es el único mineral principal. Como minerales accesorios se han observado minerales opacos, circón, rutilo, sericita, turmalina, moscovita y feldespato potásico. Se observan también leucoxeno y óxidos de hierro de carácter secundario.

Los tramos pelíticos intercalados presentan como minerales principales sericita, cuarzo.

a veces biotita y en ocasiones moscovita, y como accesorios: minerales opacos, materia grafitosa, clorita o biotita (en ocasiones), circón, turmalina y apatito.

Se han observado también algunas intercalaciones de metasamitas más o menos esquistosas y metaarcosas, constituidas principalmente por cuarzo, sericita, moscovita, y feldespato potásico (en las metaarcosas). Como minerales accesorios se encuentran generalmente opacos, materia grafitosa, circón, rutilo y turmalina, y en ocasiones biotita o clorita (según el grado metamórfico).

Diversos autores (CAPOTE y VEGAS, 1968; UBANELL, 1971; CAPOTE, 1971; RODRÍGUEZ SALÁN, 1985) han encontrado icnofósiles anteriormente en esta unidad. Durante los trabajos de campo que se han llevado a cabo para la confección de la Hoja se ha determinado la presencia de *Cruziana* del grupo *rugosa* (*C. goldfussi* ROUAULT; *C. furcifera* D'ORBIGNY), *Daedallus halli* (ROUAULT) y *Skolithos?* s.p. Además se revisó el material original de los últimos autores citados en el cual además de la fauna ya descrita, se encontraron microfósiles, entre los que están quitinozoarios (*Cyathochitina* cf. *dispar* BENOIT y TAUGOURDEAU) y diversos acritarcos netromorfiticos (*Eupokilofusa squama* (DEUNF), esferomorfiticos (*Lophosphaeridium*, *Saharidia?*), acantomorfiticos (*Comasphaeridium*), poligonomorfiticos (*Veryhachium*) y herkomorfiticos (*Stelliferidium* cf. *stelligenum* (GORKA).

El conjunto de estos hallazgos es consistente con una atribución general de la Cuarcita Armoricana al Arenig, aunque no permite mayores precisiones.

2.2 ESTRAFIGRAFÍA DEL AFLORAMIENTO DE LA CAÑADA

Este afloramiento se encuentra situado en el sector SO. de la Hoja, estando limitado por el O. por la Falla de la Cruz de Hierro y por el E. por diversos macizos graníticos. En su sector S. está dividido por la Depresión de Campo de Azálvaro.

Está constituido por dos conjuntos de materiales: un conjunto ortoneísico y un conjunto metasedimentario. Ambos presentan un metamorfismo de alto grado que ha trastocado profundamente sus caracteres iniciales.

Al conjunto metasedimentario se le atribuye una edad pre-ordovícica.

2.2.1 Ortoneises glandulares (17)

Se localizan en el cuadrante SO. de la Hoja, constituyendo dos afloramientos separados por los sedimentos de la Depresión de Campo de Azálvaro y muy probablemente también por las adamellitas de tipo Navas del Marqués.

Estos materiales dan lugar a relieves positivos entre los que cabe destacar la Atalaya (1.507 m.) y Oteros (1.375 m.), formando un paisaje de bloques y bolos en muchos aspectos similar al de los granitos próximos.

A pesar del alto grado metamórfico sufrido, aún puede deducirse que se trata de rocas probablemente graníticas, fundamentalmente biotíticas, de grano grueso y porfídicas. Presentan megacrystales de feldespato con tamaños que llegan a alcanzar los 10 cms., estando comprendidas sus dimensiones más frecuentes entre 2 y 4 cms.

Sus formas varían entre redondeadas, ovoidales o alargadas, según la intensidad de la

fos. Es característica la presencia de megacristales de cuarzo de hasta 2 cms. de color gris-violáceo, cuya forma varía también en función de la intensidad de deformación, entre redondeados y acintados.

Esporádicamente se encuentran enclaves de rocas más oscuras y de grano más fino, que probablemente representan los enclaves microgranudos de la roca original.

Son abundantes las rocas aplíticas y pegmatíticas que se localizan dentro de los ortoneises. En ocasiones muestran una deformación intensa concordante con la del ortoneis, mientras que en otras son claramente cortantes con la estructura de éste, existiendo pasos graduales de un estadio a otro.

La deformación es muy variable, incluso a escala de afloramiento, encontrándose desde facies miloníticas hasta fascias con esquistosidad grosera exclusivamente. En el Puerto de La Cruz de Hierro donde estas rocas son afectadas por la falla del mismo nombre llegan a dar lugar a cataclasitas e incluso ultracataclasitas.

2.2.2 Paraneises, metapelitas y metasamitas (22)

Estos materiales se localizan en dos pequeños afloramientos, situados al S. y al E. de la Falla de La Cruz de Hierro en relación con ortoneises glandulares.

Se trata de rocas de carácter esquistoso, biotíticas de grano fino-medio y tonos oscuros, que presentan numerosas venas de cuarzo de exudación así como venas y lentículas cuarzo-feldespáticas que le dan un cierto aspecto bandeado.

Se pueden observar también glándulas de cuarzo lenticulares a acintadas así como glándulas feldespáticas de hasta 1,5 cms. que le dan a veces carácter microglandular.

Presentan a veces aspectos miloníticos, como son cuarzos acintados muy finos.

Estos materiales han sufrido un metamorfismo regional de alto grado, seguido de un metamorfismo de contacto, lo que unido a su intensa deformación hace difícil pronosticar su origen. En general, estos materiales han sido interpretados como metasedimentarios, aunque no se puede descartar que parte puedan ser ortoderivados, pues en ocasiones parece observarse un paso gradual a ortoneises glandulares.

2.3 ESTRATIGRAFÍA DEL AFLORAMIENTO DE EL CALOCO

Este afloramiento se encuentra situado en el sector NE. de la Hoja. En él se observan dos conjuntos metamórficos diferentes: uno de carácter ortoderivado, constituido principalmente por diversos tipos de ortoneises (ortoneises glandulares mesócratos y melanócratos, ortoneises glandulares y leucones) así como algunos macizos metadioríticos de escasa dimensión. El otro conjunto, de carácter paraderivado está constituido principalmente por paraneises, metapelitas y metasamitas con intercalaciones de bandas o lentejones de mármoles y rocas de silicatos cálcicos. Ambos conjuntos han sufrido un metamorfismo regional de alto grado.

2.3.1 Ortoneises glandulares mesócratos y melanócratos (16)

Se caracterizan por la abundancia de minerales ferromagnesianos, principalmente bio-

tita, lo que les da un tono oscuro característico, así como por su heterogeneidad en el contenido, tamaño y forma de los megacristales. Presentan variaciones de carácter más cuarzofeldespático que les asemejan al tipo de Ortoneises glandulares.

En general muestran megacristales, de feldespato potásico principalmente y en menor proporción de plagioclasa con formas redondeadas o elipsoidales, que varían en tamaño entre 3 y 7 cms., siendo de menor tamaño los de plagioclasa de modo que frecuentemente se observa una distribución bimodal de los megacristales feldespáticos. Estas glándulas destacan en una matriz oscura, biotítica, con cuarzo, feldespatos y a veces granate.

Se observan en ocasiones facies microglandulares.

En general suelen presentar una intensa deformación, a menudo de carácter milonítico, observándose megacristales rotados y acintados. Por otra parte, a menudo presentan además de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, en menor proporción sillimanita, granate, distena y cordierita. El granate y la distena son más frecuentes en estos neises que en otros aunque no son exclusivos y presentan carácter metaestable.

Debido a la intensa deformación y metamorfismo sufrido es difícil determinar su relación con los metasedimentos pre-ordovicicos, aunque en ocasiones se encuentran paraneises incluidos en estos ortoneises que podrían representar xenolitos, lo que les daría un carácter intrusivo.

2.3.2 Ortoneises glandulares (17)

Ocupan el sector oriental del Macizo de El Caloco, así como en menor extensión afloramientos al N. de Vegas de Matute y Sierra del Quintanar (borde E. de la Hoja).

Son tipos glandulares, feldespáticos con abundantes megacristales de feldespato potásico homogéneamente repartidos en la roca, con tamaños que oscilan entre 4 y 8 cms. La forma de los megacristales suele ser elipsoidal aunque en ocasiones son subidiomorfos. La matriz está constituida por cuarzo, feldespato y biotita y suele ser de grano medio.

Se observan en ocasiones agregados microgranudos y surmicáceos que podrían representar enclaves y "schlierens" del granito porfídico original.

2.3.3 Leuconeises (18)

Son neises cuarzofeldespáticos de tonos claros, con escasa biotita y no glandulares o con glándulas dispersas de feldespato menores de 2 cm.

Se presentan como cuerpos extensos con contactos en ocasiones netos y en otras graduales con los ortoneises glandulares (sector E. de El Caloco y sector SO. de la Sierra del Quintanar).

Se presentan también como niveles estratoides de espesor decimétrico y grano fino con probable carácter metafiloniano tanto en relación con los ortoneises glandulares como con los ortoneises glandulares mesócratos y melanócratos.

Por último se pueden observar también masas lenticulares o **boudines** deformados concordantemente con la roca encajante.

A menudo presentan agregados de cuarzo-granate, cuarzo-turmalinas o cuarzo-micas ~~elongados y rodeados por la foliación principal~~

En el sector del Arroyo del Zancado aparecen, localmente, intercalaciones de leuconeis con un anfíbol de tonos verdes o incoloros como único ferromagnésiano, con clinzoisita, apatito y esfena como minerales accesorios.

2.3.4. Metadioritas (19)

Afloran en el sector E. del Afloramiento de El Caloco en los arroyos Cañuelo y Zancado en relación con áreas muy deformadas de los ortoneises glandulares mesócratos y melanócratos y metasedimentos.

Son pequeños macizos de rocas masivas verdosas, de textura granuda con algunas subfacies pegmatíticas y más raramente porfídicas.

Contienen piroxenos y anfíboles verdes que se nuclean sobre los primeros, además de plagioclasa. Presentan como minerales accesorios esfena, ilmenita, apatito y circón. En ocasiones se observa también granate accesorio.

2.3.5 Paraneises, metapelitas y metasamitas (21)

Las rocas metasedimentarias presentes en este sector están constituidas principalmente por neises metapelíticos y metasamíticos y neises bandeados.

El primer tipo (neises metapelíticos) se caracteriza por su contenido en granate, mientras que el segundo tipo (metasamítico) suele presentar aspecto nodular y los bandeados aspecto corneánico.

Asociados a esta serie suelen aparecer niveles intercalados de mármoles y rocas de silicatos cálcicos.

Los paraneises, metapelitas y metasamitas son rocas de tonos oscuros, masivas que engloban granates de hasta 1 cm. y nódulos de cordierita-biotita orientados que le dan a la roca un aspecto mosqueado.

Están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico (a veces ausente), biotita, granate, cordierita, sillimanita.

Los neises bandeados de aspecto corneánico son rocas muy foliadas de matriz oscura con bandas feldespáticas plegadas por pliegues de tipo ptigmático.

2.3.6 Mármoles, rocas de silicatos cálcicos y skarn (20)

Aparecen como bandas o lentejones a veces con carácter de **boudin** asociados a los neises metapelíticos y frecuentemente en bandas de cizalla (mármoles de Vegas de Matute). En algunos casos se han observado facies skarnoides.

Asociado a estos niveles de mármoles FUSTER et al. (1981 a) citan la existencia de estromatolitos no válidos para una determinación temporal. Estos mármoles son rocas de tonos claros con un bandeo paralelo a la foliación regional. Además de calcita y dolomita presentan piroxenos (diópsido) y anfíboles.

Las rocas de silicatos cálcicos presentan tonos gris-verdosos y un bandeo de carácter composicional paralelo a la foliación regional. Están constituidas principalmente por plagioclasa y piroxeno (diópsido), así como anfíbol, mica (flogopítica) y carbonatos. En oca-

siones presentan texturas miloníticas.

Intercaladas en estos metasedimentos al N. de Vegas de Matute aparecen rocas descritas por VILLASECA (1983 b) como "metabasitas coroníticas". Son rocas de tonos verdosos con plagioclasa y piroxeno en torno al cual existen coronas de granate.

2.4 DEPÓSITOS CRETÁDICOS

La aparición de materiales de edad cretácica en la Hoja es frecuente, aunque dispersa. Por lo general son afloramientos longitudinales y discontinuos que en gran parte de los casos se relacionan con el zócalo granítico o metamórfico mediante fallas.

Los afloramientos más extensos se encuentran situados en la esquina NE de la Hoja en torno a Vegas de Matute. Son mucho más raros en la mitad occidental (Arroyo Hondón de la Dehesa, Lastras de Lama e Ituero). En la mitad meridional fuera del ámbito estricto de la Cuenca del Duero aparecen también en las depresiones interiores de Campo de Azálvaro y El Espinar.

2.4.1 Arenas, arcillas y conglomerados. Formación "Arenas y arcillas de Segovia" (27)

Corresponden a la Formación "Arenas y arcillas de Segovia" (ALONSO et al. 1982) que aunque con poco espesor, nunca superan los 20 m.; está generalizada en casi todos los afloramientos cretácicos de la Hoja.

Se apoya sobre un relieve ligeramente irregular del zócalo granítico o metamórfico que está siempre profundamente alterado y en donde se aprecia una importante caolinización. Hacia el N y NE, fuera de los límites de este trabajo, el contacto con otras formaciones cretácicas infrayacentes es normal y neto (ALONSO, 1981). Son sedimentos fundamentalmente arenosos y de colores blancos. También pueden aparecer niveles conglomeráticos y bancos arcillosos.

Los primeros materiales, pertenecientes a la Formación "Arenas y arcillas de Segovia" que se observan sobre el sustrato formado por rocas plutónicas y metamórficas son, generalmente, arcillas de color blanco y rojizo y arenas poco maduras, siendo difícil a veces establecer un límite entre las alteritas que afectan al zócalo antiguo y los primeros depósitos cretácicos.

Hacia techo la Formación "Arenas y arcillas de Segovia" adquiere un carácter detrítico más grueso y está formado casi exclusivamente por arenas de cuarzo, entre las cuales aparecen intercalados niveles de cantos de cuarzo subredondeados. Hacia la parte más alta de la Formación, las "Arenas y arcillas de Segovia" adquieren un carácter margoso, pasando de una forma gradual a la formación conocida como "Dolomías tableadas de Caballar" (ALONSO et al., 1982).

Las estructuras sedimentarias que se observan en esta formación se localizan principalmente dentro de las facies de arenas y cantos. Las arenas se encuentran organizadas en un amalgamamiento de cuerpos con base canalizada y espesor que varía de uno a varios decímetros. Estos cuerpos interiormente presentan estratificación cruzada de surco y algunas superficies de reactivación. En ciertos puntos situados hacia el techo de la formación, y sobre todo en la zona norte de la Hoja, como sucede en la cantera ubicada al norte de Vegas de

Matute, en Canto Gallego, estas superficies de reactivación limitan cuerpos de aspecto sigmoidal que tienen, a veces, tapizadas las superficies de reactivación por una o dos pequeñas láminas de arcilla ("mud drapes"). En estos cuerpos sigmoidales o "bundles" cuya importancia conviene destacar, no siempre se han observado secuencias cíclicas, debido posiblemente a procesos erosivos sinsedimentarios.

Los niveles de cantos subredondeados que se encuentran dentro de las "Arenas y arcillas de Segovia" aparecen de dos formas diferentes. En una constituyen un depósito residual o "lag" que se sitúa en el fondo de los cuerpos canalizados y van acompañados por restos vegetales y cantos blandos. En la otra forma, se organizan en "foresets" constituyendo pequeños depósitos de barra.

También es interesante reseñar la presencia de procesos hidrolásticos en las zonas de contacto de las arenas y cantos con las arcillas, los cuales se manifiestan como deformaciones de carga, pequeños deslizamientos e inyecciones. Por otra parte también es importante manifestar la presencia de procesos edáficos, vadosos y/o freáticos dentro de la formación, los cuales se manifiestan en forma de manchas versicolores, y de costras férricas.

Dado los caracteres petrológicos y estructuras sedimentarias anteriormente descritas creemos que el medio en que se produjo la sedimentación de la Formación "Arenas y arcillas de Segovia" fue un medio dominado por corrientes tractivas. Corrientes que arrastraban principalmente arena de cuarzo y en menor cantidad grava y cantos constituyendo barras. Dada la escasa dispersión que manifiestan las direcciones de estas corrientes, nos hace suponer que correspondan a cursos entrelazados. Posteriormente estos depósitos sufrirían procesos edáficos, vadosos y/o freáticos.

Por otra parte dado que el tránsito que se hace a la formación suprayacente, que es claramente marina, se realiza de una forma gradual, y habiéndose comprobado la existencia, a techo la formación, de cuerpos sigmoidales tapizados a veces con arcilla, nos hace pensar, a pesar de no observarse siempre secuencias cíclicas en los cuerpos sigmoidales, que el área de sedimentación de la Formación "Arenas y arcillas de Segovia" podría estar hacia techo por lo menos, próxima a la costa, dejándose notar en ellas la influencia de mareas. En la zona norte (Vegas de Matute), esta influencia es neta, interpretándose los últimos metros de la unidad como de origen submareal.

La edad de esta formación es difícil de establecer, si bien ALONSO (1981) la adjudica una edad que oscila entre Coniaciense Medio, para la base de la formación, a Coniaciense Medio-Superior para el techo, deducida mediante criterios de correlación estratigráfica y sedimentológica en base a datos obtenidos en zonas situadas más al norte de esta Hoja.

2.4.2 Margas y dolomías. Formación "Dolomías tableadas de Caballar" (28)

La formación es equivalente a la definida informalmente como "Calizas, margas y dolomías de Castrojimeno-Hontoria" por ALONSO (1981), aparece de una forma discontinua en la presente Hoja, desapareciendo casi totalmente al oeste de Vegas de Matute y siendo difícil reconocerla en el afloramiento próximo a Ituero y Lama. Su espesor también es muy variable, a lo largo de los afloramientos, oscilando desde algunos dms. a 1 m. El color es blanco o gris.

Esta formación allí donde aparece, se encuentra situada a techo de las "Arenas y arcillas de Segovia".

llas de Segovia", de la cual se diferencia tanto por su carácter mixto carbonático y siliciclástico como por el diferente ambiente sedimentario donde se depositó. El tránsito entre la Formación "Arenas y arcillas de Segovia" y la Formación "Dolomías tableadas de Caballar", se realiza de una forma gradual y a través de materiales margosos.

La formación está representada por margas y dolomías de aspecto laminar, que posiblemente correspondan a construcciones estromatolíticas algares, las cuales están intensamente bioturbadas y han sufrido posteriormente dolomitización, y areniscas dolomíticas y arcillas.

El tránsito en la presente Hoja de esta formación a la suprayacente, allí donde se ha podido ver claramente, como sucede al oeste de Otero de Herreros en el lugar conocido por las Canterillas, se marca por un contacto neto erosivo. Este contacto podría explicar la presencia discontinua de esta formación, al haber sido erosionados los materiales pertenecientes a las "Dolomías de Caballar" por la irrupción de la formación siliciclástica suprayacente. En el punto anteriormente referido, depósitos de plataforma marina ("shore face" o "nearshore") pertenecientes a las "Areniscas dolomíticas de Hontoria", caracterizadas por tener estructuras sedimentarias debidas a la acción de tormentas, recubren a estromatolitos algares propios de zonas supra-intermareales, pertenecientes a la Formación "Dolomías tableadas de Caballar".

A pesar de ser escasas las estructuras sedimentarias (ripples, niveles de algas y pequeñas barras) y por los caracteres petrológicos observados, consideramos posible suponer que el área de sedimentación de esta formación sería una zona marina de aguas someras, poco energética, donde se marca la presencia de mareas.

La edad de esta formación es difícil de precisar, debido a la escasez de fósiles que encontramos en ella, si bien ALONSO (1981) cree que su edad es Coniaciense Superior-Santoniense Inferior, debido a que en sectores situados más al norte de la presente Hoja esta formación está mejor caracterizada por fósiles que precisan esa edad.

Es interesante señalar el hecho de que allí donde se encuentran estos niveles, las "Arenas y arcillas de Segovia" no presentan síntomas de dolomitización, lo cual prueba el papel impermeable que respecto a la dolomitización, han realizado las margas pertenecientes a esta formación.

2.4.3. Formación "Calizas y dolomías de Castrojimeno" (29)

2.4.3.1 Areniscas dolomíticas. Miembro "Areniscas dolomíticas de Hontoria" (29)

"Calizas y dolomías de Castrojimeno" (ALONSO et al. 1982) es equivalente a la unidad informal "Calizas, dolomías y areniscas dolomíticas de Linares-Ituro" (ALONSO, 1981), y está representada en la presente Hoja, por su Miembro "Areniscas dolomíticas de Hontoria" (ALONSO et al., 1982). Este miembro está formado esencialmente por areniscas dolomíticas y dolomías arenosas, teniendo también algunos cantos de cuarzo y cantos blandos, dispersos.

Las "Areniscas dolomíticas de Hontoria" se apoyan unas veces sobre la Formación "Arenas y arcillas de Segovia" y otras veces sobre la Formación "Dolomías tableadas de

Caballar", siendo el carácter de este contacto, como expusimos en el apartado anterior, localmente erosivo. En el sector de Valdemorillo, al SE., fuera del dominio de esta Hoja, el contacto es también erosivo y discordante, sin embargo, este carácter desaparece hacia las zonas más externas de la plataforma. Se manifiesta, por tanto, sólo en las zonas más marginadas o internas, hacia la costa.

Los sedimentos pertenecientes a esta unidad aparecen en todos los afloramientos cretácicos de la Hoja, encontrándolos, tanto en el ángulo NE., como en la depresión del valle de Campo de Azálvaro situado al SO. El espesor del miembro es de alrededor de unos 10 m., (máx. 15 m.) si bien hacia el SO. es menos potente.

Las estructuras sedimentarias que se observan en estos depósitos varían grandemente desde Vegas de Matute al valle de Campo de Azálvaro.

En el ángulo NE. de la Hoja, alrededores de Vega de Matute y Otero de Herreros, esta unidad se manifiesta como una amalgamación de cuerpos cóncavo-convexos, cuyo espesor varía de 1 dm. a 1 m. Interiormente, presenta estratificaciones cruzada de surco, hummocky y ondulada, además de ripples de ola y fenómenos hidroplásticos. La dispersión de las direcciones de desplazamiento de los cuerpos es amplia.

Los caracteres sedimentarios, brevemente espuestos, nos hablan de que la deposición de la unidad se realizó dentro de una plataforma marina, en la que quedaba registrada la acción de las tormentas.

Más hacia el occidente, en el sector de Ituero y Lama, este miembro se encuentra representado, casi exclusivamente por estructuras originadas por corrientes tractivas. Así en los cortes que se ven en este sector se comprueba que este miembro está compuesto por la superposición de cuerpos planares de varios dms. de espesor, que muestran una organización interna formada por estratificación cruzada de surco y planar donde también se observan ripples de oscilación. El sentido de desplazamiento de la corriente que formó estos cuerpos planares, era uniforme y se dirigía hacia el ENE.

En el corte del río Piezga, sobre los depósitos anteriormente descritos, se localizan cuerpos de mayor tamaño de 1-2 m. de potencia, que interiormente presentan estratificación cruzada de surco y un sentido de desplazamiento hacia el N. En estos cuerpos sedimentarios, además de la estratificación cruzada anteriormente descrita se observa la presencia de superficies de reactivación que delimitan entre ellas grandes formas sigmoidales. También aparecen en esta parte del miembro estructuras de tormenta del tipo "hummocky".

Dadas las anteriores estructuras sedimentarias descritas, creemos que el Miembro "Areniscas dolomíticas de Hontoria", en el sector de Ituero y Lama se depositó en un ambiente dominado por corrientes tractivas unidireccionales, que en algún punto se cortaban casi perpendicularmente, con períodos en los cuales se dejaba sentir la acción del oleaje y tormentas. Este área de sedimentación puede coincidir con un medio costero, en que los cuerpos sigmoidales correspondan a canales mareales y los cuerpos tabulares con estratificación cruzada de surco, correspondan a sedimentos formados mediante corrientes costeras, tipo "longshore", que son paralelas a la costa.

Localmente, en este sector, se observan procesos de karstificación parcialmente rellenos por espeleotemas y depósitos geopetales paralelos a la estratificación, características que nos lo diferencia de una karstificación, más moderna, rellena por materiales cuaterna-

rios existentes en la misma zona.

Más hacia el occidente están situados los afloramientos de Campo de Azálvaro. Allí el presente miembro se manifiesta por la yuxtaposición de cuerpos dispuestos en secuencias positivas o energético decrecientes, entre los que se intercalan niveles de paleosuelos, que están identificados por la presencia de raíces, arcillas marmorizadas y procesos vadosos. Estos procesos son apreciados en lámina delgada, en forma de cementos microestalactíticos que rellenan porosidades.

Una secuencia positiva en este sector tendría un espesor de 2 m., estando dispuesta de base a techo en el siguiente orden: base erosiva, cuerpos planares con estratificación cruzada planar, estratificación de surco, arcillas con hidromorfismo y niveles de raíces. Es decir, estaríamos en un área donde se producen corrientes energético-decrecientes, seguidas de edafizaciones, lo que puede implicar una deposición en un medio continental o costero con largos períodos de emersión.

La interpretación que se hace del conjunto de facies que forman el Miembro "Arenas dolomíticas de Hontoria" en la presente Hoja es la siguiente: En el sector más oriental se darían condiciones propias de plataforma marina (**shore face**) donde alternarían las condiciones de mar agitado con períodos de mayor calma. Hacia el oeste, en el sector de Ituero y Lama, se darían condiciones propias de un medio costero que estaría cortado por canales mareales. A su vez, en el sector de Campo de Azálvaro, situado más hacia el occidente, la sedimentación se produciría en un ambiente continental o casi continental.

El contraste existente entre la Formación "Dolomías tableadas de Caballar" y el miembro "Areniscas dolomíticas de Hontoria", marcado tanto por su litología como por sus ambientes sedimentarios, y el hecho de que la Formación "Dolomías tableadas de Caballar" aparezca en forma de retazos, teniendo a techo diferentes facies del Miembro "Areniscas dolomíticas de Hontoria", nos hablan, para el tiempo de deposición del miembro, de un rápido avance del mar hacia el oeste y de una fuerte erosión en el continente. Esto podría indicarnos un hundimiento tectónico, en el área ocupada hoy por la Hoja, y un levantamiento del continente, más hacia el oeste, lo cual explicaría tanto la penetración marina como la intensificación del desmantelamiento continental. Es la unidad más expansiva del Cretácico Superior.

Posteriormente a la sedimentación del miembro se produciría la cementación dolomítica del mismo, la cual se favorecería por la porosidad propia de las facies arenosas. Esta cementación pudo coincidir con la dolomitización que se produjo tras el depósito de formaciones suprayacentes.

La karstificación señalada anteriormente y su posterior relleno, nos hablan de una emersión de este miembro, al menos en el sector de Ituero y Lama, previa al plegamiento que afecta a los materiales cretácicos.

La edad de esta unidad podría establecerse en Santoniense Medio para la base y Santoniense Medio-Superior para el techo (ALONSO, 1981), también deducida en base a datos existentes al N. de la Hoja.

2.4.3.2 *Margas, dolomías y areniscas. Miembro "Dolomías de Montejo" (30)*

Los tipos litológicos característicos del Miembro "Dolomías de Montejo" se localizan en

el ángulo NE. de la Hoja, sector de Vegas de Matute. Esta formación, que tiene aquí un espesor máximo de 12 m., está representada por una alternancia de cuerpos areniscosos y margas, existiendo algunas finas capas de dolomías, dispersas, entre las margas y por la presencia de algunos "patches" de rudistas.

Los cuerpos areniscosos tienen un espesor de 0,5 m., son de grano fino de cuarzo y están cementados por dolomitas. Las estructuras sedimentarias son difíciles de ver debido a la dolomitización, si bien la "hummocky" es observada con alguna frecuencia.

En las capas de dolomías, tableadas y dominantes a techo de la formación, las pocas estructuras reseñables han sido acumulaciones de conchas de bivalvos.

Los materiales margosos son de color crema y se localizan sobre todo en la base y techo de la formación.

También es importante reseñar la presencia de pequeñas colonias o "patches" de rudistas, posiblemente hipurítidos y radiolítidos.

Esta formación se apoya sobre el Miembro "Areniscas dolomíticas de Hontoria" representado en su facies de plataforma. El tránsito entre ambas formaciones se realiza de una forma gradual.

El ambiente sedimentario donde se produjo la deposición de la Unidad "Dolomías de Montejo" no es fácil de precisar, dado que la dolomitización que la ha afectado impide ver las estructuras que nos lo indicarían. Si bien, dado que el tránsito entre las "Areniscas dolomíticas de Hontoria" y la presente formación se hace de un modo gradual, y que en ella se observan la presencia de depósitos de tormenta y "patches" de rudistas, se puede decir que el medio sedimentario correspondería a una zona marina en la que las condiciones de sedimentación serían más tranquilas y quizás más someras que las experimentadas por el anterior miembro.

A esta formación se le atribuye una edad Santoniense Superior (ALONSO, 1981).

2.4.4 Dolomías y margas. Formación "Dolomías y margas del Valle de Tabladillo" (31)

Constituye el techo cretácico regional, de gran homogeneidad litológica e importante continuidad cartográfica.

Es una serie tableada de unos 40 a 50 m. de espesor formada por dolomías blancas arenosas y margosas, margas dolomíticas y arcillas verdes y rojas. Los tramos arcillosos más blandos de su muro marcan la separación cartográfica con las dos formaciones infrayacentes sobre las que se apoya en esta Hoja. Ese contacto es normal y gradual aunque está ocasionalmente sujeto a despegues tectónicos.

Su techo viene marcado por los sedimentos detríticos silíceos de carácter siderolítico que se han atribuido al Paleoceno.

Las dolomías arenosas suelen presentar estratificación cruzada de bajo ángulo y bioturbación, mientras que las dolomías margosas, las margas y arcillas muestran laminación paralela.

En estos depósitos carbonatados existen laminación algar, estructura fenestral, fantasmas de fauna que parece abundante (equinodermos, gasterópodos, pelecípodos, ostrácos y miliólidos), restos vegetales oxidados, y nódulos ferruginosos y carbonatados. Son, con frecuencia, peletoidales, y aparecen algunos foraminíferos benctónicos.

En la depresión de Campo de Azálvaro esta formación se apoya sobre las "Areniscas dolomíticas de Hontoria", y está representada por una alternancia de dolomías, margas, arcillas y pequeños cuerpos arenosos de cuarzo.

Las dolomías se presentan en dos formas, unas a modo de finas capas, en las que los pocos datos observables son: fuerte bioturbación y moldes de pelecípodos y gasterópodos; y las otras como estromatolitos algares.

Los pequeños cuerpos arenosos tienen unos centímetros de espesor, su base está canalizada y se encuentran rellenos por arenas de cuarzo y cantos blandos. A su vez los materiales margosos de esta formación presentan una fuerte bioturbación del tipo *Thalassinoides*, la cual suele ser producida por la acción de crustáceos decápodos.

Estos depósitos de Campo de Azálvaro presentan un color rojo, y en lámina delgada se observa en ellos la presencia de porosidad móldica, pellets, fantasmas de foraminíferos y conchas de gasterópodos y bivalvos.

La porosidad móldica ha sido rellenada, posteriormente, por cemento carbonático, el cual ha originado estructuras en forma de menisco, microestalactítica y de empalizada irregular. A veces esta porosidad se ha ocupado no con carbonatos sino con sílice, apareciendo como **chert**.

En el ángulo NE de la Hoja junto al pueblo de Guijosalbas, se ve la presencia de encalchamientos al techo de esta formación. También al norte, fuera de la Hoja, junto a Lastra de Lema se observa que el techo ha sufrido procesos de karstificación.

Todos estos datos nos hablan de que posteriormente a la sedimentación se produjo una compleja historia de somerizaciones y emersiones, que ocasionaron la creación de los diversos procesos vadosos anteriormente descritos.

El medio donde se produjo la sedimentación de esta formación corresponde a un medio poco energético, somero, donde se notaba la presencia de las mareas, este medio tendría cierta influencia continental en el sector de Campo de Azálvaro siendo más claramente marino hacia el NE. Posiblemente este ambiente deposicional correspondió a una zona supraintermareal-lagoon, la cual se desarrolló en un clima árido, como así lo indica la presencia de yesos situados más al norte, fuera del ámbito de la Hoja.

La edad de esta formación la atribuye ALONSO (1981) al Campaniense y, aunque no se pueda descartar que en su techo esté representado el Maastrichtiense, esto es realmente muy poco probable.

2.5 TERCIARIO

Según los autores de las vecinas Hojas geológicas de Cardeñosa (506/16-20) HERNÁNDEZ SAMANIEGO et al., 1982 y de Nava de Arévalo (481/16-19) CARRERAS SUÁREZ et al., 1982, la edad probable estimada para la mayoría de los sedimentos arcósicos que rellenan la Cuenca en esa zona está comprendida dentro del Neógeno. Tan sólo los depósitos detríticos con silicificaciones y de carácter siderolítico se apuntan como pertenecientes al Paleógeno. En el presente trabajo, donde persiste la ausencia de datos paleontológicos, se ha llegado al convencimiento por criterios geomorfológicos y datos de correlación estratigráfica, de carácter regional, que la atribución de las arcosas al Neógeno quizás no sea la más adecuada. La hipótesis señalada aquí gira en torno a un hecho, a juicio de los autores, fun-

damental: la datación de la superficie de Labajos ha sido atribuida al Plioceno (prerraña), cuando es con gran probabilidad bastante más antigua, tal como implica su propia morfología y el carácter litoestratigráfico de los sedimentos que la conforman.

2.5.1 Paleógeno

2.5.1.1 *Gravas, arenas silíceas y arcillas (32)*

Se sitúan inmediatamente sobre los afloramientos cretácicos carbonatados atribuidos al Campaniense, mediante una relación cuya problemática se expone a continuación.

En principio es generalizada la opinión de que existe una neta separación entre las facies carbonatadas cretácicas y los sedimentos detríticos silíceos que se suponen terciarios LEGUEY et al. (1984), PORTERO Y AZNAR (1984). Sin embargo el aspecto general de estos últimos es semejante al que presentan otras cuñas detríticas intracretácicas de la región, tales como las "Arenas de Carabias" y las "Arenas y arcillas de Segovia" (ALONSO, 1981), por lo que no cabría esperar de unas un tratamiento demasiado desligado de las otras, sino más bien lo contrario. Sus analogías litoestratigráficas y mineralógicas con esas indentaciones claramente cretácicas las sitúan a priori en ese contexto.

Además no existe ninguna evidencia de que ese contacto presente discordancia angular ni tampoco se encuentran en esas arenas silíceas elementos carbonatados que deduzcan la erosión del cretácico en esa época, como sí ocurre en la unidad suprayacente.

Sin embargo hay un contraste litológico muy marcado entre el techo carbonatado cretácico y las arenas silíceas. A nivel de detalle el contacto se concreta en la superposición de arcillas verdosas sueltas y unas calcarenitas margosas bioclásticas de difícil observación. No obstante sobre estos últimos sedimentos existen dos rasgos fundamentales que hay que destacar: un endurecimiento con encalichamiento y ferruginizaciones (Guijasalbas) y una karstificación (Lastras de Lama).

Por tanto aunque queda descartada una etapa de erosión manifiesta sí hay que admitir al menos un período de emersión, situación ya producida anteriormente en algunas etapas del Cretácico.

Por el contrario, el techo de la formación silícea sí está afectado por una etapa erosiva importante, que deja impresa la huella de un paleorrelieve sobre el que se enplazarán los sedimentos del ciclo arcósico, tan característico a ambos lados del Sistema Central.

El máximo espesor de la formación se puede observar en la esquina NE de la Hoja donde supera los 50 m. por lo general presenta una potencia irregular que tiende a adelgazar-se hacia el oeste, donde las observaciones son peores.

El muro está constituido por arcillas verdes y rojas sueltas con laminación paralela y concreciones carbonatadas aisladas.

En el ángulo NE de la Hoja, junto a Vegas de Matute, esta formación está representada fundamentalmente por arenas de cuarzo, con alguna matriz arcillosa dispersa entre ellas. Estas arenas se organizan unas veces en cuerpos de base canalizada, con un tamaño superior a los 2 m. para alguno de ellos, que interiormente presentan estratificación cruzada de surco y otras en cuerpos planares de 1-2 dm. de espesor, que muestran estratificación cruzada y superficies de reactivación. Estas superficies delimitan formas sigmoidales que

están tapizadas, a veces, por una lámina de arcilla o "mud drape".

Si bien en estas formas sigmoidales no se han observado secuencias cíclicas, es importante señalar la presencia de las mismas.

El origen de todos estos cuerpos arenosos se debe a la acción de corrientes tractivas, corrientes que tenían una dirección de avance de poca dispersión, siendo esta dirección la ENE-OSO, aunque es importante indicar que si bien existe sólo una dirección de movimiento, ésta se manifiesta con dos sentidos opuestos.

Este último dato unido a la presencia de formas sigmoidales referida anteriormente, nos inclina a pensar que la presente formación, podría haberse depositado, en esta zona, bajo influencias mareales.

En el sector de Campo de Azálvaro esta formación se encuentra sobre las "Dolomías y margas del Valle de Tabladillo", estando formada por cuerpos arenosos de cuarzo cementados parcialmente por sílice y carbonatos. Estos cuerpos arenosos presentan bases canalizadas, que están tapizadas por gravas y cantos blandos. Los cuerpos se organizan interiormente en forma de estratificación cruzada de surco y tienen un espesor de 0'5 m. de potencia intercalándose entre ellos arcillas de aspecto marmorizado.

Dadas estas características descritas pensamos que la formación, en el sector de Campo de Azálvaro, se ha depositado en un ambiente continental y que posteriormente a su sedimentación sufrió procesos de carácter vadoso que originaron la cementación sílicea y carbonática.

Como se ve, la interpretación sedimentaria que se da a esta formación siliciclástica es muy similar a la establecida anteriormente para el Miembro "Areniscas dolomíticas de Hontoria" el cual es de naturaleza litológica similar. En ambos casos, hay un cambio desde facies continentales, situadas en Campo de Azálvaro, a facies posiblemente mareales, situadas en el ángulo NE de la Hoja. Esta similitud de facies unida a los argumentos expuestos al principio del apartado, permiten suponer que los depósitos se corresponden mejor con los ambientes deposicionales marinos o de influencia marina que actúan durante el Cretácico que a los continentales terciarios posteriores, correspondiendo simplemente su deposición a una reactivación más de la Cuenca. Estas situaciones ya se habían producido anteriormente al realizarse la sedimentación de las Formaciones "Areniscas dolomíticas de Hontoria" y "Arenas y arcillas de Segovia". Las reactivaciones se produjeron por hundimiento del margen de la cuenca y levantamiento relativo del continente, probablemente relacionados con un movimiento conjunto, en báscula, que trae como consecuencia la demolición del mismo y el origen de las formaciones siliciclásticas. Estos períodos de cierta actividad tectónica serían seguidos por períodos de mayor estabilidad, durante los cuales llegaban pocos aportes terrígenos del continente y se establecían plataformas marinas someras donde se depositaban carbonatos. En la Hoja de Cardeñosa (506/16-20) ha sido señalado la presencia de materiales con características litológicas semejantes que han sido denominadas "Unidad Torneros".

Sedimentos similares a éstos se han identificado en otras áreas de la Península Ibérica como "facies Garumnienses o equivalentes"; Maastrichtiense-Paleoceno (Ver GARCÍA et al., 1982; PORTERO y AZNAR, 1984).

Otras formaciones parecidas a las que describimos, en concreto las facies síliceas del borde occidental de la Cuenca del Duero, se atribuyen al Paleoceno en base a la datación

isotópica de su techo (BLANCO et al., 1982).

Si tenemos en cuenta todos los argumentos expuestos anteriormente acerca de la similitud genética con el Cretácico de la zona, la ausencia de evidencias de una discordancia angular con las unidades inferiores y la litología, en la que no aparecen materiales desmantelados de los sedimentos cretácicos, como en el terciario suprayacente, claramente continental, no sería descartable el asignar a esta unidad una edad Maastrichtiense-Paleoceno.

2.5.1.2 *Bloques y cantos . Gravas y arenas . "Serie Arcósica" (36, 37)*

Esta formación de aspecto monótono es la que tiene mayor representación en la Hoja. Son arenas arcósicas entre las que se intercalan niveles algo más gruesos de gravas y conglomerados de cantos e incluso bloques en áreas muy proximales.

Su muro se caracteriza por la presencia de intensas carbonataciones y por la naturaleza polimíctica de sus elementos más gruesos, entre los que aparecen clastos de granito, neis, cuarzo, cuarcita y sobre todo de carbonatos y areniscas silíceas procedentes de los afloramientos cretácicos.

Los niveles más gruesos donde se observa este carácter polimíctico se presentan fuertemente cementados por carbonatos y tiene geometría de canal con base erosiva, granoclasificación y estratificación cruzada en surco. Son areniscas gruesas y gravas con mala clasificación que engloban cantos rodados polimícticos, más abundantes en el muro del banco. La carbonatación que afecta a estos niveles confiere a la roca un color blanco intenso.

Estos niveles de arenas alternan con arcosas sueltas poco organizadas que presentan nódulos de carbonatos aislados, costras de carbonatos en enrejado y otros rasgos edáficos (rubefacciones, pedotúbulos, ...).

Hacia techo la progresiva disminución de la cementación carbonatada y la desaparición de clastos de carbonatos deduce la extinción de afloramientos cretácicos emergidos. Toda la serie restante está constituida por secuencias de 1 a 2 m. de arcosas sueltas, poco organizadas, sin estructuras visibles con rasgos edáficos a techo y niveles de cantos y bloques en sus muros erosivos, constituidos por elementos gruesos de cuarzo, granito y neis.

En la zona occidental la influencia de áreas de procedencia metamórfica queda patente por la presencia de cantos de cuarcita, pizarra, etc.

Los afloramientos al N. de Aldeavieja presentan arenas arcósicas con presencia notoria de elementos metamórficos bien clasificados y organizados en secuencias métricas grano-decrecientes con estratificación cruzada planar y en surco. Tiene cantos a muro y núcleos milimétricos de limos a techo. También es frecuente la aparición de bancos de arenas arcósicas con clastos de cuarcita y pizarra dispersas que presentan su base ligeramente erosiva.

En la depresión de Campo de Azálvaro, que se sitúa al SO. de la Hoja, se encuentran materiales de naturaleza arcósica que se apoyan discordantemente tanto sobre los depósitos cretácicos y paleocenos como sobre materiales de naturaleza ígnea y metamórfica. Estos depósitos arcósicos se hallan en gran parte recubiertos por materiales de edad más moderna, siendo en las proximidades del río Voltoya y de sus afluentes donde es posible identificarlos.

En este valle de Campo de Azálvaro los materiales arcósicos están representados por dos facies diferentes. Una está formada por bloques de granito, cuarzo y rocas pegmatíticas, embutidas en una matriz arenosa, sin ofrecer una aparente organización, y por algunos cuerpos con base canalizada tapizada por cantos y rellenos por gravas. La otra facies está constituida por arenas y gravas, reconociéndose en ella la presencia de cuerpos tabulares con estratificación paralela y cruzada planar.

Las dos facies proceden de la destrucción de un macizo granítico cuyo componente feldespático principal es la ortosa; la primera facies se localiza al SO. del valle mientras que la segunda se encuentra en el resto del mismo.

Dadas las estructuras sedimentarias vistas, pensamos que la primera facies se originó mediante transporte gravitacional, mientras que la facies arenosa resultaría de la acumulación de dunas de cresta recta producidas por la acción de corrientes trenzadas. La transición de una u otra facies se produce lateralmente y de un modo gradual correspondiéndose a la parte apical y media de un abanico aluvial.

La presencia de depósitos gravitacionales, en el vértice del abanico aluvial implica la existencia de un fuerte desnivel topográfico el cual se produjo por la acción de una falla de dirección aproximada N-120°E, que está situada al SO del valle y que hoy ya no ofrece ningún resalte. Dada la distribución de las facies y la dirección de las corrientes nos indica que el abanico se dirigía hacia el N-NE.

Es importante hacer notar el hecho de que en estos sedimentos arcósicos no se encuentra ningún material perteneciente a depósitos paleozoicos. También cabe remarcar que la mayoría de los feldespatos que integran las arcosas son de ortosa, y por último hacer observar que en el valle de Campo de Azálvaro no se encuentran apenas sedimentos de granulometría fina, como limos y arcillas, como cabría esperar de un modelo "standar" de abanico aluvial.

Estos datos contrastan con la disposición actual del valle, en que los bordes norte y este están formados por materiales paleozoicos y por granitos con escasa proporción de feldespato ortosa. Todo esto nos permite suponer que en el momento de la sedimentación de la serie arcósica, los bordes norte y este del valle no estaban levantados y permitía el paso hacia la actual Cuenca del Duero, a los abanicos aluviales procedentes del borde SSO, donde existe un macizo granítico con abundancia de feldespato ortosa.

Los materiales pertenecientes a la serie arcósica tanto los que se encuentran en la depresión de Campo de Azálvaro como los situados en el resto de la Hoja, se depositaron mediante un sistema de canales fluviales trenzados (**braided**), los cuales estaban integrados en un sistema de abanicos aluviales, donde es posible, a veces, distinguir las facies más próximas al ápice de los mismos y las facies más alejadas.

2.5.2 Neógeno

2.5.2.1 *Bloques y cantos (37). Cantos y arenas (36). Arenas (35). a) Litoareníticos (área fuente de metasedimentos de bajo grado) "Series rojas" y b) Arcósicos (área fuente de materiales ígneos y metamórficos)*

na suroriental de la Hoja constituyen el techo de la sedimentación terciaria de la zona. Son materiales rojos que determinan extensas plataformas con expresión morfológica en estrecha relación con importantes zonas de aporte de sedimentos a la Cubeta, en concreto con el Macizo de Ojos Albos, y con líneas morfotectónicas bien definidas.

Su espesor muy variable oscila entre el metro escaso de zonas próximas a Aldeavieja y los 25 m. en los alrededores de Maello.

Son materiales detríticos gruesos, fundamentalmente arenas arcósicas y conglomerados.

En proximidad a los frentes montañosos el carácter de estos depósitos es generalmente conglomerático. Son bloques y cantos que alcanzan volúmenes cercanos al metro cúbico que tienen una marcada heterometría y una procedencia generalmente metamórfica de bajo grado (cuarcita, arenisca, y pizarra) y en menor proporción granito bastante alterado. Presentan un desgaste apreciable, imbricación poco definida, y un cierto ordenamiento en secuencias granodecrecientes separadas por cicatrices erosivas. Los niveles de gravas de pizarras rodadas y orientadas, y arenas gruesas con feldespatos idiomorfos, son los tramos más finos de estas secuencias en las que es posible reconocer alguna estratificación cruzada. La matriz, arenosa o microconglomerática, es escasa y de un color rojo intenso relacionado con procesos de alteración.

La variación a zonas distales se traduce en la aparición de secuencias más potentes constituidas por materiales algo más finos, arenosos y arcósicos e incluso limosos (36 a, 35 a). Conservan los tintes rojizos, la escasez de matriz arcillosa, y siguen proliferando los bloques y cantos cuarcíticos en los muros de las secuencias. Estos son especialmente abundantes a techo de la unidad que sigue teniendo una procedencia claramente metamórfica.

Un rasgo peculiar es la aparición de carbonataciones de distribución irregular que cementan cuerpos canalizados de granulometría gruesa en los muros o bien se acumulan a techo donde deben interpretarse relacionados con procesos edáficos. Su proliferación en la parte superior de la formación confiere a la misma una cierta compacidad que permite la conservación de sus rasgos morfológicos culminantes.

Se presentan en cuerpos canalizados granodecrecientes de poca continuidad lateral y escasa presencia de material fino, en donde la estratificación cruzada en curso es la estructura interna más señalada.

Hacia el E, frente a Villacastín, estas facies pierden identidad ya que la naturaleza metamórfica de sus elementos es gradualmente menos importante. Por el contrario se conserva el carácter grosero de su litoestratigrafía y su expresión morfológica culminante. Su origen es ya esencialmente granítico (37 b; 36 b; 35 b).

El sedimento no presenta el enrojecimiento característico y los cantos y bloques no son cuarcíticos sino de granito, gneis y cuarzo.

Más al Este de esta transversal no es posible la separación de estos sedimentos.

En el valle de Campo de Azálvaro por encima de la serie arcósica y mediante contacto discordante erosivo se encuentran depositados materiales de tamaño grueso (bloques, cantos, gravas) pertenecientes a esta formación. Los sedimentos proceden de la destrucción de un relieve similar al actual y tienen sus fuentes principales de aporte, una situada al NO del valle de Campo de Azálvaro, en el macizo paleozoico de Ojos Albos que suministra cuarcitas y pizarras y otra situada al SE que suministra a su vez materiales graníticos.

Estos materiales recubren gran parte del valle, variando mucho su espesor desde las zonas próximas al origen de los aportes donde pueden superar la decena de metros y están formados por bloques de hasta 2 m. de diámetro, a las partes centrales del valle donde el espesor es mínimo quedando reducido éste a veces a un tapiz, y se mezclan los materiales procedentes de los diferentes aportes, siendo la granulometría de cantos y gravas.

Los depósitos de esta formación que ocupan Campo de Azálvaro se originaron por la acción de pequeños abanicos aluviales, que tenían su ápice situado en las fuentes de aporte anteriormente señaladas. Estos abanicos rellenaron esta depresión cuyo claro origen tectónico es posterior a la sedimentación de la serie arcósica.

Dadas las características sedimentarias, anteriormente expuestas para la Formación, creemos que ésta se originó tanto en Campo de Azálvaro como en el resto de la Hoja, en gran parte mediante la acción de canales trenzados los cuales se integraban en un sistema deposicional de rango superior como son los abanicos aluviales. Estos abanicos hacia la zona de su ápice se individualizarían, cosa que no sucede en sus zonas más distales donde se interdigitarían unas con otras siendo difícil de diferenciarlos entre sí.

2.5.3 Edad y relaciones para las formaciones terciarias de edad Paleógeno-Neógeno que se localizan en la Hoja

No existe datación alguna, aunque las arcosas de este entorno son materiales tradicionalmente atribuidos al Vallesense. Sin embargo litoestratigráficamente estas se correlacionan mejor con formaciones o facies más antiguas. Hecho que podría ratificar la datación del yacimiento de vertebrados de los Barros hacia el techo del relleno de la fosa de Amblés, estimado como Oligoceno Medio (GARZÓN y LÓPEZ MARTÍNEZ, 1978).

Obviamente las "Series Rojas" suprayacentes, sin duda por su expresión morfológica se atribuyen al Plioceno (prerraña) aunque ni tal expresión morfológica es semejante por estar mucho más degradada, ni muchos de los rasgos diferenciadores edáficos o litoestratigráficos de las superficies pliocenas son los mismos. En este sentido conviene señalar el paralelismo existente entre las secuencias de alteraciones observado en el área de Aldeavieja y la establecida en el borde occidental de la Cuenca del Duero donde la sucesión estratigráfica del terciario es más completa (MARTÍN-SERRANO, 1986). Desde el punto de vista de los autores de la Hoja es necesario plantearse esta nueva posibilidad.

Las relaciones entre las dos unidades litoestratigráficas separadas cartográficamente son siempre difíciles de determinar; no sólo por las dificultades que presenta siempre su observación sino por que su apreciación depende, en gran parte, del lugar elegido. De forma general se puede decir que el paso entre una y otra facies es litoestratigráficamente gradual y que las series rojas de Aldeavieja, procedentes del Macizo de Ojos Albos, parecen más recientes que la sedimentación arcósica del resto de los afloramientos. Sin embargo, no puede tampoco descartarse en algunos puntos el cambio lateral de facies entre ellas.

Por lo tanto no sería descartable una edad Eoceno-Oligoceno para estas facies.

Por otra parte la identificación de sedimentos correlativos a esa fase de reactivación tectónica representada por los depósitos rojos de Aldeavieja, pero de procedencia granítica, no es fácil pues los únicos criterios disponibles, aumento granulométrico y morfología

no están tan bien señalados como en el Oeste. Sólo ha sido posible sobre la transversal de Villacastín donde, a pesar del predominio granítico, aún la influencia metamórfica es notoria. En ese sentido el abanico de Aldeavieja tiene una doble expresión que le diferencia del resto arcósico del depósito terciario: morfotectónica y paleogeografía (área fuente).

En Maello, zona más distal del abanico de Aldeavieja, el paso de éste a la serie arcósica inferior es litoestratigráficamente gradual. Este hecho tiene una explicación sedimentológica puesto que se detecta un cambio sustancial en la dirección de los aportes principales.

Más al Sur las facies rojas normalmente progresan cartográficamente hacia el frente montañoso y rebasan el límite alcanzado por las arcosas subyacentes. El contacto entre esas arcosas y los materiales rojos es en este caso claramente discordante. El contacto de esas arcosas con el zócalo se realiza, en todos los casos, mediante líneas de fracturas mientras que las "Series Rojas", al menos los depósitos de su plataforma superior, superan siempre ese límite tectónico que en ningún caso llega a afectarlas. A partir de ahí una delgada formación constituida por bloques y cantos metamórficos se apoya directamente sobre un zócalo fuertemente enrojecido.

En definitiva, el contacto entre las dos formaciones terciarias presenta siempre muchas dificultades de observación ya que deben su deposición a la acción de un mismo medio sedimentario "los abanicos aluviales", y a que, en gran parte, las dos formaciones estaban constituidas por la destrucción de áreas graníticas de características petrológicas similares.

Esta discordancia entre las dos formaciones es palpable en los sectores en que las zonas proximales de los abanicos pertenecientes a las "Series Rojas" relacionadas con una morfología similar a la actual se depositan sobre las zonas distales de la serie arcósica. También se observa netamente la discordancia, cuando sobre los depósitos de la formación arcósica se depositan materiales de naturaleza metamórfica, pertenecientes a las "Series Rojas".

Sin embargo en sectores como en Maello en que sobre las facies distales de la formación arcósica se depositan facies distales de la formación "Series Rojas", con naturaleza también arcósica, resulta difícil distinguir esta discordancia, la cual sólo se puede llegar a determinar al estudiar las diferentes direcciones que tienen las paleocorrientes de las dos formaciones. En definitiva este contacto se diluye lateralmente en cuanto se pierden los aportes metamórficos y en las zonas más distales es litoestratigráficamente gradual y sedimentológicamente brusco, y en la mayoría de las zonas proximales aparece discordante. Parece un caso típico de discordancia, que se atenúa progresivamente, complicada con un cambio de área fuente.

2.5.4 Plioceno

2.5.4.1 *Cantos y bloques con limos arenosos amarillentos (38). Bloques, cantos y limos amarillentos (aluviones con matriz) (39).*

Existe la posibilidad de que esté representado el Plioceno en los afloramientos pertenecientes a los abanicos que bordean el Macizo de Ojos Albos en la esquina NE de la Hoja y que se sitúan encajados en la plataforma culminante del abanico de Aldeavieja, correspondiente a las "Series Rojas".

Son sedimentos de escaso espesor, 2-3 m. de máximo, constituídos por clastos angulo-

osos y bloques de cuarcita y esquistos procedentes del entorno montañoso próximo. Presentan una marcada heterometría y una abundante matriz arenolimsa de color ocre amarillento característico.

No tiene apenas organización como corresponde a una zona apical de un cono montañoso. Prácticamente estaría muy cerca de ser considerado como "debris flow".

La atribución de este depósito encajado al Plioceno y no al Cuaternario como cabría esperar pasa por la consideración de la plataforma culminante de las "Series Rojas" como de edad preneógena y por la correlación de las alteraciones que lleva asociadas y heredadas con otras de otros lugares de la Cuenca del Duero.

La posible identificación de otros abanicos semejantes es muy escasa hacia el E., ya que sólo se dispone de criterios morfológicos muy confusos. En esos lugares de área fuente fundamentalmente granítica, como se puede constatar con relación a los depósitos arcósicos, no se establecen zonas de alteración tan diferenciadas como en entornos metamórficos. A pesar de esas dificultades se han señalado, pertenecientes a esta etapa, una serie de depósitos conglomeráticos colgados sobre el paleoceno de Vegas de Matute.

2.6 CUATERNARIO

En este capítulo se incluyen los sedimentos relacionados con la morfogénesis de encajamiento que afecta a la Hoja. No obstante y conforme a lo señalado en el capítulo anterior esta habría comenzado ya durante el Neógeno, por lo que alguno de los depósitos más antiguos pudieran ser de esa edad.

Se han separado terrazas fluviales, glaciares, conos de deyección, depósitos de ladera, aluviales y fondos de valle, sedimentos de decantación en pequeñas cubetas endorreicas, navas y depósitos de carácter antrópico. Todos se sistematizan convencionalmente en dos grupos diferentes, ya sean funcionales o no: Holoceno y Pleistoceno.

2.6.1 Pleistoceno

2.6.1.1 Cantos y arenas (Terrazas). (40, 41, 42, 43, 44)

Aunque con desigual desarrollo, todos los cursos fluviales tienen un sistema de terrazas asociado.

A su paso por la Hoja, el río Moros presenta dos tramos con desarrollo de terrazas: en la Depresión de El Espinar y a su salida a la Cuenca en el entorno de Guijosalbas.

En ambos casos son dos niveles representados, + 5 y + 10-15 m. en aquélla y a + 3-5, + 10-12 y + 25-30 m. en la última. Estos depósitos que tienen gran desarrollo en El Espinar no tienen mucho espesor, unos 2-3 m. Son niveles arenosos arcósicos con gravas y cantos rodados en los que abundan el cuarzo, el granito y ocasionalmente la caliza cretácica.

Las terrazas asociadas al río Piezga que tienen mucho menos desarrollo, apenas un metro, son de carácter arenoso arcósico apenas diferenciable de su sustrato terciario.

Tres niveles se han separado en el río Cardeña, todos ellos situados en su orilla meridional, a + 5-10, + 20-30 y + 40 m. Los depósitos de escaso espesor son arenosos arcósicos con cantos y bloques cuarcíticos. herencia de las series terciarias de su entorno.

El gran desarrollo de terrazas al N. de Villacastín contrasta con la escasa importancia del Arroyo de Los Prados al que se asocian en la actualidad. Constituidos por cantos rodados y bloques de granito, neis y cuarzo con matriz arcósica presentan un aspecto litoestratigráfico muy semejante al de su sustrato terciario con el que es muy fácil de confundir.

2.6.1.2 *Bloques y cantos (Conos de deyección). (45)*

Constituyen depósitos de conos de deyección antiguos, sin operatividad actual pero relacionados con barrancos actuales. Son materiales gruesos compactos pero sin ningún tipo de cemento que aún conservan bien su expresión morfológica.

2.6.1.3 *Arenas limosas con cantos dispersos (Glacis). (46)*

Son formaciones superficiales de escasísimo espesor puesto que están relacionadas con procesos erosivos ligados a la etapa de encajamiento creciente, y cuya representación cartográfica no es siempre conveniente. Constituyen pequeñas coberturas arenosas con cantos dispersos que casi nunca alcanzan el metro de potencia. Los que tienen mejor representación se ubican sobre el contacto zócalo-terciario enlazando los bloques graníticos con las cabeceras de algunos valles labrados sobre el terciario arcósico, suavizando así los escarpes de fallas descubiertos por la erosión en aquella zona.

2.6.2 Holoceno

2.6.2.1 *Cantos, bloques y arenas (Coluviones). (47)*

Estos depósitos adquieren un desarrollo importante en las zonas más montañosas donde constituyen canchales y pedrizas de elementos sueltos, sin matriz y con gran movilidad. El espesor litológico de estos materiales que pueden alcanzar 3 a 4 m. de espesor, depende obviamente de su próximo entorno geológico; por lo general la cuarcita, el granito y el cuarzo son sus constituyentes principales. En algunos lugares se asocian a otros depósitos de coluviones que por el contrario presentan abundante matriz limoarcillosa, roja o amarillenta que suele tener conexión morfológica con depósitos no actuales, generalmente precuaternarios y a los que ya se hizo referencia anteriormente.

Los depósitos de ladera desarrollados sobre los afloramientos terciarios tienen menos importancia. Son sedimentos de débil espesor con poca o nula representación cartográfica que regularizan las vertientes del modelado de la Depresión. Están constituidos por arenas arcósicas y cantos con altos porcentajes de material fino limo-arcilloso cuya composición petrológica varía según la de su sustrato inmediato.

2.6.2.2 *Limos orgánicos. (Fondos de charcas). (48)*

Son depósitos de decantación constituidos por materiales finos limosos o arcillosos con materia orgánica, láminas algales e incluso productos de precipitación química (algunas sales y carbonatos).

Constituyen una delgada película que tapiza el fondo de las charcas que se emplazan sobre la superficie de Labajos, techo de las "Series Rojas" de Aldeavieja. Estas pequeñas cubetas, que son el resultado de las dificultades de drenaje de dicha plataforma, permanecen cubiertas de agua durante el invierno y prácticamente secas en la época de verano.

2.6.2.3 Limos, arenas y turberas. (Fondos de Navas). (49)

Estos materiales son una mezcla de depósitos de carácter aluvial y eluvial que rellenan los fondos de depresión en zonas montañosas (navas). Estos fondos de valle muy mal drenados recogen depósitos detríticos generalmente finos, producto, en su mayor parte, de la arenización de los granitos. El porcentaje orgánico de estos sedimentos es muy alto pudiendo aparecer con relativa frecuencia zonas de turbera.

Muchas de estas navas, que se encuentran actualmente colgadas en relación con la red fluvial actual, son testigos de fondo de valle antiguos. Otras se relacionan con alvéolos de erosión diferencial en las rocas graníticas.

2.6.2.4 Cantos, bloques y arenas (Conos de deyección). (50)

Están relacionados con barrancos con escasa recepción excavados en las márgenes de los principales cursos fluviales, labrados sobre el terciario. Son de reducidas dimensiones y presentan potencias inferiores a los 5 m.

Están constituidos por cantos de cuarzo, cuarcita, granitos y neis con matriz arenosa de naturaleza arcósica en porcentajes variables según su entorno geológico.

2.6.2.5 Arenas, limos, gravas y cantos. (Aluviales, Fondos de valle). (51)

Son depósitos de aluvionamiento ligados a cursos de carácter estacional, constituidos por arenas y limos arcillosos con grava y cantos que presentan un calibrado moderado y un aspecto litológico bastante heterogéneo. Por lo general predominan los aluviones arcósicos con matriz limoarcillosa y abundante materia orgánica.

Casi nunca presentan espesor superior a los 2 m.

Tan sólo en el río Moros, el más continuo, se puede llegar a establecer diferencias entre los depósitos de cauce con barras de grava y arenas y la zona de inundación, señalada por pastizales establecidos sobre una delgada película de limos con materia orgánica, cuyo espesor nunca alcanza un metro.

2.6.2.6 Materiales antrópicos. (52)

Corresponden a acumulaciones de materiales mediante acción humana, sobre todo debidas a construcciones relacionadas con las obras públicas y escombreras junto a hornos de producción de cal en el entorno donde afloran los sedimentos cretácicos.

3 PETROLOGÍA

3.1 DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

3.1.1 Rocas metamórficas paraderivadas

Debido a las diferencias importantes de la intensidad del metamorfismo regional entre los diferentes sectores se estudian por separado los materiales de cada sector.

3.1.1.1 *Afloramiento de Ojos Albos*

Filitas y pizarras con laminaciones arenosas (Precámbrico-Cámbrico). Capas del Mediana. (24)

Afloran rodeando la Sierra de Ojos Albos-Cruz de Hierro, ocupando las posiciones topográficas más bajas en relación con los materiales ordovícicos suprayacentes. Han sido descritas como "capas del Mediana" (CAPOTE, 1971).

Constituyen una serie monótona compuesta fundamentalmente por pizarras y esquistos grises y gris-verdosos satinados, con intercalaciones arenosas generalmente finas y alguna capa de cuarcita decimétrica. También se encuentran intercalados lentejones aislados de calizas de algunos metros de extensión.

Son rocas de origen pelítico, con alguna intercalación limosa o de arena muy fina. En su gran mayoría se puede clasificar como filitas con clorita o como metalimolitas o metaarcosas respectivamente.

Tienen textura esquistosa de grano fino o pizarrosa con algunos pequeños porfiroblastos.

Los constituyentes principales son sericita o moscovita de grano fino, cuarzo y clorita. En algunos casos biotita y/o plagioclasa también lo son: este es el caso de las metaarcosas. Como minerales accesorios han sido observados minerales opacos, circón, turmalina y apatito. El leucoxeno y los óxidos de hierro son los minerales secundarios existentes.

En lámina delgada y en el terreno es posible en ocasiones observar la estratificación primitiva (S_0), gracias a alguna laminación de materia carbonosa o niveles de distinta granulometría.

En las filitas se aprecia una esquistosidad claramente definida, tanto por la orientación de las laminillas de sericita y moscovita como por los cristales de cuarzo alargados. La clorita se presenta en forma de muy pequeños porfiroblastos, en ocasiones con hábito plumoso y en general con formas lenticulares muy alargadas de hábito fibroso $sin-S_1$. También es frecuente observar minúsculos porfiroblastos prismáticos alargados de minerales opacos no orientados ($pre-S_1$), que destacan sobre los otros minerales. Asimismo son frecuentes grietecillas rellenas con cuarzo de segregación.

En la práctica totalidad del sector estudiado, salvo en los niveles preordovícicos próximos a la Cruz de Hierro, estos metasedimentos están afectados por metamorfismo térmico, dependiendo su intensidad de la distancia al contacto con las rocas graníticas.

En los alrededores de la Ermita del Cristo de la Salud, en Blascoeles, aparece un pequeño banco metacalizo con niveles calcosilicatados asociados, en un afloramiento de potencia no superior a los 5 m. Estos niveles metacarbonatados son de tonalidades claras versico-

lores, a veces verde-rosada por la presencia de clinopiroxeno y granate, con bandeados composicionales concordantes con la foliación regional. Este afloramiento está localizado en la aureola de contacto de los granitoides circundantes, por lo que los caracteres metamórficos regionales primarios de estas rocas son poco identificables. De hecho, las asociaciones minerales observables en ellas, con minerales como el granate grosulárico y el clinopiroxeno diopsídico o la idocrasa, son claramente neofORMACIONES inducidas por el metamorfismo térmico de los granitoides próximos.

Metasamitas, metaconglomerados, filitas y pizarras (Ordovícico Inferior). Capas del Voltoya.(25)

Son los materiales más extensamente representados en el afloramiento de Ojos Albos. Morfológicamente ocupan las laderas de la Sierra de Ojos Albos-Cruz de Hierro y parte de su sector central. En estas laderas, las capas inferiores de esta formación dan lugar a un resalte característico en el paisaje.

Están constituidas por metaareniscas o cuarcitas con filitas o pizarras, variando el espesor de los tramos alternantes, tanto areniscosos como pizarrosos, de unos pocos decímetros a varios metros. Hacia la parte media y superior de la formación, los tramos de metaareniscas muestran mayor espesor que los de pizarras. En la parte inferior, se encuentran capas de conglomerados de extensión espacial limitada, y de potencia que no alcanza normalmente a 1 m.

Esta formación equivale a las denominadas "Capas del Voltoya" (CAPOTE, 1971).

Metaconglomerados y cuarcitas.(25)

Se agrupan bajo este epígrafe niveles cuarcíticos procedentes tanto de ortocuarzitas como microconglomerados ortocuarzíticos, que han pasado a ser cuarcitas y cuarcitas esquistosas porfiroclásticas.

Los metaconglomerados son de carácter polimíctico y heterogranulares; están constituidos por clastos de cuarzo mono y policristalino de 2 mm. a 4 cm., y fragmentos mayores de filitas de composición pelítica. La matriz es escasa, samítico-arcillosa. Los clastos están deformados, estirados y recristalizados bajo esfuerzos, y tienen un tamaño de grano fino o son microcristalinos. Los minerales micáceos se adaptan a las lenticulas de cuarzo; la moscovita es casi siempre de carácter detrítico.

La esquistosidad de carácter grosero está marcada por la orientación de las lenticulas y de los minerales micáceos. Esta primera esquistosidad está traspuesta totalmente por otra de crenulación que llega a ser penetrativa y pasa a principal; este hecho se puede observar en algún nivel más micáceo.

Las cuarcitas, que también conservan en parte su carácter sedimentario, son en alguna ocasión heterogranulares pasando en general a mostrar una textura granoblástica de grano fino (0.2 mm.) de clastos aplastados. Los minerales micáceos deshilachados marcan vagamente la esquistosidad.

Los principales constituyentes son cuarzo y en menor proporción clorita y moscovita. Opacos, circón, monacita, rutilo y apatito son los minerales accesorios normales; también puede aparecer cloritoide idioblástico en la matriz pelítica de los metaconglomerados. En

alguna muestra se encuentran también minerales de turmalina. Los minerales secundarios

hallados son únicamente óxidos de hierro y leucoxeno que aparecen en muy escasa proporción.

Metasamitas.(25)

Se incluyen aquí las rocas de origen samítico, posiblemente arcósico, de grano fino con alguna intercalación pelítica, que han sido transformadas en mayor o menor medida en rocas esquistosas.

Los minerales principales son la sericita, o moscovita en algunos casos, y cuarzo. Según el grado metamórfico alcanzado puede haber clorita, biotita verde o mica roja. En alguna ocasión también la plagioclasa puede ser mineral principal. Los minerales accesorios habituales son opacos, turmalina, circón y apatito. En algunas rocas además de estos minerales hay materia carbonosa, rutilo y monacita.

Las rocas muestran una textura de grano fino más o menos esquistosa.

En el caso de las metarcosas conservan en gran medida su anterior textura sedimentaria; se observan moscovitas detríticas, feldespatos individualizados en granos, etc... No obstante ha existido una fuerte recristalización.

Desde el punto de vista estructural la S_1 es en la casi totalidad de las muestras débil, estando definida por el alargamiento de los cristales de cuarzo y la orientación de las laminillas de mica. Estas rocas más esquistosas parecen predominar en el área de Ojos Albos. En las metasamitas la S_1 sólo se adivina en las partes pelíticas.

La débil S_1 está traspuesta por otra S_p de crenulación, groseramente definida, que en unas ocasiones da lugar a un bandeado tectónico marcado por bandas más ricas en minerales micáceos, unas, y en cuarzo, otras. A veces marca planos definidos por la acumulación de minerales opacos y/o mica roja y materia carbonosa, cuando la hay.

Filitas y pizarras.(25)

Estos niveles están constituidos por rocas de origen pelítico con alguna intercalación limosa o arenosa.

Los minerales principales son sericita o moscovita, cuarzo, mica roja y clorita; estos dos aparecen o no en función del grado metamórfico alcanzado. Como minerales accesorios se pueden citar a los minerales opacos, turmalina, circón, apatito, monacita, rutilo y materia carbonosa. No todos ellos están siempre presentes.

Como minerales secundarios solamente se encuentran óxidos de hierro.

Estas rocas muestran una textura lepidoblástica presentando un "schistosity" o "slaty cleavage", según el tamaño del grano, muy bien definidas, tanto por la orientación de los minerales micáceos, que son abundantes, como por el alargamiento de los cristales de cuarzo.

Los minerales accesorios aparecen, en líneas generales, bajo formas cristalinas idiomorfas de pequeño tamaño. Los minerales opacos también son idiomorfos de formas alargadas.

En ocasiones es posible observar la S_0 , gracias a algún nivelillo limoso o arenoso. En general la S_1 , ya descrita, está traspuesta, a veces totalmente, por otra esquistosidad de crenulación. Esta a su vez se la ve afectada en algún caso por pliegues tipo "kink".

En las muestras próximas al puerto Cruz de Hierro se ha podido observar un ligero mos-

queado, a causa del metamorfismo de contacto, constituido por pequeños cristalitas (1 mm.), a modo de porfiroblastos, de biotita, en otros casos, por acumulaciones de finos agregados micáceos. En esta misma zona la S_1 suele ser la esquistosidad principal, mientras que la S_2 consiste en una esquistosidad de crenulación que afecta suavemente a la S_1 , salvo en algún caso que puede dar lugar a una zonación discreta. El metamorfismo regional es de bajo grado.

Cuarcitas masivas (Ordovícico Inferior). Cuarcita Armoricana. (26)

La cuarcita armoricana ocupa la parte central de la Sierra de Ojos Albos-Cruz de Hierro, constituyendo a su vez las cumbres de ésta (Cruz de Hierro 1660 m., Atalaya de Ojos Albos, Peñagorda).

Da lugar a un relativamente extenso afloramiento, lo que se debe al paralelismo, en gran parte de este área, entre el perfil topográfico y la posición estructural de las capas.

Está constituida por bancos y capas de cuarcitas que generalmente superan el metro de espesor, muchas veces masivas, lo que dificulta el reconocimiento de la superficie de estratificación con facilidad.

Son de color gris, crema o blanco por lo general. Intercalados entre los bancos cuarcíticos, existen algunas intercalaciones de esquistos y pizarras negras o grises, generalmente de escasa potencia.

Microscópicamente son ortocuarcitas muy puras compactadas y recrystalizadas con un tamaño de grano microcristalino (0,125 mm.) y una textura granoblástica.

El cuarzo, lógicamente, es el único mineral principal. Como minerales accesorios se han observado minerales opacos, circón, rutilo, sericita, turmalina, moscovita y feldespato potásico; estos tres últimos minerales no siempre están presentes. El leucoxeno y los óxidos de hierro son los únicos minerales secundarios que aparecen.

El cuarzo, muestra una textura granoblástica, que en algunas ocasiones ofrece una ligera deformación con cristales de bordes suturados, extinción ondulante y puntualmente texturas en mortero. También se observan con relativa frecuencia alguna fina laminación (1-2 mm.) de origen sedimentario, formada por una alineación de minerales pesados como pueden ser el rutilo y el circón. Este último en forma de pequeños cristales idiomorfos que han sufrido un transporte que ha redondeado sus aristas. La moscovita, cuando está presente, es asimismo de carácter detrítico, apareciendo como finas pajuelas.

3.1.1.2 Afloramiento de La Cañada

Paraneises, metapelitas y metasamitas. (22)

Se localizan en dos pequeños afloramientos separados geográficamente y asociados a los ortoneises glandulares. Se encuentran siempre al SE de la Falla de la Cruz de Hierro.

Se trata de rocas de origen fundamentalmente pelítico, en las que el metamorfismo ha dado lugar a una importante recrystalización y a la generación de abundantes venas, láminas o pequeños "ojos" cuarzo-feldespáticos que le dan un carácter distintivo a la roca. También son abundantes las venas de cuarzo segregadas, muy "aboudinadas" y estiradas que contribuyen a dar un aspecto bandeado a estos paraneises. Por lo general tienen un tamaño de grano fino-medio y poseen color oscuro

Estos neises han sido afectados posteriormente por un metamorfismo de contacto, que dificulta enormemente la identificación de las paragénesis minerales primarias.

La textura es comúnmente granoblástica bandeada y alguna vez esquistosa mosqueada. El bandeo, casi siempre presente, está constituido por bandas mejor o peor definidas, unas de minerales de silicatos aluminicos y minerales micáceos y otras de cuarzo, en ocasiones con feldespato. La foliación está marcada por estas bandas, de origen milonítico, en las que se observan cuarzos acintados muy finos y lenticulas de plagioclasa, y por la orientación de las láminas de minerales micáceos.

Los minerales principales generalmente son: cuarzo, cordierita, biotita, moscovita, sillimanita, plagioclasa y andalucita. La cordierita y andalucita pueden faltar en determinados casos pero no cabe duda que son de origen corneánico, así como la espinela, pues se encuentran siempre en las proximidades de los granitos intrusivos. Como minerales relictos del metamorfismo regional existe estauroлита, distena y granate. Tanto el cuarzo como la biotita recrystalizan en agregados granoblásticos.

Como minerales accesorios aparecen: opacos, apatito, circón, monacita y rutilo. La turmalina se encuentra también esporádicamente. Los minerales secundarios habituales son: pinnita, sericita, clorita, biotita verde, óxidos de hierro y leucóxeno.

Después del metamorfismo regional existió una fuerte recrystalización producida por el metamorfismo de contacto, originándose texturas de corneanas con formación de andalucita, espinela y cordierita. La cordierita crece fundamentalmente sobre cristales de biotita, pudiendo ser a veces muy abundante.

En algunas ocasiones se hace difícil el estudio de estas rocas debido a la fuerte alteración a minerales secundarios como sericita y pinnita, que pueden llegar a constituir gran parte de la roca.

Posteriormente al metamorfismo de contacto ha debido tener lugar una débil deformación que repliega la foliación.

3.1.1.3 Afloramiento de El Caloco

Paraneises, metapelitas y metasamitas. (21)

Las rocas metamórficas paraderivadas de este sector son neises metapelíticos granatíferos y metasamíticos de aspecto nodular y neises bandeados con estructuras corneánicas.

Aparecen asociados a mármoles y a rocas de silicatos cálcicos dentro de la serie metasedimentaria, formando intercalaciones e inclusiones menores en los ortoneises glandulares mesócratos.

Son rocas oscuras, de aspecto masivo y aparentemente poco estructuradas. Destacan en su matriz granates precinemáticos a veces de elevado tamaño (hasta mas de 1 cm.) y nódulos de biotita-cordierita orientados que les confiere un aspecto mosqueado típico.

Texturalmente son rocas muy recrystalizadas con una matriz de grano fino a veces en mosaico granoblástico con abundantes puntos triples. Destacan en ella abundantes microlitos de biotita y sillimanita acicular.

Composicionalmente presentan una asociación mineral formada por: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, granate, cordierita y sillimanita. Existen tipos en las que el feldespato potásico está ausente

En estas rocas el granate aparece siempre con carácter precinemático residual y está corroído y reemplazado por un agregado de biotita, plagioclasa y cordierita; a partir de esta última, se nuclea sillimanita. En rocas en las que el feldespato potásico está ausente el granate aparece sustituido por cordierita y espinela simplectítica que aparece blindada en la anterior ($Alm + Sill = Cdt + Sp + Q$). Ambas transformaciones han sido estudiadas con anterioridad por VILLASECA (1983 c) y CASQUET y NAVIDAD (1985) que deducen a partir de ellas diferentes condiciones termodinámicas durante el segundo episodio metamórfico hercínico (M_2).

Los neises bandeados de tipo corneánico también forman un macroenclave en los leucones del sector occidental del macizo de El Caloco (Ermita de San Antonio). Son rocas muy foliadas de matriz oscura, con bandas feldespáticas que dan pliegues de estilo ptig-mático.

Composicionalmente están formadas por: cuarzo, plagioclasa, biotita, feldespato potásico, cordierita, sillimanita, andalucita y moscovita. En estas rocas la sillimanita y la cordierita se nuclean a partir de la biotita, que forma la foliación de la roca con feldespato potásico residual. La andalucita y moscovita son posteriores, apareciendo la primera de ellas en porfidoblastos que se superponen a la foliación visible.

Como minerales accesorios figuran en ambos tipos: apatito, circón e ilmenita.

Mármoles (20)

Aparecen como capas o lentejones de dimensiones muy variables asociadas con rocas de silicatos cálcicos y a los neises metapelíticos antes descritos. También aparecen como "boudins" calcáreos pinzados en las bandas de cizalla (Vegas de Matute) originando entonces facies skarnoides de tipo infiltracional. Dentro de estos niveles han sido citados estromatolitos (FUSTER et al. 1981) no válidos para una determinación temporal.

Los mármoles son rocas claras que presentan un bandeo con la foliación regional mimética con él.

Texturalmente están formados por un mosaico granoblástico foliado. Composicionalmente son tipos calcodolomíticos con una asociación de:

$Cc + Do + Di + Tremol + Flogop + Mica\ blanca$
y como minerales accesorios: espinela y opacos.

Otros mármoles calcodolomíticos tienen olivino de tipo forsterítico, clinohumita pleocroica, espinela y flogopita. Accesoriamente hay productos retrometamórficos como serpiente, clorita y tremolita.

En los mármoles el clinopiroxeno de tipo diópsido se encuentra desestabilizado, corroído y sustituido por anfíbol tremolítico y micas ($Di + H_2O + CO_2 = Trem + Cc + Q$).

Este anfíbol se presenta en cristales prismáticos, es poiquilítico y está transformado a productos micáceos.

La flogopita de pleocroísmo blanco-amarillento, también está desestabilizada pues se presenta en cristales tabulares desflecados en su borde.

La espinela es un accesorio poco frecuente formando pequeños granos redondeados.

Rocas de silicatos cálcicos y skarns. (20)

Las rocas de silicatos cálcicos constituyen niveles menores entre mármoles calcodolomíticos aunque también aparecen como "boudins" entre los neises metapelíticos de las bandas félicas. Son rocas de color gris-verdoso, bandeadas, en las que la foliación es subparalela al bandeado composicional.

Presentan paragénesis variadas, entre otras:

Pl + Di + (Act) + Carbonatos

Pl + Di + Flog + Carbonatos

Los accesorios más frecuentes son: apatito, circón y opacos.

Son rocas con texturas granoblásticas o nematoblásticas en ocasiones miloníticas. En ellas el clinopiroxeno (diópsido) que es bastante abundante, se encuentra también retrogradado a actinolita y ésta a su vez a clorita y clinozoisita.

Hay tipos skarnoides más masivos, formando "boudins" entre los neises metapelíticos. Son rocas sin estructuración visible y con disyunción en bolos característicos.

Composicionalmente están constituidos por:

Diópsido + Granate + Plagioclasa + FK + Q
con abundante esfena y opacos como accesorios.

Petrológicamente tienen textura granoblástica, con una orientación visible. Están parcialmente anfibolitizadas y epidotizadas.

El granate (Alm_{58} , Pir_4 , $Gros_{31}$, Esp_7), de tonos rosados poiquiloblástico, aparece asociado al clinopiroxeno; muestra ocasionalmente aureolas de plagioclasa y piroxeno o anfíbol simplectíticos.

En el afloramiento de El Caloco se reconocen al menos dos tipos de skarns cálcicos mineralizados en los niveles metacarbonatados pre-arenigienses (LOCUTURA y TORNOS, 1985).

Existe un primer tipo complejo de Skarn cálcico con mineralización de W-Sn-Cu-Zn-Pb-Ag, cuyo yacimiento tipo sería el de Cerro Almadenes en las proximidades de Otero de Herreros (TORNOS y CASQUET, 1984), aunque aparecen skarnificaciones equivalentes en otras áreas de este sector (p. ej. Cerro Cabezas). Una primera etapa de skarnificación de alta temperatura origina clinopiroxeno y granate anisótropo, posteriormente reemplazados por aposkarns epidotíticos, anfibolíticos y cloríticos que son las etapas mineralizadas principales de skarn. A estas skarnificaciones, por su proximidad a las masas graníticas encajantes, a su vez endoskarnificadas, se las supone un origen plutónico.

Un segundo tipo de skarns cálcicos mineralizados son los férricos (Fe), cuyo yacimiento más característico es el del Arroyo Zancado (NAVIDAD y VILLASECA, 1983). La primera etapa skarnificadora de alta temperatura es piroxénica (Di_{70-95} Hd_{30-5}) siendo sustituida progresivamente por granate andradítico (and_{50-65}), idiocrasa y hornblenda hastingsítica, con mineralizaciones acompañantes, de magnetita principalmente. El origen de este tipo de skarns Ca-Fe es incierto, debido a la ausencia de rocas graníticas intrusivas en las inmediaciones.

Metabasitas

Las rocas descritas por VILLASECA (1983) como "metabasitas coroníticas" situadas en el islote de rocas metamórficas al N. de Vegas de Matute (no representadas en el plano dada su pequeña extensión) son tipos metamórficos de color verdoso-rosado con plagioclasa y ortopiroxeno que deben haber experimentado varios ciclos metamórficos con formación de coronas reaccionales entre las diferentes fases minerales.

En torno al ortopiroxeno relicto se forman coronas de granate ($\text{Alm}_{63}, \text{Pi}_{37}$) asociado a biotita y/o pseudomorfos micáceos. La biotita también se forma en torno a rutilo e ilmenita. Estas rocas tienen además cordierita pinnitizada con bordes simplectíticos con cuarzo y forma también coronas alrededor del granate; la cordierita incluye sillimanita prismática que a veces aparece envuelta por espinela verde.

3.1.2 Rocas ígneas prehercínicas

Una gran parte de los materiales metamórficos de la Hoja se interpretan en la actualidad como antiguas rocas ígneas que han perdido gran parte de sus caracteres iniciales, como consecuencia de la deformación y recristalización intensa durante el metamorfismo hercínico.

Los cuatro grupos establecidos en la leyenda se diferencian por su composición y caracteres texturales y estructurales y también por su edad relativa deducida de observaciones que a continuación se comentan. Hay que indicar, no obstante, que debido a la elevada deformación no es fácil interpretar con seguridad en cada caso los criterios de intrusividad que permitirían establecer una cronología más segura. Por otra parte los contactos que existen entre los diferentes tipos de ortoneises o entre estos y los metasedimentos parecen haber funcionado con frecuencia como superficies de despegue y deformación, sean cizallas dúctiles o frágiles, que han enmascarado totalmente los contactos iniciales. Se describen en orden de antigüedad decreciente más probable.

3.1.2.1 *Ortoneises glandulares mesócratos y melanócratos (16)*

Son quizás los más antiguos de este grupo. Corresponden a los que han sido denominados en este y otros sectores del Sistema Central como "Neises máficos" o "Neises de facies volcansedimentarias" (NAVIDAD y PEINADO, 1977), "Neises glandulares heterogéneos" (NAVIDAD, 1979) o "Neises de la Serie Félica Heterogénea" (BELLIDO, et al. 1981).

Estas denominaciones, y las que ahora se les asigna, aluden por una parte a la relativa abundancia en la matriz de minerales ferromagnesianos (biotita principalmente), y a su heterogeneidad a la escala mesoscópica, debida a diferencias de contenido en megacristales y a las variaciones de tamaño, forma y proporción de los mismos. Estas variaciones son observables a las escalas decamétricas, métricas o decimétricas. Dentro de estos materiales son también observables variaciones a todas las escalas entre neises claramente melanócratos y otros más cuarzo-feldespáticos que se asemejan, considerados individualmente, a los ortoneises glandulares que se describen después.

Donde alcanzan más desarrollo es en la mitad oriental del Afloramiento de El Caloco.

hasta Otero de Herreros, ocupando los núcleos de las megaestructuras cartográficas, emplazándose en los metasedimentos preordovícicos. Las relaciones con estos materiales son bastante complejas, pues en unos casos se encuentran inclusiones de paraneises dentro de estos ortoneises que pueden ser interpretados como antiguos xenolitos, mientras que en otros puntos se han encontrado alternancias tabulares entre ambos tipos, de interpretación más problemática.

Los tipos más frecuentes son los glandulares donde los megacrístales (feldespato potásico y mucho más escasos y de menor tamaño de plagioclasa), destacan sobre una matriz oscura con biotita, a veces granate, cuarzo y feldespatos. Las glándulas suelen tener entre 3-7 cm. de dimensión mayor y con frecuencia son elipsoidales o redondeadas. Casi siempre además de los megacrístales existen otros cristales de feldespatos y también cuarzo de 1 cm. de dimensión mayor, variando mucho las proporciones relativas de ambos, encontrándose todos los pasos intermedios entre tipos con megacrístales solamente y otros donde lo predominante son los fenocrístales de menor tamaño (neises microglandulares). Los tipos con una distribución bimodal de las glándulas son los más frecuentes.

En general los neises de este grupo han experimentado con intensidad fenómenos de deformación por lo que son muy frecuentes en ellos las variedades porfiroclásticas e incluso blastomiloníticas, con laminaciones tectónicas, rotaciones y a veces acintados de megacrístales y cuarzos, con granulación y recristalización de los minerales claros.

Petrográficamente las texturas varían desde tipos amigdalares con matriz neísica en facies glandulares poco deformadas a tipos miloníticos y blastomiloníticos en neises porfiroclásticos y acintados correspondiendo estos últimos a los tipos más representativos de las bandas de cizalla.

Presentan una asociación mineralógica formada principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, sillimanita, granate, distena y cordierita. En todas estas facies la distena, cuando aparece, lo hace en forma metaestable aureolada por moscovita e incluida, junto a sillimanita, en cristales de plagioclasa sincinemáticos con la foliación visible (F₂). Estas microestructuras aunque sean más frecuentes en estos neises, sobre todo en facies miloníticas, aparecen también en los neises que se describen a continuación.

El granate, que aparece siempre con carácter precinemático, presenta un zonado inverso originado por reabsorción y difusión rápida durante el metamorfismo de alta temperatura M₂ (CASQUET y NAVIDAD, 1985); se encuentra parcialmente sustituido por cordierita con formación complementaria de biotita. En algunas rocas miloníticas y blastomiloníticas en las que el feldespato potásico es un componente minoritario, la sustitución del granate tiene lugar con formación de cordierita y espinela.

Los minerales accesorios usuales son: apatito, circón, rutilo, ilmenita y turmalina, apareciendo como fases retrometamórficas tardías de carácter deutérico: moscovita, clorita, epidota y leucoxeno.

3.1.2.2 *Ortoneises glandulares (17)*

Están bien representados en los dominios centrales y orientales de la Hoja.

En el afloramiento de La Cañada constituyen dos afloramientos separados por los sedimentos de la depresión de Campo de Azálvaro y muy probablemente también por las adamellitas con microagregados tonalíticos (Navas del Marqués). Sin duda, ambos pertenecen a una misma unidad.

Dan lugar a relieves positivos. Las cumbres más características son Atalaya (1.507 m.) y Oteros (1.375 m.). Forman un paisaje de bloques y bolos, en muchos aspectos, confundible con el de los granitos próximos.

Se sitúan siempre al E de la Falla de la Cruz de Hierro. Es decir, en lo que hoy constituye el bloque levantado de la misma.

En el afloramiento de El Caloco ocupan el sector oriental del macizo, existiendo afloramientos de menos extensión en el islote metamórfico situado al N de la localidad de Vegas de Matute. Son también los tipos neísicos dominantes en el borde oriental de la Hoja (Sierra del Quintanar). Se encuentran íntimamente asociados con tipos leuconeísicos.

Macrocópicamente son tipos feldespáticos con textura "augen". Los megacristales de feldespato potásico son abundantes; aparecen homogéneamente repartidos en la roca y sus tamaños (4-8 cm. aproximadamente) son, en amplias zonas, bastante constantes. En general su forma es elipsoidal aunque algunos son subidiomorfos siendo frecuentes las maclas de tipo Carlsbad. La matriz de grano medio está formada por cuarzo, feldespatos y biotita que a veces forma agrupaciones policristalinas de forma elipsoidal o estirada.

La foliación visible es de segunda fase, y está definida por biotita y sillimanita. Aparece frecuentemente traspuesta por cizallas posteriores a favor de las cuales se inyectan facies granudas de carácter aplopegmatítico.

Esporádicamente se encuentran inclusiones microgranudas y "surmicáceas", que pueden representar enclaves y "schlierens" del granito porfidico original. También se han encontrado enclaves a veces de varios metros de las rocas metasedimentarias.

En el afloramiento de La Cañada estos neises presentan una deformación variable, debida principalmente a las primeras etapas de la deformación hercínica (D_1 y D_2), desarrollándose desde una foliación grosera hasta una foliación milonítica, ésta última dentro de bandas de cizalla dúctil de segunda fase (D_2). Por otra parte, se observan también en estos neises cataclasitas y ultracataclasitas en relación con accidentes frágiles, como la Falla de la Cruz de Hierro.

Composicionalmente son neises de naturaleza granitoide con minerales aluminicos ocasionales y poco abundantes. Presentan una asociación mineral formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita (deutérica), con aparición esporádica de granate, sillimanita, andalucita y cordierita.

El granate y en ocasiones algunos cristales de sillimanita acicular aparecen con carácter relicto, blindados en feldespatos o cordierita. Algunas neoformaciones de cordierita y más claramente de andalucita están ligadas al metamorfismo térmico provocado por los granitos tardíos.

En las facies más deformadas de estos ortoneises (Afloramiento de La Cañada), aparecen abundantes glándulas de feldespato potásico y microglándulas de plagioclasa fracturadas y con maclas de deformación. Estas últimas incluyen pajuelas de moscovita que se disponen orientadas según direcciones cristalográficas del mineral. En los tipos recrystalizados son frecuentes las glándulas policristalinas o poliminerales.

Los minerales accesorios más frecuentes en estas rocas son: apatito, circón, turmalina, topacio y opacos. Accidentalmente aparecen pequeños cristales de monacita. Como producto de transformaciones deutéricas retrógradas aparecen moscovita, clorita, pinnita, clinzoisita y epidota.

3.1.2.3 *Leuconaises (18)*

Bajo esta denominación se agrupan neises cuarzofeldespáticos claros, pobres en biotita, en general desprovistos de glándulas feldespáticas o con ellas muy esporádicas y de pequeño tamaño (< 2 cm.). Aparecen asociados tanto a los ortoneises glandulares como a los glandulares mesócratos. En relación con los primeros constituyen:

- Cuerpos extensos que presentan contactos netos o en ocasiones graduales aunque rápidos con ellos (zona occidental de El Caloco; flanco SO de la Sierra del Quintanar).

- Niveles estratoides decimétricos de grano fino que en general presentan una deformación concordante con la del ortoneis, aunque otras veces son claramente cortantes con la estructura de éstos. En este caso parece evidente el carácter metafiloniano de estas estructuras.

- Pequeñas masas, con forma lenticular de "boudin" o de simple vénula deformada concordante con la roca encajante.

Estas últimas categorías teniendo en cuenta su pequeño tamaño no aparecen representadas en el plano.

Respecto a los neises glandulares mesócratos aparecen intercalados como bandas de poca potencia con foliaciones concordantes.

Los cuerpos masivos presentan una foliación planar de segunda fase.

Son frecuentes en estos neises las facies de aspecto nodular donde existen agregados elongados de dimensiones centimétricas de cuarzo-granate, cuarzo-turmalina o cuarzo-micas, que están rodeados por la foliación del neis. Ocasionalmente dentro de ellos puede observarse una estructuración radial interna o pegmatítica. Dentro del afloramiento de El Caloco son frecuentes las neoformaciones postcinemáticas de andalucita de contacto en estos agregados.

Texturalmente estos leuconaises son granoblásticos con un tamaño de grano que varía de fino a medio.

En su asociación mineral aparecen como fases principales: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, fundamentalmente de carácter secundario. También están presentes, aunque esporádicamente, sillimanita acicular y granate. Este mineral puede aparecer blindado en porfidoblastos de plagioclasa o transformado en aureolas biotíticas.

Como accesorios figuran en estos neises: apatito, circón, turmalina y opacos, encontrándose como fases deutéricas tardías, moscovita, clorita y rutilo sagenítico.

En el afloramiento de El Caloco, próximo al contacto entre ortoneises glandulares y la unidad metasedimentaria (Arroyo del Zancado), aparecen con carácter muy localizado, intercalaciones de leuconaises que presentan como única fase ferromagnesiana principal un anfíbol verde-incoloro de composición ferroactinolítica y como accesorios más significativos clinzoisita, apatito y abundante esfena.

Los tipos leuconéicos cuando aparecen en zonas de fuerte deformación tectónica (Pto. de la Cruz de Hierro) presentan texturas cataclásticas brechoides y ultracataclásticas. Cuando la deformación es máxima la matriz llega a ser criptocristalina con fragmentos residuales de cuarzo, feldespato y clorita intersticial.

3.1.2.4 *Metadioritas (19)*

Afloran dentro del macizo metamórfico de El Caloco en su mitad oriental (Arroyo Cañuelo y Arroyo Zancado), localizándose preferentemente en los sectores deformados de las series metasedimentarias y glandulares mesócratas. Constituyen macizos de escasa dimensión formados por rocas masivas de tonalidad verdosa y carácter granudo con subfacies pegmatíticas y más raramente porfídicas. A simple vista sólo se aprecia una deformación clara en sus facies de borde que está definida por la orientación de los minerales ferromagnesianos (anfíbol), según direcciones coincidentes con la F_2 . Por ello, se les supone un período de intrusión previo a esta fase (VILLASECA, 1985 b).

Las facies más internas de estos pequeños macizos son microscópicamente rocas con textura granoblástica con orientación mineral poco definida, y a veces algo porfídica, que conservan a veces, su textura diabásica primaria.

Contienen clinopiroxeno y excepcionalmente ortopiroxeno que presentan lamelas de exolución. El anfíbol, hornblenda, se nuclea sobre los piroxenos ígneos primarios. La plagioclasa corresponde a dos generaciones, la más antigua es más básica (An_{45-53}), y esta muy transformada; la más moderna es algo más ácida (An_{35-40}), aparece zonada y suele formar intercrecimientos de carácter simplectítico con la hornblenda por lo que se supone formada durante la recristalización metamórfica.

Como accesorios son frecuentes, la esfena, que aparece aureolada por ilmenita, el apatito y el circón. En algunas metadioritas hay granate accesorio, microcristalino, rico en piropro (Alm₅₀, Gross₂₃, Pir₂₇; VILLASECA, 1983), asociado a la matriz metamórfica de la metadiorita. Tal vez está ligado a etapas metamórficas previas a M_2 .

Transformaciones retromórficas posteriores a la intrusión de estas rocas originan nuevas fases minerales como anfíbol de tipo actinolítico que se nuclea a partir de la hornblenda y de los piroxenos primarios; también se forma biotita y clorita a expensas de ambos anfíboles.

3.1.3 Rocas ígneas hercínicas

En la Hoja de El Espinar aparece un conjunto variado de rocas granitoidicas pertenecientes a los distintos tipos de facies que se vienen distinguiendo en el extremo oriental del Sistema Central Español (BRANDEBOURGUER et al., 1983; VILLASECA, 1985 a).

Teniendo en cuenta las relaciones mutuas de contacto (cuando éstas existen), su mayor o menor grado de deformación tectónica y algunas determinaciones geocronológicas, se describen en orden de edad decrecientes. Hay que indicar que en algunos casos, cuando no existen los datos anteriores, no hay criterios definitivos en cuanto a su edad relativa.

3.1.3.1 *Leucogranitos y cuerpos pegmatíticos deformados (tipo Río Ciervos) (7)*

Se localizan en la esquina SO de la Hoja. Corresponden a un pequeño afloramiento, que se sitúa al S. de la Falla de la Cruz de Hierro, que intruye a los metasedimentos de la formación de neises de La Cañada y a los ortoneises glandulares.

Este leucogranito del Río Ciervos, presenta gran heterogeneidad textural y mineralógica. Aparece en sectores como facies de grano fino a medio, de aspecto aplítico, frecuentemente atravesado por tipos pegmatíticos de grano grueso. En ocasiones las facies pegmatíticas, que también pueden definir miarolas y bolsadas irregulares, forman un cierto bandeo con las facies de grano fino. Su composición mineral es fundamentalmente de cuarzo, albita, feldespato potásico, moscovita y biotita, siendo frecuente la presencia de granate y turmalina.

Muestra una fuerte esquistosidad con dirección N75° y N96° subvertical, que no parece estar en relación con la Falla de la Cruz de Hierro, al menos con su último movimiento. Puede presentar enclaves de los paraneises pelíticos en que intruyen. Se consideran las rocas graníticas más antiguas de toda la Hoja.

3.1.3.2 *Granodioritas-Adamellitas porfídicas deformadas (tipo Otero de Herreros) (8)*

Estos granitoides aparecen en el sector más nororiental de la Hoja, aflorando en las inmediaciones del pueblo de Otero de Herreros.

Forman un pequeño macizo (unos 8 Km² en esta Hoja), que queda limitado por sus flancos O y S por accidentes tectónicos tardi o posthercínicos importantes. Por el E penetra intrusivamente en los ortoneises situados al E de Otero de Herreros formándose en la zona de contacto una banda de espesor decamétrico en donde son frecuentes xenolitos transformados de las rocas metamórficas y penetraciones irregulares de la roca plutónica en el neis adyacente. Las adamellitas y granitos con cordierita situados al E del macizo parecen intrusivas en estos tipos orientados.

En general son rocas con tendencia mesocrática de grano medio, con abundantes fenocristales alargados de feldespato potásico de dimensiones medias cercanas a los 3 cm.

Presentan una orientación bastante evidente en el terreno, condicionada tanto por la orientación dimensional preferente de los cristales de feldespato potásico, como por la distribución orientada de las micas. Esta orientación en parte se debe a una deformación de flujo plástico en un magma abundantemente cristalizado, pero también a fenómenos de deformación tardíos con respecto a la cristalización, ya que las orientaciones medibles son a veces diagonales con respecto a los contactos de pequeños diques aplíticos tardíos con ellos relacionados. Por otra parte, las orientaciones son, en conjunto, coincidentes o coherentes con la orientación regional de las rocas metamórficas encajantes, dominando las direcciones comprendidas entre 140° y 160° E con buzamientos al O con valores más frecuentes entre 20° y 40°. La banda con orientación más acentuada se alarga en dirección NNO-SSE en la zona del pueblo y estación del Fc. de Otero de Herreros. Hacia el NE la orientación es menos marcada.

En estas rocas, además de enclaves de rocas metamórficas, en general bastante metamorfizadas y en parte granitizadas, existen inclusiones, a veces de dimensiones métricas o decamétricas, de rocas de grano medio más melanocráticas de composición tonalítica, también orientadas y otras de grano más fino de forma elipsoidal o esférica también con estructuración interna. Estas inclusiones parecen singenéticas con la granodiorita o adamellita encajante. Las inclusiones microgranulares ricas en biotita (gabarros) son poco frecuentes.

Al O. del pueblo, en el plano geológico, se han diferenciado masas alargadas de grano más fino con contactos netos con la granodiorita que pueden interpretarse como antiguas intrusiones filonianas. Son más leucocráticos que la granodiorita encajante y también están deformadas.

Estos granitoides, por su deformación a grandes rasgos coincidente con la estructuración metamórfica regional en el sector, pueden haberse emplazado durante los últimos periodos de actuación de la Fase 2 Hercínica.

Composicionalmente varían de granodioritas a adamellitas, siendo los tipos de grano más fino los normalmente más diferenciados. Presentan textura heterogranular hipidiomorfa o xenomorfa en grado muy desigual, llegándose a tipos muy foliados con cuarzo granoblástico de bordes muy lobulados; feldespatos combados, dislocados o rotos; y biotita plegada y reorientada alrededor de los granos feldespáticos definiendo una foliación lepidoblástica grosera.

Los minerales fundamentales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita y los accesorios, apatito, circón, opacos y ocasionalmente allanita en los tipos más básicos. Minerales también accesorios pero de origen secundario son moscovita, clorita, epidota y esfena.

El cuarzo generalmente está recrystalizado, poligonizado, por los procesos tectónicos. La plagioclasa ígnea, por el contrario, está relativamente bien definida. Suele ser el mineral más idiomorfo, definiendo texturas subporfídicas y subdoleríticas en los tipos granodioríticos. En general siempre se conservan vestigios del zonado ígneo oscilatorio, relativamente complejo, con núcleos detríticos de composición andesínica (An_{40}), hacia bordes oligoclásicos (An_{20}). El borde más externo suele ser de composición albitica, probablemente postmagmática, de carácter mirmequítico. La plagioclasa es el componente principal más temprano en estos granitoides.

El feldespato potásico es siempre microclina, poco o nada perítico. Normalmente es algo intersticial, en ocasiones intercreciendo gráficamente con cuarzo, y tiene tendencia a definir megacristales poiquiliticos, que frecuentemente incluyen plagioclasa y biotita previas. La biotita original es pardo-rojiza, rica en inclusiones de minerales accesorios; está orientada y muy transformada en moscovita y opacos simplectíticos en sus bordes; también hay generaciones de biotita metamórfica más pálidas, de menor tamaño e intergranulares.

En cuanto a los enclaves que presentan suelen ser de composición tonalítica a granodiorítica, con biotita como único ferromagnesiano primario. Mineralógicamente son bastante semejantes a los granitoides huéspedes, aunque cabe señalar la rara aparición de tonalitas biotíticas con granate accesorio de 1 - 2 mm. Normalmente los enclaves microgra-

nulares presentan una foliación más penetrativa que los propios granitoides de Otero.

3.1.3.3 *Adamellitas con abundantes enclaves microgranulares (tipo El Espinar) (9)*

Son las rocas granitoides más abundantes de toda la Hoja, aflorando con continuidad en una amplia banda irregular que se extiende desde el área de Aldeavieja al O hasta la zona de El Espinar-San Rafael. Los contactos de estas adamellitas con las series paraderivadas (en los tres dominios definidos), o con las rocas ígneas prehercínicas son intrusivos (excepto en algunos sectores en que el contacto es tectónico), provocando en las rocas encajantes un metamorfismo de contacto más evidente en las rocas de menor grado metamórfico (p. ej. en el Sector de Aldeavieja) y menos perceptible en el terreno, aunque sí mediante estudios petrográficos, en las rocas de más alto grado metamórfico.

Estos contactos intrusivos se caracterizan por la aparición de zonas de carácter más leucocrático, y en general de grano más fino de la propia adamellita, por la existencia de xenolitos métricos o decamétricos de la roca encajante en la facies marginal con intensos fenómenos de transformación y asimilación por la adamellita y por la existencia dentro de la roca metamórfica encajante de venas y diques de contactos difusos o cortantes, en general irregulares, procedentes de la adamellita. La banda de influencia mutua en general se extiende en unos pocos decámetros de dirección transversal al contacto, aunque los fenómenos térmicos se observan a veces hasta distancias superiores al kilómetro.

La traza del contacto, salvo en sectores de pura coincidencia geométrica, es discordante respecto a las estructuras metamórficas, no observándose fenómenos importantes de deformación forzada de estas estructuras. En conjunto da la impresión de que el emplazamiento de estas masas adamellíticas es de carácter pasivo, facilitándose la penetración de la roca plutónica por accidentes tectónicos mayores, en parte fosilizados por la propia penetración.

El conjunto de las adamellitas en este grupo ocupa en general sectores topográficamente deprimidos respecto a las otras rocas graníticas hercínicas que son posteriores.

Se han distinguido subfacies dentro de este cuerpo plutónico, según la abundancia de fenocristales y la presencia accesoria de anfíbol.

Estas adamellitas son rocas mesócratas de grano medio con aparición dispersa de fenocristales feldespáticos (salvo en los tipos porfídicos) y riqueza en enclaves microgranudos variados, generalmente melanocráticos. En la facies con anfíbol de afinidad granodiorítica incluso aparecen verdaderos pasillos de enclaves por la profusión y riqueza de los mismos. Además de enclaves microgranulares oscuros (los típicos gabarros de la terminología local), hay tipos leucocráticos más esporádicos, enclaves ricos en biotita y xenolitos metamórficos en las proximidades con dicho encajante.

En general todos estos enclaves no sobrepasan los 35 cm. de dimensión mayor.

En estas adamellitas hay sectores donde pueden observarse localmente bandeados y otros fenómenos de acumulación cristalina así como típicos "schlierens" biotíticos, en general de muy escasa continuidad lateral.

Aunque son granitoides poco deformados se observan en sectores estructuras de flujo plano-lineal y cierta orientación. En particular las facies porfídicas son las que presentan un grado mayor de anisotropía estructural.

Las adamellitas porfídicas ricas en enclaves se caracterizan por la presencia de fenocristales subidiomorfos de 3 cm. de feldespato potásico, a veces con aureolillas más ricas en biotita poco delimitadas. La estructuración en estas facies es mayor hacia los sectores más próximos a la falla de Valderrojuelos haciéndose más imprecisa según nos alejamos hacia el E de Navas de San Antonio. Es de resaltar que los granitoides más orientados son los texturalmente de grano más fino y porfídicismo más marcado, con cristales idiomorfos mayores no sólo de feldespato potásico sino también de biotita, plagioclasa y cuarzo.

Los tránsitos entre las distintas facies cartografiadas son aparentemente muy graduales. No obstante, el contacto entre las adamellitas anfibólicas del área de Villacastín y las porfídicas de Navas de San Antonio, por ser de carácter mecánico (falla de Valderrojuelos, anteriormente citada), es brusco. Pero en líneas generales es un contacto de difícil precisión. También en los alrededores de El Espinar la adamellita localmente puede ser anfibólica, aunque no es posible cartografiar en el terreno estas variedades de afinidad granodiorítica.

Petrográficamente las adamellitas con enclaves son rocas granudas, con textura hipidiomorfa, inequigranular de grano medio. Están constituidas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, como minerales fundamentales. Hay cantidades accesorias de anfíbol, allanita, apatito, circón y opacos en los tipos anfibólicos. En las adamellitas con sólo biotita existen cantidades accesorias de allanita (en los tipos más mesócratos), apatito, circón y opacos junto con moscovita, fluorita, topacio y calcita en los tipos más diferenciados de la zona de Las Atalayas de El Espinar (Centro-Este de la Hoja).

El cuarzo puede aparecer en cristales subidiomorfos tempranos, a veces con fenómenos de corrosión en golfos. También hay generaciones de cuarzo posteriores, intersticiales, contemporáneos con los minerales tardi-magmáticos. En las facies orientadas puede presentar fenómenos de poligonización que indican que el flujo plano-lineal es, en parte, tectónico.

La plagioclasa subidiomorfa es también de cristalización temprana. Se presenta acumulada en sectores, con frecuencia definiendo agregados en sinneusis. Excepcionalmente es de tendencia subporfídica, en cristales de hasta 2 cm., muy idiomorfos. Es normal que aparezca con zonados oscilatorios de tendencia directa. Los núcleos pueden ser de composición andesínica (An_{37-40}) y las zonas periféricas oligoclásica (An_{20-27}). En las adamellitas biotíticas es frecuente encontrar albita intergranular, mirmequítica, en los bordes de feldespatos.

La biotita es también un mineral de elevado idiomorfismo en estas rocas, y tiene un característico pleocroísmo de tonos pardo-rojizos. Puede aparecer concentrada en sectores definiendo característicos glomérulos biotíticos o en ocasiones como microagregados tonalíticos con plagioclasa también de pequeño tamaño. En algunas muestras se observa un borde de coloración más pálido, que puede intercrecer simplectíticamente con el feldespato potásico. Tiene composición variable entre $X_{Fe} = 0,55$ en los tipos biotítico-anfibólicos y $X_{Fe} = 0,67$ en los tipos con biotita solamente.

El feldespato potásico es normalmente microclina perfitica en venas. Es la fase fundamental de cristalización más tardía y por ello es frecuente que su morfología sea alotriomorfa, con caracteres de intersticialidad con los minerales previos, a los que puede corroer. Por su carácter porfídico en sectores tiene tendencia a formar cristales poiquiliticos.

El anfíbol es una magnesiohornblenda (BRANDEBOURGER, 1984), con pleocroísmo en tonalidades verdes. Parece estar aureolado, en ocasiones, por la biotita pardo-rojiza oscura, con la que también puede formar agregados fémicos. Normalmente está distribuida de manera accesoria, en facies de índice de coloración mayor, en las que también es frecuente encontrar allanita esporádica. La allanita normalmente zonada es de carácter metamítico y está usualmente asociada a la biotita (o anfíbol), como otros minerales accesorios de cristalización temprana: apatito y circón.

Los accesorios típicos de facies adamellíticas más diferenciadas son, sin embargo, de cristalización fundamentalmente postmagmática. Así la fluorita, calcita y más frecuentemente albita y moscovita, son minerales muy intersticiales ligados probablemente a fluidos intergranulares tardíos.

Las alteraciones más comunes de estas facies son el anubarramiento, sericitización saussuritización de feldespatos y la cloritización de ferromagnesianos con neoformación accesoria de esfena, epidota, prehnita, rutilo y opacos.

Los enclaves microgranulares incluidos en estas facies varían desde composiciones dioríticas a granodioríticas con dominio de los tipos cuarzodioríticos y tonalíticos intermedios. Hay variedades porfídicas con fenocristales mayores de plagioclasa zonada. La proporción de anfíbol disminuye con la basicidad del enclave siendo inexistente en algunos tipos tonalíticos y en enclaves granodioríticos. En todos estos enclaves es usual que el cuarzo y el feldespato potásico sean fases tardimagmáticas envolviendo e incluyendo poiquilíticamente la plagioclasa y anfíbol y/o biotita previos.

3.1.3.4 Adamellitas con megacristales y microagregados tonalíticos (Tipo Navas del Marqués) (10)

En este grupo se incluyen rocas adamellíticas relativamente leucocráticas en general de grano medio a grueso y con abundantes cristales mayores de feldespato potásico. En la Hoja este tipo aparece en macizos principales separados entre sí: uno al N de la cubeta terciaria de Campo de Azálvaro (Macizo de Peña Morena), y otro situado al S y E de esta depresión (Macizo de Cabeza Renales). En ambos casos estas adamellitas ocupan zonas relativamente elevadas respecto a los materiales que las rodean. También aparecen estas rocas en el Cerro de El Estepar al N. de San Rafael.

El macizo de Peña Morena tiene forma groseramente elipsoidal y da una alineación de montes con dirección aproximada E-O que morfológicamente da lugar a un característico berrocal con formas a veces espectaculares, sobre todo en la zona de las Ventillas. Está rodeado al N y E por facies más graníticas y leucocráticas que se describirán a continuación.

Las adamellitas de Cabeza Renales, en general de grano más grueso que las anteriores, se extienden ampliamente hacia el S de la Hoja adyacente de Navas del Marqués (nº 532). En la Hoja de El Espinar ocupan las zonas de cumbres situadas en los límites entre las provincias de Segovia, Ávila y Madrid que culminan en elevaciones de algo más de 1.700 m. Por el N entran en contacto con las adamellitas de abundantes enclaves descritos anteriormente, según una superficie que parece buzarse al S con poco ángulo. Por el E el contacto con los leucogranitos de grano grueso, posiblemente más tardíos, es en buena parte de carácter tectónico.

En este tipo de adamellitas son característicos los fenocristales de feldespato potásico de 1 a 3 cm. de dimensión, en proporciones variables. Los de mayor tamaño (4-6 cm.), suelen tener prismas cortos de sección cuadrangular con inclusiones internas zonales de mica. Cuando la matriz es de grano grueso y los fenocristales feldespáticos son más pequeños no es muy aparente el carácter porfídico de estas rocas. También el cuarzo se presenta en cristales subidiomorfos, redondeados, de hasta 1 cm. destacando del resto de la matriz.

Sobre el terreno, en varios sectores, se observa una incipiente orientación de flujo según direcciones submeridianas. En el macizo de Cabeza Renales son perceptibles deformaciones cataclásticas posthercínicas con orientación N-160° a N-180° subverticales, coincidentes con la dirección más importante del diaclasado.

En general carecen de bandeado composicional, aunque no son raros los "schlieren" más biotíticos, a veces entrecruzados, según planos subhorizontales. Ocasionalmente presentan bolsadas y vénulas irregulares pegmatíticas de dimensiones decimétricas, así como cavidades miarolíticas (1 cm.) zonadas. En estas pegmatitas no aparece moscovita.

En estas facies adamelíticas, de manera esporádica aparecen enclaves. Unos son centimétricos, microgranudos y ricos en biotita. Otros mayores (hasta 1 m. de dimensión mayor) son de rocas mesócratas de grano fino con plagioclasa, cuarzo y biotita con texturas subdoleríticas y algo porfídicas. Son más raros los xenolitos metamórficos o los enclaves surmicáceos. También son frecuentes en estas adamellitas pequeños diques de espesor centimétrico a decimétrico de aplitas leucocráticas con direcciones muy variables.

Asociados espacialmente a estas adamellitas existen pequeñas masas leucograníticas, especialmente en el macizo de Cabeza Renales donde sólo se han representado los de mayor entidad. Presentan contactos netos de aspecto intrusivo y serán estudiados en el capítulo correspondiente.

Petrográficamente son granitoides de textura xenomorfa heterogranuda de grano medio a grueso. Están constituidas por feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa y biotita como minerales principales; y por moscovita, apatito, circón y opacos, como minerales accesorios. En alguna ocasión se ha observado allanita muy esporádica y monacita (Peña Morena) de tamaño elevado.

El feldespato potásico, junto con el cuarzo, son las fases principales de la adamellita. Es una microclina, perítica en venas o parches, intersticial y posterior a los cristales idiomorfos de cuarzo, plagioclasa y biotita a los que puede incluir poiquilíticamente. Esto es más evidente en los cristales mayores que configuran el aspecto porfídico general de la adamellita. Puede intercrecer micropegmatíticamente con generaciones contemporáneas de cuarzo. A su vez puede presentar intercrecimientos simplectíticos con los bordes biotíticos así como con la biotita intergranular.

El cuarzo subidiomorfo, forma cristales normalmente grandes próximos al centímetro, con fenómenos locales de corrosión que le dan aspecto algo ameboide.

La plagioclasa es también subidiomorfa, pero de menor tamaño. Parece pues, una fase temprana en la cristalización magmática. A diferencia de otros tipos adamelíticos este mineral siempre aparece en proporciones subordinadas al feldespato potásico, dominante en estas facies. Puede presentar fenómenos de agregación en sinnesis de varios individuos con zonados oscilatorios directos; en ocasiones los núcleos más básicos de las plagio-

clases son dendríticos, muy reabsorbidos por generaciones posteriores del feldespato calcoalcalino. Es una característica común de estas facies la presencia de albita intergranular en los bordes de los feldespatos, que en ocasiones forman mirmequitas de borde en contacto con la plagioclasa.

La biotita, en general en menor proporción del 10%, es subidiomorfa; la de primera generación es pardo-rojiza, a veces muy oscura, con abundantes inclusiones de apatito, circón y opacos aciculares y dendríticos, que confieren un cierto carácter poiquilítico a la misma. Sin embargo, esta biotita primaria es muy frecuente encontrarla recristalizada a biotitas verdosas o rojizas más pálidas tardías, con texturas granoblásticas decusadas que pueden pseudomorfizar los cristales originales. También se observan crecimientos intergranulares en estas generaciones tardías de biotita.

Hay algún cristal disperso de allanita zonada en los tipos más biotíticos de estas facies. Combina destacar también el carácter marcadamente zonado del circón, con núcleos muy idiomorfos. Normalmente, los accesorios aparecen incluidos en la biotita, aunque los feldespatos también los engloban. La moscovita que se observa en algunas muestras es claramente postmagmática secundaria.

Con frecuencia en estas adamellitas, especialmente en el macizo de Peña Morena, se observan algunos fenómenos de deformación mecánica tardía (extinciones ondulantes, torsiones de planos de exfoliación, granulaciones en bordes de plagioclasa), con los que pueden estar relacionados la recristalización de las biotitas.

Los enclaves microgranulares más frecuentes en estas facies son tipos desde tonalíticos a adamellíticos, exclusivamente biotíticos. Existen algunos enclaves microgranulosos de composición adamellítica con granate residual accesorio, de aspecto xenolítico.

Los diquecillos de aplitas o aplitas-pegmatitas que cortan a estas adamellitas son rocas de grano fino, con texturas panalotriomorfas, sacaroideas. Están formadas por cuarzo, microclina, plagioclasa albitica, con escasa proporción de biotita. Esporádicamente contienen granate.

3.1.3.5 Adamellitas y granitos de grano fino a medio (Tipo Navaldrinal) (11)

Se incluyen en este grupo las masas graníticas de Navaldrinal, al SO de Navas de San Antonio, y la de Cabeza Hermosa al N de El Espinar. Aunque aisladas entre sí se describen conjuntamente por sus semejanzas litológicas.

Dentro de ambos macizos existen asociados con tránsitos graduales e imperceptibles, tipos relativamente más micáceos y plagioclásicos, que pueden ser considerados adamellitas, y rocas más leucocráticas y más ricas en feldespato potásico, que pueden ser consideradas como granitos s.s.

La edad relativa de estos macizos con respecto a los descritos anteriormente no está muy clara. En Cabeza Hermosa los contactos con las facies que les rodean son mecánicos. En Navaldrinal son intrusivos en las adamellitas tipo El Espinar, pero por la traza del contacto con respecto a las adamellitas tipo Navas del Marqués pudiera sospecharse que éstos son algo más recientes. También son intrusivos en los ortoneises glandulares del Cerro de Otero en donde se observa una zona de una decena de metros con mezcla de ambos litotipos al S de las rocas metamórficas.

Se caracterizan estos granitoides por ser rocas mesócratas a leucocráticas de grano medio a fino. Hay algún fenocristal disperso, usualmente menores al centímetro (aunque a veces se llegan a ver fenocristales de hasta 4 cms.) de feldespatos y de cuarzo redondeado subidiomorfo. La proporción de biotita puede variar sensiblemente de forma que en ocasiones aparece definiendo glomérulos. Es frecuente que se presente con aspecto subacicular. Aunque estos granitoides sean fundamentalmente biotíticos, en algunos sectores se aprecia de visu la existencia de moscovita pues es de tamaño de grano medio. También es visible la aparición ocasional de cordierita.

En estos granitoides son muy raros los enclaves. Hay no obstante pequeñas inclusiones centimétricas mesócratas de carácter microgranular y textura subdolerítica, así como algunos microagregados milimétricos de carácter tonalítico semejantes a los de otros granitoides de la Hoja. También se puede observar algún microenclave de aspecto surmicáceo, biotítico.

En determinados sectores presentan flujo plano-linear poco definido, aunque lo más frecuente es la aparición de foliación tectónica en zonas de intenso diaclasado. En el interior de estas facies pueden aparecer dispersos pequeños macizos leucograníticos normalmente de carácter aplítico. Son granitoides de dos micas a veces granatíferos o turmaliníferos.

Estos granitos son rocas heterogranulares alotriomorfas de grano fino a medio. Están compuestos por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, y cantidades en ocasiones accesorias de biotita. Como minerales accesorios aparecen cordierita, moscovita, apatito, cirón, monacita y opacos.

El cuarzo puede ser subidiomorfo y algo corroído, tal vez de primera generación, pues hay granos menores, alotriomorfos, más tardíos.

En los tipos más adamellíticos (Cabeza Hermosa y algunas facies de Navaldrinal), la plagioclasa es subidiomorfa y localmente define agregados en sinneusis de individuos de zonados directos. En las variedades más leucocráticas, la plagioclasa puede formar un agregado homogranular de individuos muy poco zonados, con rebordes albíticos, en ocasiones de carácter mirmequítico. En todas las variedades de estos granitoides es frecuente la aparición de albita intergranular en la interfaces de los feldespatos.

El feldespato potásico es microclina peritítica en venas, normalmente alotriomorfo, envolviendo a cuarzo y plagioclasa o sustituyendo cristales alterados de plagioclasa. Puede presentar intercrecimientos gráficos con cuarzo.

La biotita es la mica fundamental del granitoide, aunque aparezca en proporciones accesorias, salvo en los tipos más mesócratos adamellíticos. Son variedades de color pardorrojiza pálidas a verdosas, de aspecto intergranular, a veces marcadamente disarmónicas, en prismas aciculares muy alargados. En otras ocasiones aparece recrystalizada definiendo agregados lepidoblásticos suborientados, muy evidentes en las facies tectonizadas de estos macizos.

La cordierita esporádica de estos granitoides, aparece invariablemente pseudomorfiada por agregados pinníticos. La moscovita parece postmagmática, siempre ligada a fenómenos intergranulares y reaccionales, de carácter secundario.

3.1.3.6 *Adamellitas y granitos con cordierita de grano grueso (Tipo Rinconada) (12)*

Forman un macizo subredondeado en el cuadrante nororiental de la Hoja, ocupando el vértice Rinconada y extendiéndose por la Sierra de Quintanar hacia la Peña del Hombre, ya en la Hoja 508.

Por el N y O este macizo, es intrusivo en las adamellitas tipo El Espinar y en las formaciones metamórficas de la Sierra del Quintanar. Hacia el E se enlaza con las rocas granitoides de la Sierra del Quintanar en la Hoja de Cercedilla (508).

Son granitoides mesócratos de grano grueso a medio con fenocristales dispersos de feldespato potásico subidiomorfos de 3-4 cm. en ocasiones con aureolado biotítico. Es característica la aparición accesoria de cordierita y moscovita, visibles en muestra de mano. No por ello, se clasifican como granitoides de dos micas, pues la biotita es mucho más abundante que la moscovita, que incluso está ausente en algunos sectores; tiene por otra parte aspecto tardimagmático.

Estos granitoides pueden presentar fenómenos de acumulación de biotita, no sólo en típicos "schlierens" elongados, sino también a veces en bolsadas irregulares que en ocasiones recuerdan enclaves (de decenas de centímetros) "surmicáceos", y que suelen asociarse entre sí. A veces, tienen los bordes deshilachados en "schlierens". Tienen a veces enclaves microgranulares mesócratos, porfídicos o no, de dimensiones variadas.

No se observan en estas rocas orientaciones ni flujos definidos. En las zonas de mayor altitud originan berrocales típicos.

Petrográficamente son granitos heterogranulares xenomórficos de grano grueso a medio, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales fundamentales. Como accesorios presentan cordierita, moscovita, apatito, circón, topacio y opacos.

El cuarzo es alotriomorfo con bordes aserrados y lobulados que parecen resultar de la poligonización de cristales mayores con golfos de corrosión.

La plagioclasa presenta diversas generaciones. Las más tempranas y más idiomorfas forman cristales grandes con zonado directo, oscilatorio. Hay individuos menores más tardíos sin zonado importante, de composición más ácida (An_{10-20}); finalmente hay albita intergranular mirmequítica, en bordes de feldespatos.

El feldespato potásico es microclina con pertitas en venas. Es relativamente intersticial o algo poiquilítico con tendencia a formar fenocristales con bordes claramente intersticiales a los minerales previos.

La biotita es pardo-rojiza, pleocroica, con bordes intercrecidos con moscovita que termina reemplazándola. Tienen contenidos molares de Fe altos ($X_{Fe} = 0,70$) (BRANDEBOURGUER, 1984).

La cordierita de estos granitoides es intersticial y está normalmente pseudomorfizada por material pinnítico. La moscovita es intersticial y normalmente formada después de solidificada la roca.

3.1.3.7 *Granitos cordieríticos (Tipo Berrocoto) (13)*

Forman un macizo circunscrito, centrado en el vértice Berrocoto al NO de Navas de San

Antonio, aparentemente intrusivo en las facies adamellíticas con enclaves de Villacastin-El Espinar. Los contactos entre ambas facies son netos.

Estos granitoides cordieríticos son rocas leucócratas de grano medio a fino con escasos cristales mayores de feldespato, que no llegan a imprimir un carácter porfídico a la roca. Son granitoides biotíticos con moscovita accesoria y característica cordierita subidiomorfa de 1 a 10 mm. de tamaño, visible en muestra de mano, normalmente como agregados pardos de minerales micáceos, formados por fenómenos de alteración.

Los granitos cordieríticos no presentan apenas enclaves salvo algunos tipos microgranulares mesócratos de pocos centímetros de dimensión.

No hemos encontrado orientaciones ni flujos definidos salvo tectonizaciones locales en zonas de microfracturación. Están en general muy diaclasadas según direcciones cercanas a los 100°.

Petrográficamente son granitos heterogranulares xenomorfos de grano medio a fino con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales fundamentales. Los accesorios son moscovita, cordierita, andalucita, apatito, circón y opacos.

En el cuarzo de estos granitoides existen varias generaciones, destacando cristales mayores, subredondeados o subidiomorfos, de cristalización temprana.

La plagioclasa es también de tendencias subidiomorfas definiendo, ocasionalmente, agregados en sinneusis. Suele presentar zonados oscilatorios, directos, con grandes núcleos alterados. Terminan en bordes albiticos de textura mirmequítica frecuente, a veces de gran grosor.

El feldespato potásico suele ser más tardío que el resto de los componentes principales de los granitoides. Invariablemente está microclinizado y tiene perfitas en venas. Pueden observarse zonados de crecimiento con tendencia a formar grandes cristales poiquilíticos. Presenta fenómenos de sustitución por moscovita y albita en grado variable, aunque a veces en proporción importante.

La biotita suele aparecer en proporciones escasas, siempre menor del 10%. Es de tonalidades pardo-rojizas con, a veces, bordes simplectíticos con los minerales leucocráticos.

La moscovita parece en su totalidad secundaria, creciendo a favor de grietas o bordes de feldespato potásico, cordierita y andalucita, principalmente.

La cordierita es subidiomorfa y está invariablemente pinnitizada y pseudomorfizada por los agregados clorítico-moscovíticos. La andalucita aparece en prismas también subidiomorfos pero de grano muy fino que la hacen indistinguible en muestra de mano. Normalmente son cristales que atraviesan bordes de grano de feldespato previos o tienen disposición intersticial. Tiende a asociarse no sólo a plagioclasa, sino también a biotita y cordierita. Es claramente tardimagmática; siempre se altera a micas blancas.

Los accesorios apatito y circón suelen estar incluidos en biotita.

Estos granitos cordieríticos suelen estar variablemente alterados, a veces con procesos importantes de moscovitización o albitización postmagmáticos. Otros minerales secundarios que aparecen de forma accesoria son clorita, pinnita, saussurita, epidota y sericita.

3.1.3.8 *Leucogranitos de grano grueso (Tipo Peguerinos) (14)*

Este granitoide ocupa la esquina suroriental de la Hoja desbordándose por la zona de

cumbres a las Hojas limítrofes y aflorando en el vértice de Cueva Valiente, la altura mayor de toda la Hoja. Presenta contactos netos con las facies graníticas inmediatas existiendo probables bordes enfriados, así como enclaves del encajante y otros criterios de intrusividad con las adamellitas con enclaves del sector de El Espinar.

Es un leucogranito de grano grueso y excepcionalmente medio, con biotita o dos micas, accesorias, con cuarzo de color algo violáceo y feldespatos de coloración rosada carnososa a blanquecina. Los minerales claros suelen ser de tamaño superior al centímetro y muy alotriomorfos, con intercrecimientos mutuos. Es raro encontrar cristales mayores de 2,5 cm. de feldespato.

En este tipo son muy raros los enclaves microgranudos, algo más biotíticos y oscuros que el leucogranito. Hemos encontrado inclusiones aplíticas de tamaño centimétrico, así como vénulas y bolsadas irregulares aplopegmatíticas con micas verdes o blancas tabulares-aciculares. En ellos no son visibles estructuras de orientación tanto ígneas como tectónicas, ni texturas de acumulación o bandedado.

Microscópicamente son leucogranitos heterogranulares xenomorfos a hipidiomorfos de grano grueso a medio. Tienen cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa como minerales fundamentales y biotita, moscovita, granate, apatito, circón y opacos como accesorios.

Los granos de cuarzo que de visu parecen cristales de varios milímetros de dimensión, son en realidad un agregado de varios cristales subidiomorfos a alotriomorfos.

La plagioclasa es subidiomorfa y de composición ácida (An_{16}) con ligero zonado, a veces oscilatorio, hacia bordes albiticos que normalmente son mirmequíticos en contacto con feldespato potásico. En algunos sectores aparece acumulada y algo envuelta por el feldespato potásico más tardío. Parece una de las primeras fases en cristalizar junto a los cristales subidiomorfos de cuarzo y la biotita parda pleocroica.

El feldespato potásico es microclina perfitica en venas o bandas, a veces anastomosadas. Hay además de cristales intersticiales, alotriomorfos, otros mayores algo poiquiliticos. A veces forma intercrecimientos eutectoides con cuarzo y más raramente con plagioclasa.

La biotita aparece accesoria, en dos generaciones. Hay una variedad pardo-verdosa en cristales de hasta 3 mm., más antigua. Es frecuente que esta mica se presente en aglomerados de varios cristales. Hay una segunda biotita, más verdosa-pálida, que suele crecer en los bordes reaccionales (simplectíticos) de la biotita más antigua con los feldespatos, o bien ser intersticial.

Entre los accesorios destaca la aparición esporádica de granate muy alotriomorfo, en ocasiones casi intersticial. Parece tardimagmático y se asocia espacialmente a bordes de biotita y de feldespatos.

La moscovita es muy accesoria e intersticial y parece con probabilidad formada después de la solidificación de la roca.

El apatito y circón suelen estar incluidos en la biotita más coloreada de primera generación.

3.1.3.9 *Leucogranitos de grano fino-medio (15)*

Se engloban en este epígrafe una serie de apuntamientos graníticos de poca extensión

superficial que tienen como caracteres más comunes su escasez en minerales ferromagnesianos, el tamaño de grano reducido (aunque hay excepciones locales), el predominio de feldespato sobre la plagioclasa y el ser intrusivos de las facies graníticas acompañantes. Pueden considerarse todos ellos términos residuales o muy evolucionados de la secuencia granitoide. No es seguro que todos ellos puedan ser considerados como pertenecientes a un solo episodio intrusivo e incluso en algunos casos pueden suponerse como derivados finales de los granitos con los que están relacionados (caso de los asociados a los granitoides tipo Las Navas del Marqués). En ausencia de datos geocronológicos y geoquímicos más abundantes que los que se requieren para un estudio de este tipo se describen conjuntamente.

Los afloramientos de mayor extensión son los situados en el borde suroriental al S de Cañada de la Cumbre que se prolonga en la Hoja de Las Navas del Marqués y el situado en el borde E. de la Hoja entre San Rafael y la estación de El Espinar que se extiende hacia el E. en la Hoja de Cercedilla (508).

Estos granitoides, incluso dentro de un mismo macizo, son relativamente heterogéneos. Texturalmente presentan variaciones de grano fino de tendencias aplíticas a grano medio y excepcionalmente grueso. Hay aparición dispersa de fenocristales de cuarzo y feldespatos que imprimen un carácter local de porfidismo a los leucogranitos finos llegando en algunos macizos (Blascoeles o Cuesta de Valdecerra) a definir texturas de emplazamiento de muy poca profundidad con texturas claramente porfídicas semejantes a las de rocas filonianas. En cuanto a su mineralogía hay variedades de leucogranitos granatíferos, turmaliníferos, con cordierita, a veces definiendo nódulos. En general son granitos de dos micas en los que la moscovita termina por dominar sobre la biotita en las facies más diferenciadas; así por ejemplo, en las facies graníticas de grano medio con cordierita y granate del macizo de San Rafael domina con diferencia la biotita sobre la mica blanca. Por el contrario, las variedades más hololeucocráticas, normalmente aplíticas, del mismo macizo, tienen moscovita en proporciones modales próximas o superiores a las de biotita.

En general en estas facies son raros los fenómenos de acumulación y de bandeado, aunque hay biotitas en glomérulos milimétricos. Son frecuentes sin embargo, las vénulas y bolsadas pegmatíticas con micas subaciculares de hasta 1-2 cm. de largo.

También son poco abundantes los enclaves. En ocasiones se observan xenolitos metamórficos y más raramente enclaves microgranulares mesócratos siempre de dimensiones inferiores a 5 cm.

Petrográficamente son granitos heterogranulares (homogranulares los tipos aplíticos), alotriomorfos de grano fino. Los minerales fundamentales son cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Accesoriamente presentan biotita, moscovita, cordierita, granate, turmalina, apatito, circón, monacita, esfena y opacos.

En algunos tipos el cuarzo puede aparecer en cristales grandes subidiomorfos, redondeado o algo corroído, de primera generación. En general forma texturas de intercrecimiento con los feldespatos.

La plagioclasa en algunos tipos graníticos puede llegar a composiciones intermedias de oligoclasa, apareciendo en grandes cristales agregados en sinneusis con zonado oscilatorio complejo. En las facies con dos micas hololeucocráticas la plagioclasa es de composición

oligoclasa ácida (An₁₃₋₁₄), sin zonado importante salvo rebordes albiticos, mirmequíticos en la interfase con feldespato potásico. Puede incluso intercrecer gráficamente con cuarzo en variedades aplíticas. Es frecuente que aparezca una última generación de plagioclasa albitica, intergranular con bordes de feldespatos.

El feldespato potásico suele ser microclina con macla en enrejado y con pertitas en venas. De carácter algo intersticial, también forma texturas micropegmatíticas con cuarzo. Puede presentar fenómenos de albitización y moscovitización en sus bordes.

La biotita en algunos leucogranitos aparece como variedades aciculares atravesando granos de crecimiento tardío, tal vez en condiciones bruscas de enfriamiento. En los granitos en que su proporción modal está en el límite aparece como placas más robustas de pleocroísmo pardo-rojizo, de cristalización más temprana. En cualquier caso es frecuente encontrar bordes reaccionales en feldespatos, normalmente de carácter simplectítico, de una nueva generación de biotita más verdosa-pálida, que en ocasiones sustituye a los tipos más rojizos, previos.

Entre los accesorios aparecen prácticamente de forma invariable, moscovita, apatito, circón y opacos. La cordierita, granate, turmalina y monacita son minerales accidentales. La moscovita normalmente es secundaria de feldespatos, biotita y otros silicatos aluminicos (cordierita, granate). La cordierita, al igual que ocasionalmente las micas o la turmalina, puede definir variedades nodulares de leucogranito. Suele ser tardimagmática, subidiomorfa de morfología ovoidal, y variablemente pinnitizada. Los granates también parecen tardimagmáticos pues suelen ser alotriomorfos, algo intersticiales.

3.1.4 Rocas filonianas

Los materiales ígneos y metamórficos de la Hoja están atravesados por diversas redes de rocas filonianas que se describen siguiendo el orden cronológico de intrusión, deducido por sus relaciones de contacto en y fuera de la zona estudiada.

3.1.4.1. *Aplitas (1)*

Son diques de composición leucogranítica que aparecen con potencias variables (de centímetros a metros), de los que obviamente se han representado los filones métricos mayores. Hay dos grupos de diques aplíticos cartografiados. Las aplitas del sector NE aparecen subparalelas y asociadas a los diques de pórfidos graníticos de dirección aproximada E-O. Las aplitas menos continuas y dispersas del sector centrooccidental de la Hoja, tienen direcciones próximas a las N-50° E y no se asocian a ningún otro tipo rocoso filoniano.

Composicionalmente presentan las mismas asociaciones minerales que los leucogranitos de grano fino descritos previamente. Normalmente son de dos micas, con moscovita dominante, y de textura micrográfica o micropegmatítica .

3.1.4.2 *Microdioritas (2)*

En realidad son un par de diquecillos básicos de 2-4 m. de potencia asociados a las redes de pórfidos graníticos del sector NE, como ocurre con frecuencia en otras áreas de la Sierra de Guadarrama. Hay algún diquecillo menor en este enjambre que atraviesa el macizo metamórfico de El Caloco, pero no han sido representados cartográficamente. Este tipo litológico ha sido con frecuencia denominado lamprófido calcoalcalino (espesartita) en sectores próximos, aunque en la actualidad se tiende a reclasificarlos bajo este epígrafe (HUERTAS, 1986).

Son rocas microcristalinas, más o menos porfídicas, con fenocristales de plagioclasa zonada en sinneusis y de cuarzo xenolítico con aureolas máficas de reacción. Algunos cristales menores, seriados con los de la matriz, son los de hornblenda maclada y biotita. La composición aparente de estas rocas es cuarzdiorítica.

Pueden llevar enclaves variados, tanto xenolitos graníticos del encajante como tipos metamórficos, fuertemente corneanizados. No hemos encontrado enclaves microgranulares, aunque se han reconocido en otras áreas de la Sierra.

Conviene destacar el carácter común con los pórfidos graníticos con los que se emplazan, la existencia de procesos de endoskarnificación del dique cuando intruyen en niveles metacarbonáticos y skarns de las series metamórficas. Son frecuentes los fenómenos de recristalización (aparición de texturas nodulares) y crecimientos blásticos de minerales y de alteración.

3.1.4.3 *Pórfidos graníticos-granodioríticos (3)*

Este tipo de rocas muestra normalmente una textura porfídica microcristalina, siendo en ocasiones la matriz de carácter granofídico que a veces, debido a su tamaño microcristalino, puede llegar a texturas seriadas con los fenocristales. Estos en general suelen ser abundantes (20-30%), salvo en algún caso aislado en el que representan solamente el 5-10%.

En los pórfidos de composición granítica los fenocristales son de cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico.

Los de cuarzo tienen tamaños que varían desde 0,1 mm. a 6-7 mm. Son idiomorfos, a menudo de bordes redondeados y con golfos de corrosión debido a reacciones con la matriz. En alguna ocasión tienen coronas granofídicas con feldespato potásico.

Los fenocristales de plagioclasa suelen ser a menudo los más abundantes; son idiomorfos, maclados y zonados, en ocasiones con carácter oscilatorio. Están bien desarrollados (6-7 mm.) y a veces tienen también golfos de corrosión; su grado de alteración a sericita es bajo.

En los pórfidos de composición adamellítica y granodiorítica los fenocristales de feldespato potásico pueden ser muy poco frecuentes, habiéndose observado únicamente algún cristalito idiomorfo.

En estos tipos la matriz es microcristalina, generalmente muy fina. Está constituida por feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa. A menudo está formada por intercrecimientos gráficos y mirmequíticos y también por crecimientos radiales de cuarzo y feldespato potásico.

sico. En algunos casos reacciona con los bordes de los fenocristales.

Como minerales accesorios se han podido ver, en muy pequeña proporción, apatito, minerales opacos y circón; todos ellos de muy pequeño tamaño y como inclusiones en otros minerales.

Los minerales secundarios observados han sido sericita, saussurita, clorita, epidota y prehnita. Se presentan en muy escasa proporción, pues la alteración sufrida es en general baja.

En la zona situada entre Peña Morena y El Navazo se ha tomado alguna muestra de pórfidos algo menos ácidos que los anteriores, que aparecen fuertemente deformados, mostrando una clara foliación. Muestran por tanto una textura porfídica foliada.

Como minerales principales tienen plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda castaña, que también puede ser accesorio. Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito y circón. Por último como minerales secundarios se pueden citar la sericita, saussurita, clorita, opacos, clinozoisita, epidota y prehnita, siendo estos últimos muy poco frecuentes.

Los fenocristales son abundantes, pudiendo representar el 30% aproximadamente, de la roca. En algunos casos su tamaño llega hasta 6-7 mm. y excepcionalmente hasta 1,5 cm.

Los de plagioclasa son los más abundantes y desarrollados presentándose maclados, a veces zonados, conservando unas veces su idiomorfismo y otras no, apareciendo algo deformados o redondeados. Pueden estar cuarteados y mostrar una alteración media a sericita, saussurita y algún otro mineral. Los fenocristales de cuarzo, mucho menos abundantes, mostraban golfos de corrosión en la roca original y ahora aparecen con formas lenticulares orientadas, debido a la deformación, y con extinción ondulante. Los que existían de biotita casi han desaparecido como tales, debido a la intensa deformación y están sustituidos por finos agregados cristalinos, producto de una recristalización, que ahora aparecen estirados marcando la foliación. Su grado de alteración a clorita suele ser bajo o nulo.

Cuando la hornblenda se presenta como mineral principal es el más escaso de ellos. Sus fenocristales, que a veces conservan su idiomorfismo, muestran un tamaño muy pequeño y pueden estar maclados.

La matriz, microcristalina, muestra una clara foliación, marcada además de por la orientación de los minerales micáceos y lenticulas de cuarzo, por un incipiente bandeado en algunos casos. En algunas muestras se observa a la foliación afectada por microcizallas y en un caso acompañadas de una suave granulación.

3.1.4.4 *Pórfidos leucocráticos microgranudos (4)*

Aparece un único y singular dique de pórfido leucogranítico en la zona centro-oriental estudiada, intermedio entre los enjambres porfídicos del NE (Caloco-Sierra del Quintanar) y SE (Arroyo de La Cañada de la Cumbre), sin llegar a continuarse con el enjambre centrooccidental de Peña Morena. No obstante, en otras áreas de la Sierra de Guadarrama, se emplaza contemporáneamente a los tipos graníticos-granodioríticos.

Otra peculiaridad notable de este dique de unos 10 m. de potencia y de más de 15 km. de afloramiento continuo, es el giro visible de su rumbo en los alrededores del cerro del

Telégrafo (aprox. Km 70.500, autopista nacional VI). Cambia de orientación de N135°E a N80°E en su recorrido más occidental.

Este dique desarrolla facies de borde afaníticas con flujo ígneo apreciable que envuelve los escasos microfenocristales de cuarzo y feldespato, así como filoncillos satélite de escaso recorrido. En las facies centrales se pueden ver glóbulos irregulares de cuarzo de varios centímetros (4-5 cm.), así como escasos enclaves microgranulares de tonalidad verdosa, muy alterados.

Los fenocristales del pórfido, que raramente sobrepasan el centímetro, son de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (a veces con coronas de feldespato potásico), biotita verdosa y de agregados micropegmatíticos de cuarzo-feldespato. En la matriz, bien equigranular, granofídica o esferulítica (en facies de borde) hay además moscovita y accesorios.

3.1.4.5 *Lamprófidos camptoníticos (5)*

Como es común a estos tipos filonianos aparecen en diques singulares de dirección aproximada N15°E. Hemos encontrado dos diques de escaso recorrido, probablemente debido a la dificultad de afloramiento continuo, pues son diques de potencia inferior al metro (aproximadamente 0,80 cm.). Aflora un dique según la falla del Arroyo del Boquerón, al sur de El Espinar; hay un segundo dique en la cabecera del Arroyo Vadillo, al sur de Villacastín.

Pueden presentar heteromorfismo con facies de borde de grano más fino y flujo de emplazamiento mejor desarrollado. Los fenocristales son máficos, aunque hay xenocristales de los granitoides encajantes. También pueden verse enclaves xenolíticos de rocas metamórficas. En ocasiones presentan amígdalas rellenas de carbonatos.

Petrográficamente estas rocas presentan fenocristales de clinopiroxeno y en ocasiones de plagioclasa, en diques de tendencia diabásica más que lamprofídica. Hay pseudomorfos cloritizados abundantes. En la matriz abundan la plagioclasa, clinopiroxeno y clinofibol, apareciendo en sectores ocelos biotíticos-anfibólicos, probablemente de composición sienítica.

3.1.4.6 *Cuarzo (6)*

Los diques de cuarzo principales de la Hoja son los enjambres de dirección N10-20E de varios filoncillos métricos, normalmente inferiores a los 4 m., de potencia máxima. Rellenan fallas tardihercínicas reactivadas en la Orogenia Alpina pues modifican contactos de cuencas sedimentarias mesozoicas-cenozoicas. Las sucesivas reactivaciones provocan brechificación del relleno que en ocasiones llevan concentraciones poco importantes de óxido de hierro y sulfuros de hierro y cobre.

Otros sistemas menos desarrollados de diques de cuarzo son los de dirección entre N90° hasta N125°, de características similares a los anteriores.

3.2 CONDICIONES DEL METAMORFISMO

3.2.1. Metamorfismo regional

El sistema de fracturación del flanco septentrional de la fosa de Campo de Azálvaro, que con dirección N70° se prolonga hacia el O en el ángulo SO de la Hoja (Valle del río Ciervos), junto con la falla de la Cruz de Hierro, que confluye con la anterior en el mismo sector, delimitan en la Hoja de El Espinar dos sectores con distinta intensidad de metamorfismo. Al O y N de ambos accidentes tectónicos se sitúan materiales de grado metamórfico inferior que al E y S. Esto significa que según los citados accidentes tectónicos, y con posterioridad al metamorfismo regional, han existido desplazamientos importantes, claramente perceptibles en el Puerto de la Cruz de Hierro, en donde se enfrentan pizarras y filitas de bajo grado (al O) con neises cuarzofeldespáticos de mayor intensidad metamórfica (al E).

En el sector occidental las series ordovícicas y preordovícicas del Afloramiento de Ojos Albos no han superado el grado bajo metamórfico durante la tectogénesis polifásica de edad probablemente hercínica. En estos materiales existen diversas paragénesis características de un metamorfismo en facies de esquistos verdes, aunque la más significativa de todas sea la descrita por RODRÍGUEZ SALÁN, et al. (en prensa) en los metaconglomerados del Ordovícico Inferior:

Q-Ms-Clor-Ctde-Acc.

con aparición de micro-porfidoblastos de cloritoide en la matriz semipelítica del conglomerado cuarcítico. Otras paragénesis epizonales en estas litologías son del tipo:

Q-Ms-Clor-Micas rojas-Acc.

Q-Ms-Clor-Bi-Plag-Acc.

Es posible la aparición de estilpnomelana en vez de biotita en las series ordovícicas (RODRÍGUEZ SALÁN et al. en prensa).

Al E de la falla de la Cruz de Hierro en el afloramiento de La Cañada, el metamorfismo regional de los paraneises y ortoneises asociados de edad preordovícica está fuertemente enmascarado por la superficie de los fenómenos de metamorfismo térmico provocado por la intrusión de los granitoides tardíos en este sector, bien perceptible en la zona del Cerro de Oteros y de las Erijuelas. Por ello, solamente a distancias del contacto superiores a un kilómetro, donde los efectos térmicos son escasos, es posible estimar las condiciones del metamorfismo regional pregranítico.

Los neises de las zonas del río Ciervos y al E del Puerto de la Cruz de Hierro, alejadas de los granitoides intrusivos situados al E, tienen asociaciones minerales del tipo:

Q-Plag-FK-Bi-Ms-Acc. o Q-Plag-FK-Bi-Sil-Acc.

que indican metamorfismo regional en las condiciones de la facies de las anfibolitas de grado medio a alto. Puesto que la moscovita tiene caracteres texturales que indican a veces un carácter primario, puede admitirse que en el dominio de La Cañada, en esta Hoja, el metamorfismo regional ha tenido lugar en las condiciones próximas a las de la isograda de desaparición de la moscovita y de la aparición de la sillimanita con feldespato potásico.

Por otra parte, especialmente en las rocas de litología semipelítica, se encuentran esporádicamente minerales relictos (distena, estaurolita, granate almandino), siempre en proporción accesoria y con morfología xenoblástica. Es posible que estos minerales sean residuos de un evento metamórfico (M_1) generado en gradientes geotérmicos bajos y presiones intermedias, diferente y anterior a la etapa de reconstrucción metamórfica regional (M_2) en la que se originaron las paragénesis mencionadas en el párrafo anterior.

Más al E. en el afloramiento de El Caloco, y en los ortoneises situados en el borde E de la Hoja, que se continúan con las formaciones metamórficas de las Hojas adyacentes, las condiciones del metamorfismo se establecen sin duda en grados que superan la estabilidad de la moscovita.

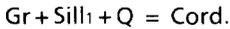
En los neises paraderivados, muy abundantes en las zonas situadas entre el Cerro del Caloco y Otero de Herreros, es frecuente la asociación mineral:



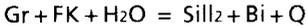
El granate, abundante en las rocas de ascendencia pelítica, es de carácter precinemático con respecto a la foliación principal, (FUSTER et al. 1981 a; VILLASECA, 1983), atribuida en este sector a la foliación (F_2) de edad hercínica. Por ello, se puede admitir que el granate junto con la distena (Ky), y a veces la sillimanita, que aparecen con frecuencia incluidas en los feldespatos de recristalización posterior, son herencia de la fase metamórfica (M_1) previa a la fase de deformación (F_2). En la asociación antes mencionada los demás minerales (Q, FK, Pl, Bi, Cord y parte de la sillimanita) habrían recristalizado durante el período de metamorfismo (M_2) generalizado en todo el Sistema Central más o menos coincidente con la fase F_2 .

La idea de que en el dominio de El Caloco han existido procesos metamórficos anteriores a la fase M_2 , está reforzada por las transformaciones descritas por VILLASECA (1983), en metabasitas, donde el ortopiroxeno primario pasa a coronas complejas de granate + cuarzo + biotita y por la transformación de biotitas proterógenas en granate y feldespato potásico descritas por CASQUET y NAVIDAD (1985) en tipos más metagraníticos. Estas reacciones indican condiciones de metamorfismo de presión intermedia elevada y en condiciones subsaturadas en H_2O , que representan ciertas afinidades granulíticas, según los últimos autores. Por el momento, no es posible establecer relaciones cronológicas seguras entre este tipo de metamorfismo y el que se ha considerado anteriormente como M_1 .

El cambio en las condiciones durante el período de metamorfismo M_2 se refleja especialmente en los granates formados durante la M_1 pues este mineral, que es abundante tanto en los neis metasedimentarios como en los ortoneis mesócratos, presenta con frecuencia bordes reaccionales y es sustituido pseudomórficamente por minerales estables en las nuevas condiciones. En las rocas más aluminicas, el granate pasa a cordierita según reacciones del tipo:

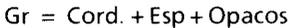


En las rocas con feldespato potásico el granate puede pasar a sillimanita de nueva formación:



especialmente en condiciones de presión de H₂O elevada.

En condiciones de menor PH₂O (VILLASECA, 1983), y probablemente a mayor temperatura, se puede realizar la reacción:



con recristalización de las espinelas en las aureolas cordieríticas del granate

Los neises procedentes del metamorfismo de antiguas rocas granitoides tienen una mineralogía más banal, en la que no se pueden discriminar fácilmente los minerales formados en cada episodio metamórfico. El granate, que no siempre aparece, se encuentra en general incluido en feldespatos.

En todo el sector (VILLASECA, 1983) se puede hablar de un tercer episodio metamórfico (M₃) de carácter retrógado en condiciones de alta PH₂O y baja temperatura, que se caracteriza por la generación de moscovita secundaria respecto a las fases anteriores, el reemplazamiento de la biotita y anfíbol por clorita y la sustitución de los granates y cordieritas por cloritas, moscovitas y agregados pinníticos. Estos fenómenos retromórficos están más generalizados en las zonas de cizalla, especialmente las de edad más tardía

En resumen, si se exceptúan los indicios antes mencionados de afinidades granulíticas, el metamorfismo en este sector, como en la mayoría del Sistema Central, ha evolucionado desde condiciones (M₁) de presión intermedia con gradientes aproximados de 23°C/Km. previo a la F₂, hasta unas condiciones (M₂) de menor presión con gradientes más elevados 40-45°C/Km (VILLASECA, 1983), a grandes rasgos coincidentes con la F₂ de deformación.

En cuanto a grado metamórfico se pueden establecer tres sectores diferentes: el de bajo grado (esquistos verdes) correspondiente al afloramiento de Ojos Albos limitado por la falla de la Cruz de Hierro y la septentrional de Campo de Azálvaro; el de grado medio-alto (facies anfíbolíticas), en parte del afloramiento de La Cañada; y el de grado alto que predomina en los afloramientos occidentales de El Caloco y más al E. Entre estos sectores no es posible dibujar isogradas ya que el afloramiento de Ojos Albos está separado de los demás por un accidente tectónico importante y el afloramiento de La Cañada a su vez está separado del de El Caloco por extensas intrusiones de granitoides postmetamórficos. El único sector donde cabría establecer una isograda (M_s-) sería dentro del de La Cañada pero la superposición del metamorfismo de contacto al regional previo impide realizar esto con seguridad.

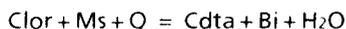
3.2.2. Metamorfismo de contacto

En los materiales pelíticos ordovícicos y preordovícicos con débil metamorfismo regio-

nal, del afloramiento de Ojos Albos, es donde se observan mejor los caracteres metamórficos de las aureolas (Fig. 4). El estudio microestructural y petrográfico detallado de las series de mayor metamorfismo regional de La Cañada permiten continuar dichas aureolas a todo el área afectada (RODRIGUEZ SALAN, et al. in litt).

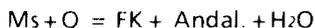
La potencia aparente media de la zona afectada por el metamorfismo de contacto es de 1.200 m. Esta orla metamórfica se puede subdividir en tres zonas de reconstrucción progresiva según nos acercamos a las masas graníticas.

La aureola externa, que ocupa entre 700 y 850 m. de la anchura total, comprende los tipos mosqueados con blastesis de nódulos de hasta 2 cm. de cordierita, normalmente acompañada de biotita, que se generan a expensas de la clorita y moscovita de las filitas del afloramiento de Ojos Albos:



En los materiales metamórficos del afloramiento de La Cañada se neoforma también cordierita, acompañada de recristalizaciones de biotita.

En la aureola media, es decir, aproximadamente los 400 m. inmediatos a los granitos se alcanzan condiciones de grado alto metamórfico, con desaparición progresiva de la moscovita regional y primera aparición de feldespato potásico en las litologías ordovícicas y preordovícicas de la Cruz de Hierro. Es frecuente que estas neoformaciones vayan acompañadas de la primera aparición de andalucita en la corneana:



Las corneanas de las aureolas media e interna son rocas granoblásticas de aspecto masivo y gran tenacidad, que suelen ser muy persistentes a la erosión. Es significativo en este aspecto, la aparición de cerros de corneanas alineadas con el contacto granítico en la zona suroccidental de Aldeavieja.

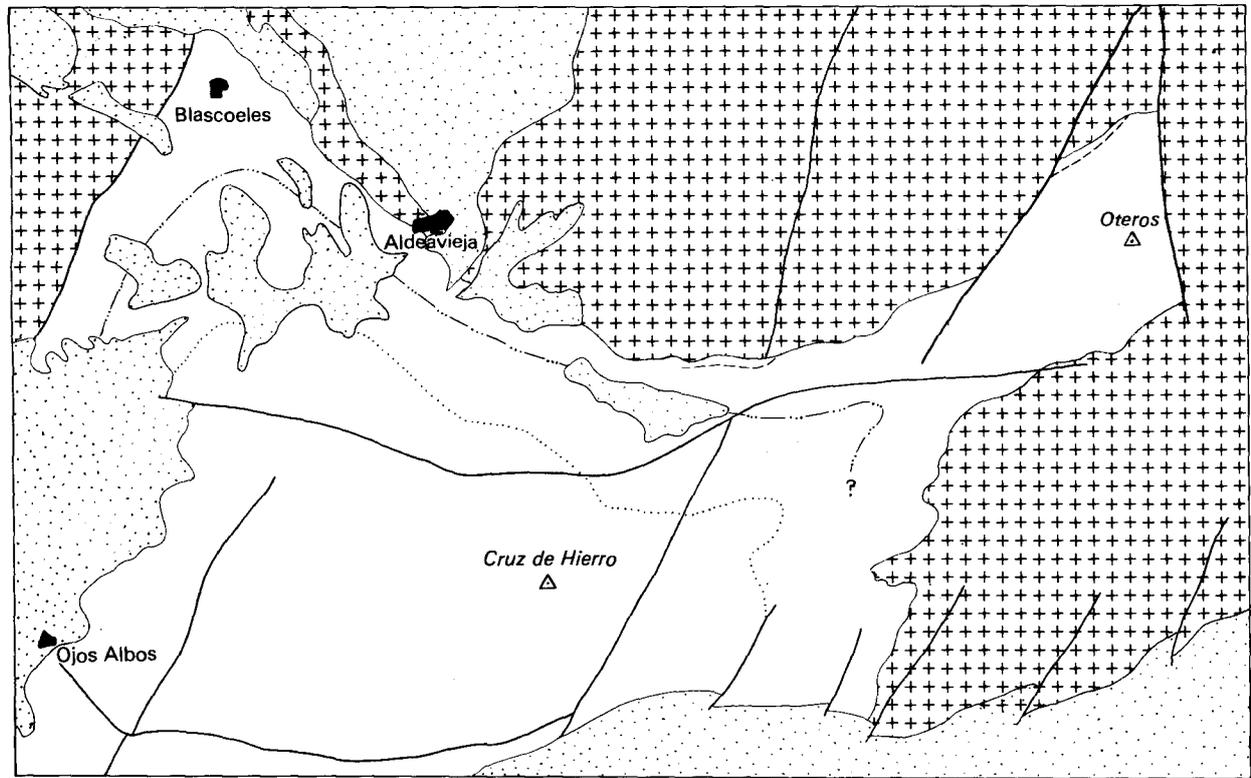
La aureola interna comprende los 150 m. inmediatos al granito aunque solo es visible microscópicamente en algunas litologías deficitarias en sílice (pelitas pobres en cuarzo), por la aparición de corindón o espinela. Normalmente estos óxidos aparecen en bordes de silicatos aluminicos por lo que parecen proceder de reacciones del tipo:



En algunas litologías del afloramiento de La Cañada aparece neoformación de sillimanita de aspecto postcinemático, además de andalucita.

Parece bastante probable que el metamorfismo térmico en estos sectores de la Sierra de Ojos Albos-Cruz de Hierro, haya evolucionado según gradientes térmicos elevados (RODRIGUEZ SALAN et al. citan 125°C/Km.) alcanzándose valores termodinámicos de aproximadamente 700°C y 2-2,5 Kbs. de presión en el borde mismo de la masa granítica intrusiva.

En el sector metamórfico situado al E. de la Hoja (afloramiento de El Calero y aflora-



- | | |
|---|---|
|  ROCAS SEDIMENTARIAS |  AUREOLA INTERNA |
|  ROCAS GRANÍTICAS |  AUREOLA MEDIA |
|  ROCAS METAMÓRFICAS |  AUREOLA EXTERNA |

0 1.000 1.500 m.

Fig. 4 Esquema del Metamorfismo de contacto en el sector O.

mientos orientales) aparecen tipos corneánicos en los metasedimentos próximos al contacto con las adamellititas tardías, así como también, en los macroenclaves que éstas encierran.

Este metamorfismo de contacto se manifiesta, texturalmente, por la aparición de abundantes puntos triples en la matriz, fuertemente recrystalizada, de estos paraneises, y mineralógicamente por la blastesis de andalucita, cordierita y sillimanita. Estos minerales se superponen a la foliación del neis.

En los tipos ortoderivados, ortoneises glandulares y leuconeises, también se ha detectado la presencia de andalucita prismática creciendo en unos casos sobre moscovita secundaria y menos frecuente a partir de sillimanita acicular.

Es evidente pues, la presencia en los materiales metamórficos de este sector, de un metamorfismo de contacto inducido por la intrusión de granitoides tardi-F₃ cuyas condiciones no habrían sobrepasado las condiciones de estabilidad de la moscovita.

3.3 GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS

3.3.1 Rocas metasedimentarias

Las rocas metamórficas procedentes de antiguos sedimentos ponen de manifiesto la existencia de dos grupos diferentes en los materiales analizados (Tabla 1): las rocas con contenidos en alúmina superior al 20% y contenidos de sílice relativamente bajos, que proceden de sedimentos ricos en arcillas o limos y las rocas con menores tasas de alúmina y mayor proporción de sílice que proceden de sedimentos detríticos menos maduros. En las primeras la relación K_2O/Na_2O es muy alta, mientras que en las segundas esta relación es algo más baja. Como es natural en las rocas metapelíticas el contenido de corindón normativo es muy alto, superior al 10%, mientras que en las rocas sedimentológicamente menos maduras el corindón normativo está por debajo de ese valor.

En todas ellas la proporción de Fe y Mg es relativamente elevada y las relaciones Fe/Mg varían poco en torno al 50%.

Los datos existentes son insuficientes para establecer conclusiones definitivas, pero en principio no parecen existir diferencias composicionales significativas entre las rocas de mayor intensidad metamórfica del dominio de El Caloco (9.134, 9.141, 9.161, 9.162) y las de los dominios de La Cañada (9.047) y de la Cruz de Hierro (9.054). Tampoco se observan diferencias importantes, a igualdad de rango composicional, entre los materiales que han sufrido los efectos del metamorfismo de contacto con cierta intensidad (las dos últimas rocas y la n° 9.141). Puede por ello admitirse en principio que los procesos metamórficos se han desarrollado fundamentalmente en ambiente isoquímico.

3.3.2 Rocas básicas coroníticas

Aunque pueden considerarse como curiosidades petrológicas las rocas de este tipo (Tabla 1), muestran una composición química claramente anómala pues junto a un contenido bajo en sílice del orden del 50%, tienen proporciones elevadísimas de alúmina que se reflejan en valores de corindón normativo cercanos al 15%. Es difícil asignar esta composición a una roca primaria normal tanto ígnea como sedimentaria. Su composición es anóla-

ga a algunas granulitas de ascendencia sedimentaria.

3.3.3 Ortoneises mesócratos y melanócratos

La composición de los materiales de este grupo (Tabla 2) coincide con la de materiales ígneos con composiciones cercanas a las granodioritas. Son sin embargo notables las proporciones relativamente altas, en general algo superiores al 5% de corindón normativo que pueden deberse bien a procesos alterativos premetamórficos (en el caso que para estos neises se les asigne un origen metavolcánico) o a procesos de movilización postmetamórficos que han afectado a estas rocas en la mayor parte de los casos.

3.3.4 Ortoneises glandulares

La composición de estas rocas (Tabla 2) encaja claramente dentro de los valores usuales de rocas granitoides ricas en cuarzo de composición leucoadamellítica, con valores de sílice libre normativa en torno al 35% y proporciones de feldespatos alcalinos cercanos en conjunto al 50%. De los tipos analizados uno de ellos (9841) es relativamente sódico, al tiempo que su proporción de anortita es la más baja; los otros dos son claramente potásicos con contenidos de An normales. Son por tanto representantes de granitoides bastante evolucionados dentro de la antigua serie plutónica. Como es usual en los ortoneises del Sistema Central la proporción de corindón normativo es algo elevada lo cual acredita una procedencia cortical de los magmas granitoides que inicialmente originaron a estas rocas.

3.3.5 Leuconeises

Todas las rocas de este grupo (Tabla 3) muestran una notable homogeneidad en sus rasgos geoquímicos: contenidos en SiO_2 cercanos o superiores al 75% y relaciones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ muy altas, características de rocas muy evolucionadas y residuales dentro de una variación ígnea granitoide. Dentro de la serie, un tipo de La Cañada, el n° 9173, muestra una composición más cercana a los ortoneises glandulares anteriormente comentados.

En cualquier caso cuando se proyectan conjuntamente en un diagrama de variación (Fig. 5) los distintos tipos de neises ortoderivados (mesócratos, ortoneises glandulares y leuconeises) se observa una considerable continuidad de los tres grupos lo cual parece indicar que estos tres tipos litológicos corresponden a la misma serie evolutiva. Si se tienen en cuenta sus edades relativas más probables, puede señalarse que el ciclo magmático premetamórfico evolucionó en el sentido normal desde materiales de composición granitoide intermedia hacia los materiales más diferenciados.

3.3.6 Metadioritas

Estas rocas (Tabla 3) aunque escasas cuantitativamente, representan un cambio cualitativo de los procesos magmáticos al final del ciclo prehercínico pues son (Tabla 3) materiales de composición basáltico-andesítica (o gabroide-diorítica) probablemente emplazadas durante un período distensivo al final de la actuación de la F_1 . Una de ellas es ligeramente

subsaturada ($Q=0\%$) mientras que la otra es algo sobresaturada ($Q=3.8\%$) pero ambas encajan claramente dentro del campo toleítico. Más información sobre estos materiales puede encontrarse en el trabajo de VILLASECA (1985-b).

3.3.7 Rocas graníticas hercínicas

En las tablas 4, 5 y 6 están agrupados los datos analíticos de los tipos de rocas granitoides establecidos en la cartografía, ordenados según la edad relativa establecida en base a datos geológicos.

3.3.7.1 *Leucogranitos deformados (Tipo Río Ciervos)*

Si se comparan los datos sobre estos granitos (Tabla 4) con los leuconeis más deformados, que forman el extremo de la serie prehercínica, se observan profundas analogías geoquímicas.

Los datos más destacables de estas rocas son: alto contenido en SiO_2 y contenido en corindón normativo moderado. La relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ es sin embargo significativamente más baja en los granitoides del Río Ciervos que en los leuconeis; también su pobreza en componentes ferromagnesianos es más acentuada dado su carácter hololeucocrático.

3.3.7.2 *Granodioritas-adamellitas porfídicas deformadas (Tipo Otero)*

Estas rocas (Tabla 4) representan en esta Hoja los tipos más básicos dentro de los granitoides hercínicos, exceptuando la muestra 9020, que corresponde a las variedades leucocráticas también deformadas, con ellos asociados. Es destacable también que los enclaves microgranudos (9018 y 9019) en ellas existentes, considerados cogenéticos con la granodiorita encajante, no presentan diferencias significativas desde el punto de vista geoquímico; a veces son más ácidas que las propias granodioritas encajantes.

Todas las rocas de este grupo presentan sistemáticamente contenidos en sílice libre que como máximo no superan mucho el 20% y relaciones Or/Ab inferiores a la unidad. Su carácter ligeramente peraluminico se manifiesta por contenidos de corindón normativo entre el 1 y el 2%.

3.3.7.3 *Adamellitas con enclaves microgranulares (Tipo El Espinar)*

No existen desde el punto de vista geoquímico (Tabla 5) diferencias muy notables entre los diferentes tipos estructurales o mineralógicos diferenciados en la cartografía.

Como era de esperar las adamellitas con anfíbol esporádico (nº 9002, 9007, 9009 y 9010) son en conjunto menos peraluminicas que los tipos porfídicos (nº 9011, 9015, 9016 y 9029) o los normales (9027, 9031, 9032, 9034, 9035 y 9036) y tienen un contenido en An normativa algo más elevado. Por lo demás los valores de toda la serie, en lo que a elementos mayores se refiere, oscilan entre estrechos límites ($\text{SiO}_2 < 70\%$); relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1$ para los tipos anfibólicos y algo superior a la unidad para los otros tipos

Los enclaves microgranudos, tan frecuentes en estas rocas, tienen alguna relación composicional con la roca que los incluye. Así, el enclave 9008 (incluido en una roca con anfíbol) es más básico y el único tipo metaaluminico de toda la serie, mientras que el enclave 9030, incluido en una roca porfídica, es peraluminico como las rocas en que están encajados.

3.3.7.4 *Adamellitas y granitos posteriores a los de El Espinar*

Se tratan conjuntamente teniendo en cuenta el número de análisis existentes. Todas estas rocas (Tabla 6) son tipos ácidos con contenidos en sílice que superan el 70% y relaciones K_2O/Na_2O decididamente superiores a la unidad.

En todos los casos son peraluminicas, con valores de C superiores al 2% en el caso de Rinconada y entre 1 y 2% en los restantes tipos, incluido el de Berrocoto, donde existe sin embargo cordierita visible en muestra de mano. Las más silíceas (pero no por ello más potásicas) son las de Peguerinos.

Los leucogranitos de grano fino-medio están representados por los análisis 9033 de la zona de San Rafael y por el 9197, un tipo aplítico de Cueva Valiente, que es el más evolucionado de toda la serie granítica.

3.3.7.5 *Rocas filonianas*

Las rocas filonianas (Tabla 6) presentan una variación composicional relativamente amplia entre rocas de composición monzodiorítica (nº 9022) y las aplitas (9001) con más de 75% de sílice. No es fácil establecer con este escaso número de análisis esquemas de parentesco entre los distintos tipos a la escala de la Hoja.

El pórfido granítico reproduce los valores correspondientes a rocas leucoadamellíticas mientras que la aplita es muy análoga a los leucogranitos más evolucionados. Un enclave microgranudo (nº 9024) dentro de un dique de pórfido cuarzcífero tiene también composición monzodiorítica.

3.3.8 **Consideraciones generales sobre evolución de las series ígneas**

Aunque a la escala del ámbito de la Hoja de El Espinar no cabe realizar deducciones generales geoquímicas, con los análisis disponibles se ponen de manifiesto las tendencias de evolución magmática que a grandes rasgos confirman lo expuesto en trabajos recientes sobre este sector del Hercínico Español (BELLIDO et al. 1981; BRANDEBOURGUER et al. 1983; VILLASECA, 1985-a). En el tratamiento que sigue se utilizan, para elementos mayores, los parámetros:

$$R_1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R_2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$$

de DE LA ROCHE et al. (1980) de acuerdo con el trabajo de BATCHELOR y BOWDEN (1985) y los valores $\text{Rb} + \text{Ba} + \text{Sr} = 100$ de EL BOUSEILY y EL SOKKARY (1975) en lo que se refiere a

elementos trazas.

3.3.8.1 Rocas metamórficas ortoderivadas

Los neises mesócratos, ortoneises glandulares y leuconeises se proyectan en el campo de los granitoides tardiorogénicos (Fig. 5) según tendencias de variación bien definidas. Con los datos existentes parece que los neises mesócratos dibujan una tendencia en cierto modo independiente de los ortoneises glandulares y leuconeises asociados que podrían quizás representar parentescos diferentes de los magmas iniciales.

En cuanto a elementos traza (Fig. 6) esta cierta disposición se repite, los neises mesócratos se proyectan en el campo de los denominados "granitos anómalos" por EL BOU-SEILY y EL SOKKARY (1975) mientras que ortoneises glandulares y leuconeises definen una tendencia lineal de variación entre los campos de los granitos "normales" y los "granitos fuertemente diferenciados" de aquellos autores con enriquecimiento progresivo de Rb para relaciones prácticamente constantes de Sr.

En cualquier caso los datos geoquímicos son claramente compatibles con el origen ígneo de todos estos materiales. La relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los ortoneises de Otero de Herreros es de 0.7087 ± 0.0011 (VIALETTE et al., en prensa), lo cual indica que los magmas primitivos de estos granitoides son de origen cortical.

3.3.8.2 Rocas ígneas tardihercínicas

Si se exceptúan los granitoides deformados tipo Río Ciervos, los granitoides tipo Otero y El Espinar se proyectan por encima del valor 500 para el parámetro R-2 (Fig. 7). Los primeros señalan una línea de evolución entre el campo de las cuarzomonzonitas hacia las granodioritas, con valores prácticamente constantes de R-2 (< 750) mientras que los segundos se proyectan muy agrupados sin mostrar tendencias de variación definidas.

El resto de los granitoides, con valores de R-2 siempre por bajo del valor 500 marcan una tendencia de evolución leucocrática sin excesiva dispersión de los análisis individuales.

Lo mismo se observa en el diagrama Ba-Rb-Sr (Fig. 8) en donde sucesivamente los granitoides de tipo Berrocoto, Navaldrinal y Navas muestran tendencias intermedias de evolución mientras que los tipos Rinconada, Peguerinos y los leucogranitos quedan ya dentro del campo de los granitos muy evolucionados.

Isotópicamente las adamellitas-granodioritas tipo El Espinar tienen una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7061 ± 0.0003 (IBARROLA et al. 1988), que es compatible con un origen crustal de los magmas iniciales.

En resumen, en este sector del Sistema Central la actividad magmática se ha desarrollado en dos ciclos muy análogos con abundante generación de fundidos granitoides corticales. Uno de ellos con edad de emplazamiento correspondiente al menos Ordovícico Inferior y otro desarrollado durante buena parte del Carbonífero. En ambos la tendencia a lo largo de su evolución es hacia la generación de rocas granitoides muy leucocráticas y diferenciadas.

Son muy raros y escasos los materiales más básicos que pudieran representar magmas de origen más profundo (metadioritas); en cualquier caso, con los datos existentes no es

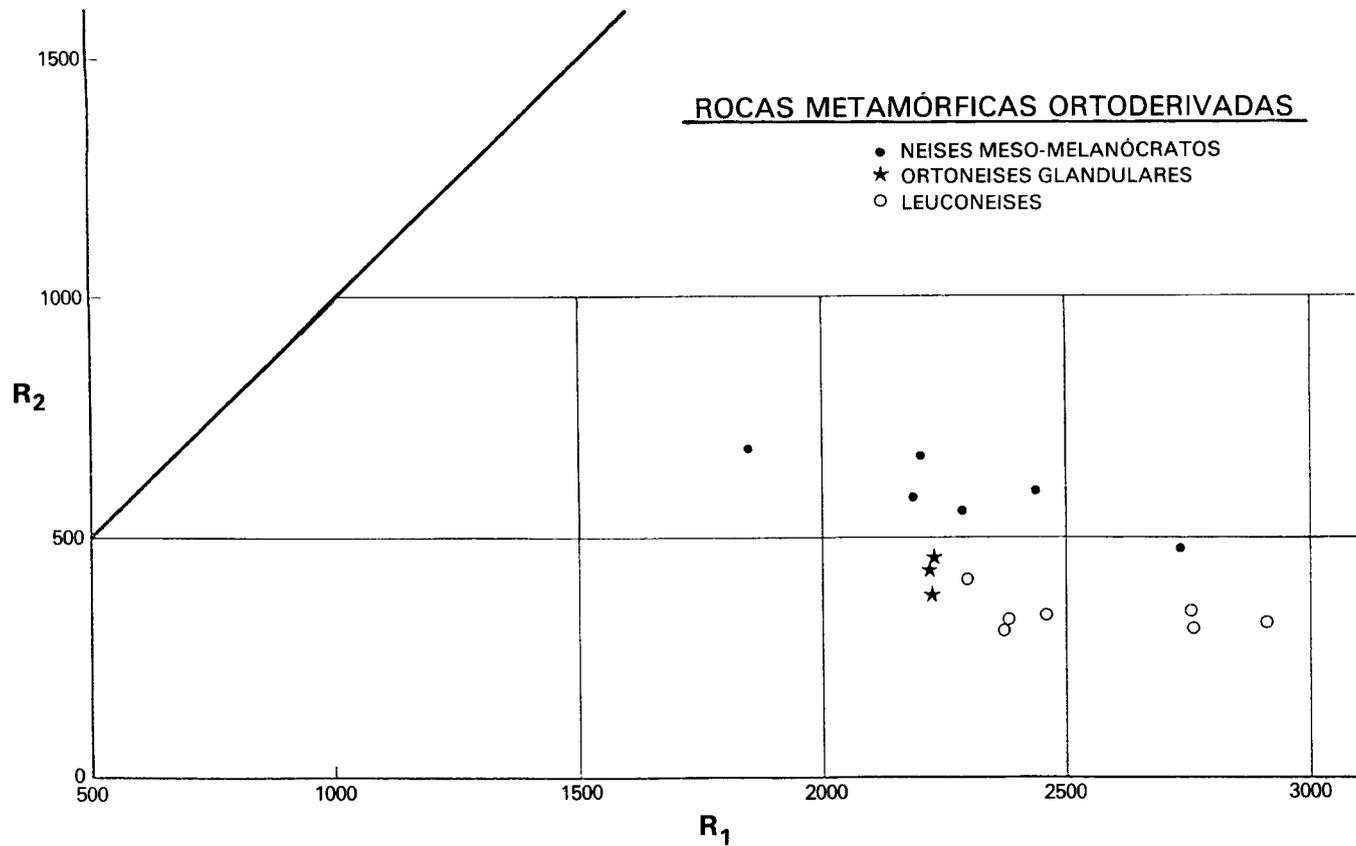


Fig. 5 Diagrama R_1 - R_2 de LA ROCHE (1.980) y tipologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1.985), para los ortoneises

ROCAS METAMÓRFICAS ORTODERIVADAS

- NEISES MESO-MELANÓCRATOS
- ★ ORTONEISES GLANDULARES
- LUECONEISES

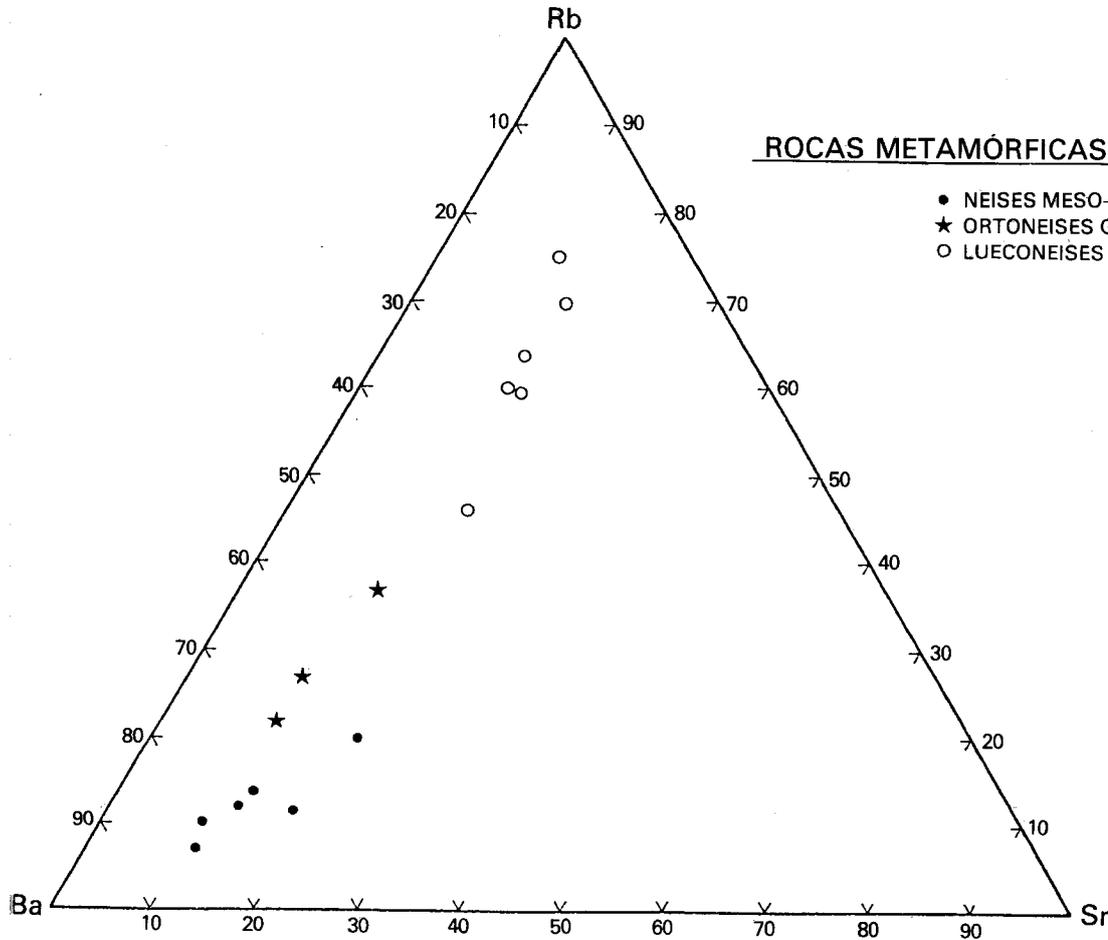


Fig. 6 Diagrama triangular Rb, Sr, Ba para los ortoneises.

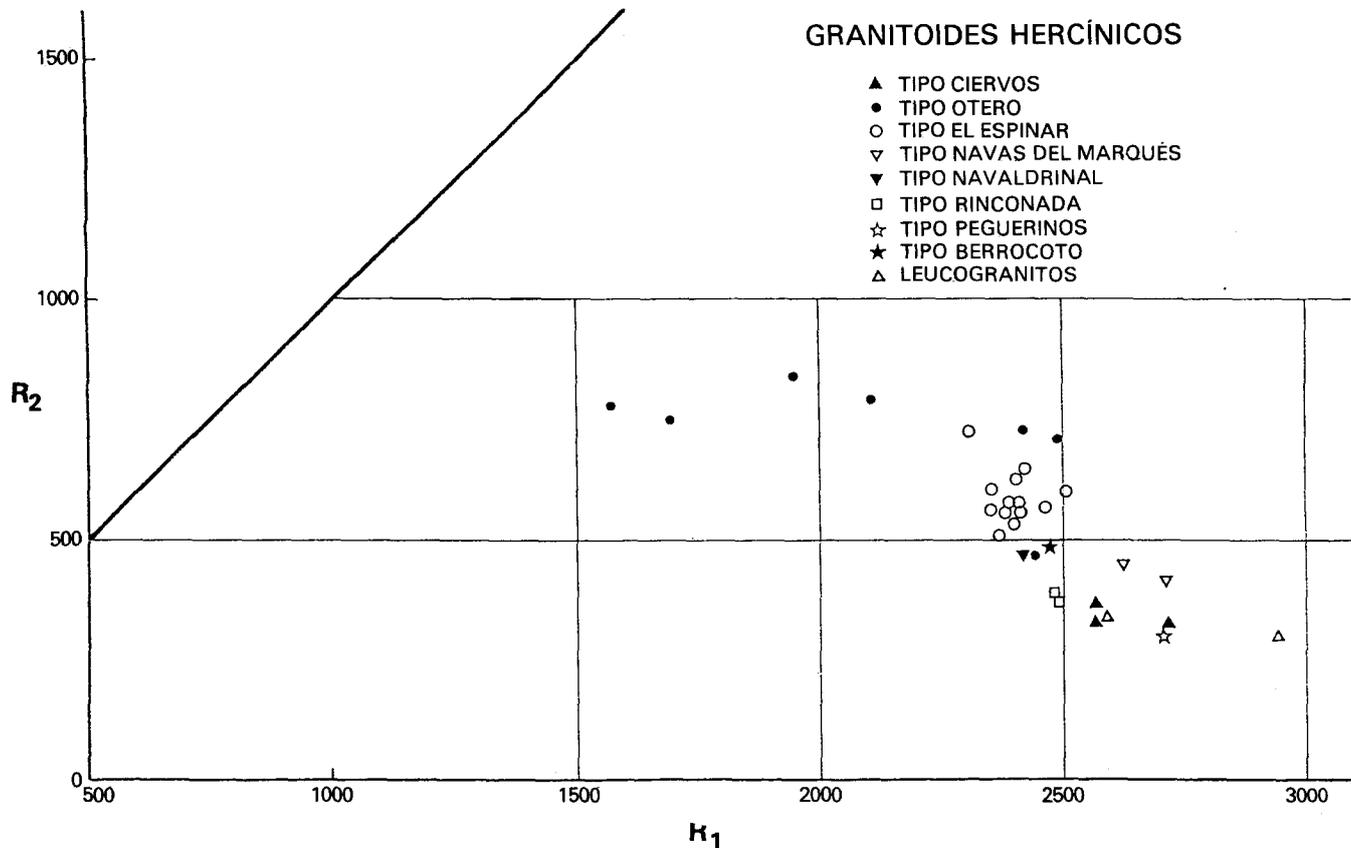


Fig. 7 Diagrama R_1 - R_2 de la ROCHE (1.980) y tipologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1.985), para los granitoides hercínicos.

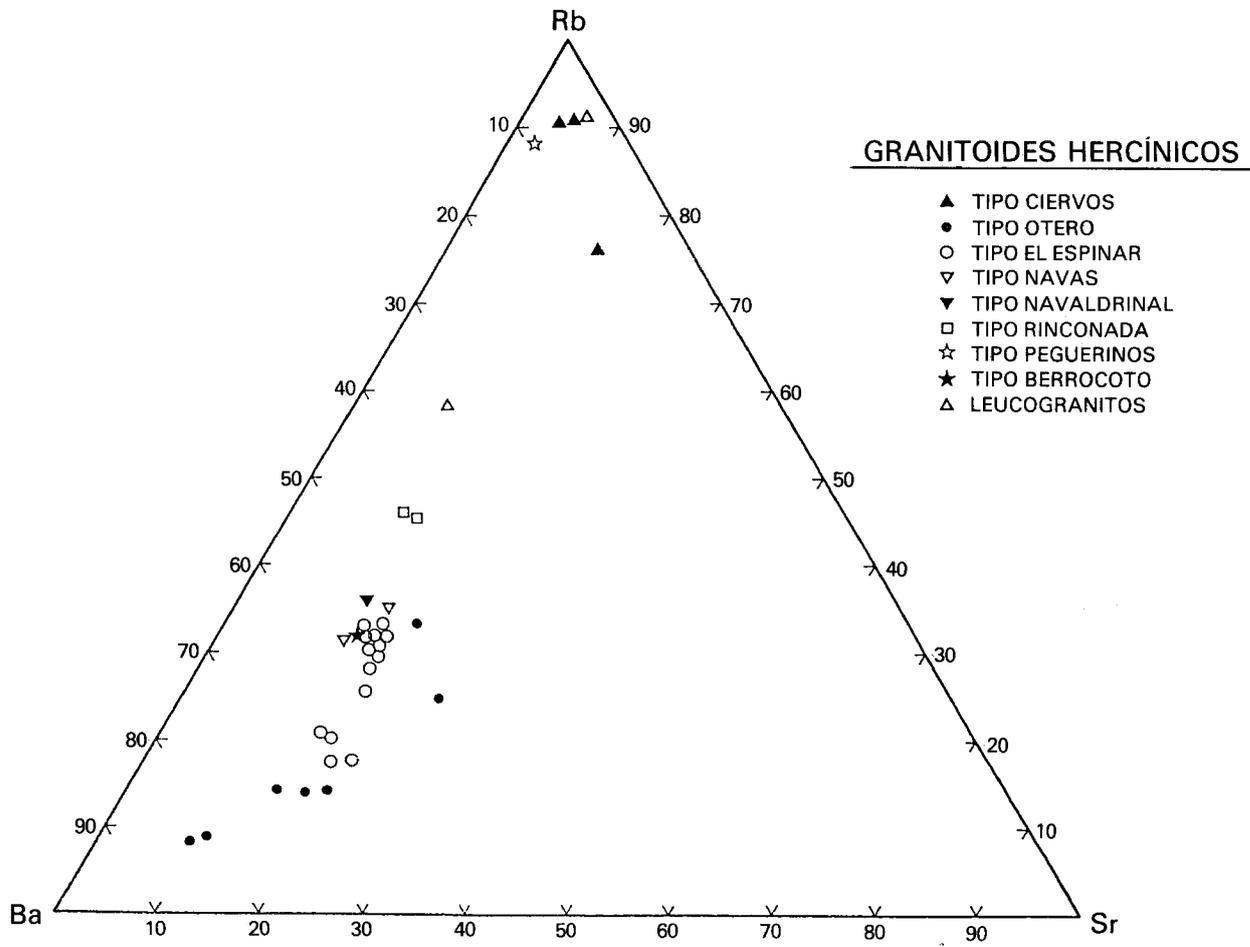


Fig. 8 Diagrama triangular Rb, Sr, Ba para los granitoides hercínicos.

razonable establecer relaciones con los granitoides. Finalmente puede concluirse que todos los granitoides (metamorfizados o no) tienen muchas analogías con tipos corticales del denominado tipo "S" de CHAPPELL y WHITE (1974).

3.4 GEOCRONOLOGÍA

3.4.1 Ortoneises

De los ortoneises glandulares de Otero de Herreros, VIALETTE et al. (1986), han presentado una isocrona de roca total ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) de la que se obtiene una edad de 492 ± 15 m.a. (Ordovícico Inferior), que es interpretada como la edad de intrusión de los primitivos granitos que al metamorfizarse originaron estas rocas. Estos valores, son coherentes con otros obtenidos por los mismos autores en otros sectores del Sistema Central para neises del mismo tipo.

Otros autores (BISCHOFF et al. 1986; ALLEGRET & IGLESIAS, 1986; LANCELOT et al. 1985 y ALLEGRET, 1983, LEVEQUE, 1984, LEVEQUE & LANCELOT, 1985 in ALLEGRET & IGLESIAS, 1986) sin embargo, para otros sectores del Sistema Central, así como del Macizo Hercínico Europeo, dan edades estre 540 y 620 m.a. mediante el método U/Pb.

3.4.2 Rocas graníticas hercínicas

De los granitos representados en la superficie de esta Hoja sólo se dispone de datos geocronológicos ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) para el grupo de adamellitas con abundantes enclaves microgranulares (Tipo El Espinar), presentados recientemente por IBARROLA et al. (1988). Estas rocas dan una edad de 344 ± 24 m.a. la más alta de las hasta ahora obtenidas en el Sistema Central Oriental. En esta isocrona (roca total) obtenida a base de siete muestras está incluida, y encaja correctamente, la misma muestra que se utilizó por MENDES et al. (1972) y que dió una edad de 278 m.a. a base de datos isotópicos sobre minerales separados.

Si se exceptúan los granitoides más deformados, el resto de las formaciones graníticas deben ser más recientes. Los que se consideran entre los más jóvenes de esta Hoja (Leucogranito de grano grueso, Tipo Peguerinos) son muy análogos petrológica y composicionalmente a los granitos Tipo Pedriza en la Hoja 508 (Cercedilla) para los que se han obtenido edades de 305 ± 6 m.a. Análogamente, leucogranitos de grano fino de otros sectores (Cabeza Mediana, La Cabrera), definen isocronas aún más jóvenes de 291 ± 5 m.a. y 288 ± 5 m.a. respectivamente (IBARROLA et al. 1988; VIALETTE et al. 1981).

Aún contando con los márgenes de error inherentes a los métodos, parece pues que el período de formación de granitos es bastante dilatado llegando en algunos casos hasta el límite superior del Paleozoico.

TABLA 1

	9161	9162	9166	9054	9047	9141	9134	9167	9163	9037
SiO ₂	52.60	55.00	60.50	61.50	61.60	62.62	69.35	72.30	49.08	50.25
Al ₂ O ₃	23.56	21.32	15.77	19.29	20.01	16.78	14.55	12.18	24.65	23.10
Fe ₂ O ₃	1.46	1.38	1.63	1.18	1.14	1.04	0.68	0.64	1.81	1.70
FeO	7.28	6.88	8.15	5.88	5.72	5.19	3.42	3.20	9.05	8.50
MgO	3.73	3.05	3.63	3.37	1.86	2.72	1.41	1.21	5.36	5.30
CaO	0.70	1.42	0.42	0.60	0.11	0.98	1.26	1.82	1.99	1.71
Na ₂ O	0.83	0.86	1.00	1.46	0.78	1.99	2.28	3.02	1.36	1.78
K ₂ O	4.24	3.85	3.20	3.82	4.50	3.23	2.55	2.02	2.53	3.79
MnO	0.07	0.10	0.01	0.11	0.17	0.09	0.05	0.06	0.16	0.17
TiO ₂	1.04	1.35	1.30	0.81	0.95	0.85	0.89	0.67	1.10	1.11
P ₂ O ₅	0.09	0.06	0.07	—	—	0.13	0.12	0.15	0.04	0.06
H ₂ O	3.87	4.54	4.02	1.33	1.33	4.56	2.87	2.51	3.33	2.95
Q	19.92	23.54	31.09	28.12	33.05	29.51	39.89	39.74	13.15	8.22
OR	25.06	22.75	18.91	22.58	26.59	19.09	15.07	11.94	14.95	22.40
AB	7.02	7.28	8.46	12.35	6.60	16.84	19.29	25.56	11.51	15.06
AN	2.89	6.65	1.63	2.98	0.55	4.01	5.47	8.05	9.61	8.09
HY	19.86	17.05	20.53	17.08	12.94	14.21	7.85	7.37	26.95	25.89
MT	2.12	2.00	2.36	1.71	1.65	1.51	0.99	0.93	2.62	2.46
IL	1.98	2.56	2.47	1.54	1.80	1.61	1.69	1.27	2.09	2.11
AP	0.21	0.14	0.16	—	—	0.30	0.28	0.35	0.09	0.14
C	16.55	13.30	10.07	11.66	13.66	8.54	6.04	2.08	16.15	13.10
Rb	195	164	101	160	190	212	117	109	124	105
Sr	398	93	92	160	170	127	192	182	209	224
Ba	940	993	339	630	640	860	603	251	994	1654

Metapelitas. Dominio de El Caloco: 9161, 9162, 9166, 9141.

Dominio de la Cruz de Hierro: 9054.

Dominio de La Cañada: 9047.

Metasamitas. Dominio de El Caloco: 9134, 9167.

Rocas básicas coroníticas: 9163, 9037.

TABLA 2

	9133	9169	9170	9125	9126	9168	9839	9172	9341
SiO ₂	60.50	63.00	64.80	64.90	65.60	68.80	70.51	71.16	72.51
Al ₂ O ₃	18.45	16.41	16.85	17.74	15.30	15.14	14.72	14.26	14.31
Fe ₂ O ₃	0.88	0.09	0.82	0.63	0.65	0.54	0.55	0.49	0.45
FeO	4.39	0.43	4.11	3.16	3.26	2.72	2.74	2.43	2.23
MgO	2.12	2.02	2.12	2.02	1.71	1.51	1.19	1.21	0.78
CaO	2.10	1.26	1.54	2.10	1.82	0.98	0.89	1.12	0.53
Na ₂ O	3.17	2.51	2.37	3.07	2.64	2.24	2.29	2.21	3.17
K ₂ O	3.80	4.24	3.76	3.90	4.82	4.04	4.47	4.81	3.81
MnO	0.01	0.04	0.04	0.03	0.08	0.05	0.05	0.05	0.04
TiO ₂	0.74	0.75	0.77	0.76	0.63	0.47	0.50	0.48	0.33
P ₂ O ₅	0.23	0.13	0.23	0.28	0.27	0.11	—	0.13	
H ₂ O	3.14	4.04	2.04	1.13	2.67	3.00	1.80	1.60	1.50
Q	17.71	26.83	28.23	23.53	24.03	34.51	34.65	34.53	35.71
OR	22.46	25.06	22.22	23.05	28.49	23.88	26.42	28.43	22.52
AB	26.82	21.24	20.06	25.98	22.34	18.96	19.38	18.70	26.82
AN	8.92	5.40	6.14	8.59	7.27	4.14	4.42	4.71	2.63
HY	11.41	5.03	10.95	9.11	8.82	7.63	6.81	6.37	5.20
HE	—	0.09	—	—	—	—	—	—	—
MT	1.28	—	1.19	0.91	0.94	0.78	0.80	0.71	0.65
IL	1.41	0.99	1.46	1.44	1.20	0.89	0.95	0.91	0.63
RU	—	0.23	—	—	—	—	—	—	—
AP	0.53	0.30	0.53	0.65	0.63	0.25	—	0.30	
C	5.85	5.71	6.63	5.32	3.08	5.56	4.50	3.69	4.01
Rb	117	143	179	199	187	131	200	279	220
Sr	167	158	154	197	193	136	110	113	80
Ba	1276	913	903	1557	1153	385	610	649	290

Neises glandulares meso-melanocráticos: 9133, 9169, 9170, 9125.

Ortoneises glandulares: 9839, 9172, 9841.

TABLA 3

	9173	9117	9114	9165	9840	9164	9116	9155	9157
SiO ₂	72.66	74.18	75.30	75.46	75.58	75.81	76.06	48.43	51.69
Al ₂ O ₃	15.04	13.24	12.62	13.04	13.04	13.06	13.11	16.11	16.24
Fe ₂ O ₃	0.23	0.29	0.23	0.28	0.22	0.35	0.22	1.78	1.69
FeO	1.14	1.47	1.16	1.40	1.10	1.75	1.08	8.89	8.43
MgO	0.20	0.86	0.70	0.58	0.12	0.54	0.26	6.73	5.34
CaO	1.12	0.47	0.42	0.45	0.45	0.42	0.42	9.13	9.05
Na ₂ O	1.61	2.83	2.86	2.90	2.55	2.97	2.98	2.57	2.60
K ₂ O	6.07	4.79	4.48	4.52	5.60	4.17	5.18	1.00	1.08
MnO	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.01	0.23	0.20
TiO ₂	0.23	0.15	0.09	0.19	0.16	0.15	0.03	0.05	1.98
P ₂ O ₅	0.12	0.18	0.17	0.20	—	0.17	0.18	0.26	0.33
H ₂ O	1.53	0.94	1.51	0.86	1.01	0.92	0.54	2.22	1.14
Q	36.99	36.58	39.21	39.08	37.42	40.09	37.31	—	3.79
OR	35.87	28.31	26.48	26.71	33.09	24.64	30.61	5.91	6.38
AB	13.62	23.95	24.20	24.54	21.58	25.13	25.22	21.75	22.00
AN	4.77	1.16	0.97	0.93	2.23	0.97	0.91	29.47	29.45
DI	—	—	—	—	—	—	11.56	—	10.93
HY	2.06	4.39	3.59	3.53	1.95	4.10	2.42	17.15	19.10
OL	—	—	—	—	—	—	4.27	—	—
MT	0.33	0.42	0.33	0.41	0.32	0.51	0.32	2.58	2.45
IL	0.44	0.28	0.17	0.36	0.30	0.28	0.06	3.89	3.76
AP	0.28	0.42	0.39	0.46	—	0.39	0.42	0.60	0.76
C	4.07	2.98	2.71	3.04	1.99	3.35	2.09	—	—
Rb	310	311	342	320	300	253	289	48	47
Sr	48	74	562	69	20	66	64	203	192
Ba	55	135	67	110	—	106	60	333	246

Leuconaises: 9173, 9117, 9165, 9840, 9164, 9116.

Metadioritas: 9155, 9157.

TABLA 4

	9005	9842	9004	9012	9013	9021	9017	9018	9019	9020
SiO ₂	73.17	75.07	75.09	60.99	61.72	63.31	64.12	64.58	66.83	71.49
Al ₂ O ₃	15.30	14.47	15.10	17.80	18.57	17.95	16.70	15.20	16.39	14.73
Fe ₂ O ₃	0.15	0.11	0.09	0.81	0.66	0.73	0.97	0.83	0.71	0.28
FeO	0.77	0.55	0.44	4.03	3.28	3.63	4.86	4.16	3.53	1.41
MgO	0.31	0.10	0.14	1.33	0.92	1.15	0.87	1.49	0.84	0.84
CaO	0.49	0.34	0.27	4.04	3.47	3.19	3.95	3.39	3.24	1.31
Na ₂ O	3.46	4.08	4.39	3.89	3.82	3.66	3.67	2.46	3.85	3.53
K ₂ O	4.49	4.12	3.69	2.46	4.44	4.66	2.63	3.61	1.97	4.41
MnO	0.04	0.10	0.09	0.11	0.05	0.06	0.10	0.09	0.08	0.06
TiO ₂	0.01	0.04	—	1.41	1.43	0.71	0.87	1.07	0.73	0.14
P ₂ O ₅	0.19	—	0.10	0.26	0.27	0.33	0.24	0.24	0.27	0.20
H ₂ O	0.98	0.98	0.67	1.01	1.10	0.67	0.60	1.15	1.03	0.78
Q	34.27	34.22	34.51	16.94	13.00	14.29	20.49	25.21	27.26	29.56
OR	26.53	24.35	21.81	14.54	26.24	27.54	15.54	21.33	11.64	26.06
AB	29.28	34.53	37.15	32.92	32.33	30.97	31.06	20.82	32.58	29.87
AN	1.19	1.69	0.69	18.35	15.45	13.67	18.03	15.25	14.31	5.19
HY	2.12	1.29	1.25	7.92	5.50	7.89	9.04	9.06	6.93	4.33
MT	0.22	0.16	1.13	1.17	0.96	1.06	1.41	1.20	1.03	0.41
IL	0.02	0.08	—	2.68	2.72	1.35	1.65	2.03	1.39	0.27
AP	0.44	—	0.23	0.60	0.63	0.76	0.56	0.56	0.63	0.46
C	4.31	2.68	3.63	2.01	1.82	1.87	1.21	1.66	2.68	2.25
Rb	241	250	230	157	184	182	142	183	145	192
Sr	45	10	13	197	195	224	196	182	153	106
Ba	31	—	10	762	1767	1642	682	899	295	280

Leucogranitos deformados (Tipo Río Ciervos): 9005, 9842, 9004.

Granodioritas-adamellitas Tipo Otero de Herreros): 9012, 9013, 9021, 9017, 9018, 9019, 9020.

TABLA 5

	9007	9009	9034	9036	9035	9015	9002	9016
SiO ₂	65.86	68.75	68.91	69.01	69.15	69.28	69.29	69.37
Al ₂ O ₃	15.75	15.20	14.59	14.69	14.73	14.97	15.21	14.67
Fe ₂ O ₃	0.64	0.53	0.44	0.46	0.44	0.51	0.53	0.16
FeO	3.18	2.65	2.20	2.30	2.21	2.54	2.67	2.29
MgO	1.37	0.87	1.04	0.86	0.88	1.04	1.03	0.96
CaO	3.28	2.53	2.04	2.10	2.11	2.18	2.81	2.21
Na ₂ O	3.25	3.49	3.15	3.12	3.10	3.28	3.42	3.19
K ₂ O	3.42	3.82	4.45	4.27	4.44	4.05	3.76	4.36
MnO	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
TiO ₂	0.57	0.44	0.40	0.48	0.44	0.44	0.47	0.42
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.12	0.08	0.10	0.08	0.02	0.11
H ₂ O	1.18	1.00	1.03	1.20	1.06	0.91	0.58	0.72
Q	22.97	25.49	26.55	27.52	27.17	27.05	25.77	26.79
OR	20.21	22.58	26.30	25.23	26.24	23.93	22.22	25.77
AB	27.50	29.57	26.66	26.40	26.23	27.76	28.94	26.99
AN	15.75	12.29	9.34	9.90	9.82	10.29	13.81	10.25
HY	7.91	5.98	5.72	5.30	5.27	6.22	6.37	5.63
MT	0.93	0.77	0.64	0.67	0.64	0.74	0.77	0.67
IL	1.08	0.84	0.76	0.91	0.84	0.84	0.89	0.80
AP	0.19	0.09	0.28	0.19	0.23	0.19	0.05	0.25
C	0.93	0.82	1.17	1.31	1.23	1.42	0.45	0.95
Rb	132	174	231	229	226	181	127	242
Sr	150	127	111	118	115	125	131	109
Ba	462	501	376	408	385	405	463	366

Granodioritas-adamellitas (Tipo El Espinar): 9007, 9009, 9034, 9036, 9035, 9015, 9002, 9016.

TABLA 5
(Continuación)

	9032	9010	9011	9029	9031	9027	9008	9030
SiO ₂	69.50	69.77	69.84	69.96	69.98	70.99	56.68	64.35
Al ₂ O ₃	15.22	15.03	15.10	14.68	14.78	14.80	17.97	16.78
Fe ₂ O ₃	0.09	0.52	0.46	0.43	0.46	0.41	1.22	0.77
FeO	0.47	2.62	2.29	2.17	2.30	2.05	6.11	3.85
MgO	1.21	0.99	0.87	0.77	0.91	0.74	3.52	1.85
CaO	2.24	2.65	2.28	1.99	2.09	1.78	5.40	3.43
Na ₂ O	3.29	3.51	3.27	3.25	3.21	3.35	3.63	3.25
K ₂ O	3.97	3.81	4.05	4.43	4.38	4.65	2.54	2.55
MnO	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.12	0.08
TiO ₂	0.44	0.57	0.44	0.35	0.42	0.44	0.81	0.69
P ₂ O ₅	0.16	0.09	0.08	0.05	0.07	0.19	0.07	0.11
H ₂ O	0.89	0.53	0.10	0.69	0.68	0.78	1.62	1.22
Q	28.94	26.24	28.07	27.39	27.42	28.22	5.31	23.41
OR	23.46	22.52	23.93	26.18	25.88	27.48	15.01	15.07
AB	27.84	29.70	27.67	27.50	27.16	28.35	30.72	27.50
AN	10.07	12.56	10.39	9.55	9.91	7.19	25.24	16.30
DI	—	—	—	—	—	—	0.91	—
HY	3.17	6.04	5.38	5.08	5.53	4.63	17.41	10.05
MT	0.13	0.75	0.67	0.62	0.67	0.59	1.77	1.12
IL	0.84	1.08	0.84	0.66	0.80	0.84	1.54	1.31
AP	0.37	0.21	0.19	0.12	0.16	0.44	0.16	0.25
C	1.82	0.53	1.53	1.04	1.13	1.62	—	2.70
Rb	211	164	202	215	238	245	201	153
Sr	114	138	118	107	112	102	197	134
Ba	378	503	398	362	389	395	386	200

Granodioritas-adamellititas (Tipo El Espinar): 9032, 9010, 9011, 9029, 9031, 9027, 9008+, 9030+ (+ Enclaves).

TABLA 6

	9003	9175	9014	9026	9025	9196	9028
SiO ₂	73.23	73.65	71.44	72.37	72.78	76.43	71.98
Al ₂ O ₃	13.44	13.53	14.45	14.01	14.58	12.92	14.45
Fe ₂ O ₃	0.46	0.38	0.39	0.30	0.29	0.16	0.38
FeO	2.30	1.89	1.95	1.49	1.43	0.82	1.91
MgO	0.71	0.50	0.51	0.41	0.26	0.10	0.67
CaO	1.41	1.34	1.45	0.89	0.89	0.42	1.59
Na ₂ O	3.16	2.56	3.20	3.22	3.43	3.63	3.32
K ₂ O	4.48	5.21	4835	4.92	4.69	4.58	4.59
MnO	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
TiO ₂	0.32	0.26	0.34	0.32	0.26	0.05	0.28
P ₂ O ₅	0.06	—	0.14	0.27	0.21	—	0.09
H ₂ O	0.56	0.43	0.63	0.85	1.14	0.76	0.53
Q	32.22	33.92	29.60	32.50	32.74	36.11	29.66
OR	26.48	30.79	28.54	28.49	27.72	27.07	27.13
AB	26.74	21.66	27.08	27.25	29.02	30.72	28.09
AN	6.60	6.65	6.28	2.65	3.04	2.08	7.30
HY	5.21	4.07	4.06	3.07	2.70	1.63	4.49
MT	0.67	0.55	0.57	0.43	0.42	0.23	0.55
IL	0.61	0.49	0.65	0.61	0.49	0.09	0.53
AP	0.14	—	0.32	0.63	0.49	—	0.21
C	0.97	1.24	1.66	2.52	2.75	1.23	1.34
Rb	212	230	267	287	314	370	222
Sr	93	70	94	69	86	10	95
Ba	355	360	391	267	291	40	382

Adamellitas (Tipo Navas del Marqués): 9003, 9179.

Adamellitas-granitos de grano fino a medio (Tipo Navaldrinal): 9014.

Adamellitas-granitos con cordieritas (Tipo Rinconada): 9026, 9025.

Leucogranitos de grano grueso (Tipo Peguerinos): 9196.

Granitos cordieríticos (Tipo Berrocoto): 9028.

TABLA 6
(Continuación)

	9033	9197	9001	9022	9023	9024
SiO ₂	74.18	77.32	76.56	61.53	70.44	58.39
Al ₂ O ₃	13.36	12.32	12.85	16.15	14.16	16.12
Fe ₂ O ₃	0.20	0.15	0.14	0.86	0.44	1.08
FeO	0.99	0.74	0.69	4.29	2.18	5.42
MgO	0.21	0.08	0.20	2.38	0.75	4.24
CaO	0.69	0.58	0.71	4.07	1.67	5.01
Na ₂ O	3.44	2.76	2.62	3.35	3.32	3.05
K ₂ O	4.71	5.18	6.14	3.15	4.31	2.23
MnO	0.05	0.04	0.02	0.10	0.06	0.17
TiO ₂	0.07	0.07	0.07	0.83	0.38	0.90
P ₂ O ₅	0.09	—	—	0.22	0.09	0.18
H ₂ O	0.63	0.68	0.30	1.24	0.93	1.11
Q	33.86	39.53	35.51	15.61	28.77	11.97
OR	27.83	30.61	36.29	18.62	25.47	13.18
AB	29.11	23.36	22.17	28.35	28.09	25.81
AN	2.84	2.88	3.52	18.76	7.70	23.78
HY	2.15	2.39	1.57	11.91	4.99	18.45
MT	0.29	0.22	0.20	1.25	0.64	1.57
IL	0.13	0.13	0.13	1.58	0.72	1.71
AP	0.21	—	—	0.51	0.21	0.42
C	1.56	1.12	0.60	0.36	1.21	0.01
Rb	269	270	199	171	239	240
Sr	41	20	73	217	101	249
Ba	150	10	309	522	344	302

Leucogranitos: 9033, 9197.

Rocas filonianas: Aplitas: 9001. Pórfidos graníticos-granodioríticos: 9022, 9023.-Enclave en pórfidos granodioríticos: 9024.

4 TECTÓNICA

En la región estudiada se reconocen los efectos de las orogenias Alpina y Hercínica. La primera afecta a la mayor parte de los materiales que la ocupan y dan lugar a la fracturación del basamento precámbrico-paleozoico en bloques y a la adaptación a éstos, ya sea mediante pliegues o fallas, de los sedimentos mesozoicos, terciarios e, incluso a veces, cuaternarios. Es la responsable del levantamiento del Sistema Central, durante el Neógeno, el cual constituye una gran "horst". Muchas de las fallas que limitan a este "horst", han funcionado en régimen inverso.

La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, además de metamórficos e ígneos, que hoy se observan en los materiales precámbricos-paleozoicos. La intensidad de la deformación y del metamorfismo asociados a ella impiden reconocer la posible existencia de deformaciones anteriores, en la mayoría de los materiales metasedimentarios de la región. Solamente en el afloramiento de Ojos Albos, en donde, como ya se ha dicho, el metamorfismo es de grado bajo, puede observarse una discordancia angular entre los metasedimentos ordovícicos y los infrayacentes (Capas del Mediana). Esta discordancia es debido a los movimientos sárdicos, los cuales han sido ampliamente reconocidos en la Zona Centro-Ibérica. En ningún caso se han encontrado estructuras penetrativas ligadas a estos movimientos.

4.1 OROGENIA HERCÍNICA

Se han reconocido en la región la existencia de tres fases principales de deformación, dos de replegamiento suave y dos de fracturación tardihercínica.

Las primeras fases de deformación sólo afectan a las rocas metamórficas orto y paradeirivadas que constituyen los afloramientos de Ojos Albos, La Cañada y El Caloco, mientras que las rocas graníticas, sólo están afectadas por las últimas. A su vez, también se reconocen diferencias entre el afloramiento de Ojos Albos y los otros dos. Así, los metasedimentos de este afloramiento muestran una esquistosidad principal, sin duda, correlacionable con la S_1 y una esquistosidad de crenulación de intensidad muy variable (S_3) que a veces enmascara a la anterior. En conjunto constituye una secuencia normal subhorizontal, atribuible a un flanco inverso basculado por la D_3 , de primera fase (Fig. 9).

En los otros dos afloramientos, sin embargo, la macroestructura no es tan evidente, y la esquistosidad principal que se observa es atribuible a la superposición de la S_1 y la S_2 en muchos casos. Localmente la S_3 puede llegar a ser la esquistosidad principal.

La tercera y cuarta fase generan estructuras de replegamiento asociadas a las cuales se observan ocasionalmente crenulación y esquistosidad de crenulación. Simultáneamente con éstas, tiene comienzo la fracturación tardihercínica.

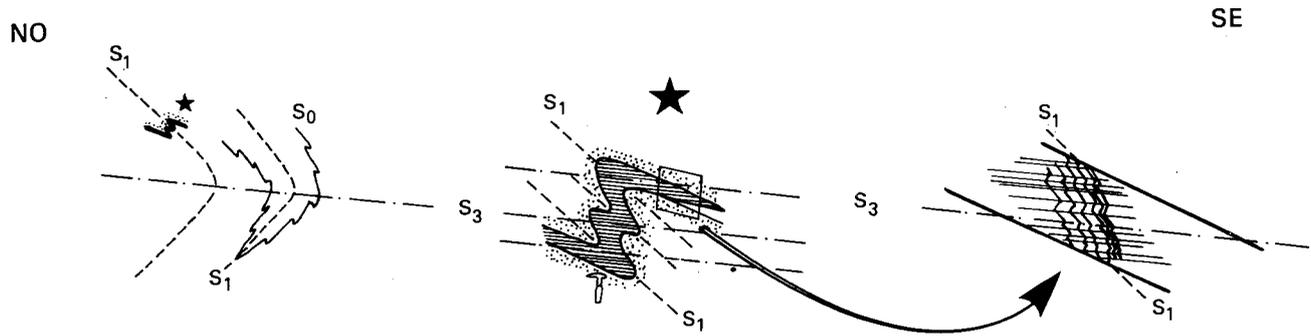


Fig. 9 Relación entre la estratificación S_0 y las esquistosidades principales S_1 y S_3 en la Sierra de Ojos Albos.

4.1.1 Primera fase de deformación (D1)

En el afloramiento de Ojos Albos se reconocen abundantes pliegues de dimensiones métricas a decamétricas atribuibles a esta fase. La superficie axial de los mismos, coincide con la S_1 , la cual se dispone con una dirección entre $N30^\circ E$ y $N70^\circ E$ y un buzamiento variable entre subhorizontal al E y de $30^\circ E$ al O. Los ejes de estos pliegues tienen direcciones que oscilan entre $N20^\circ E$ y $N70^\circ E$, siendo subhorizontales o cabeceando al NE suavemente. Son pliegues asimétricos, inclinados, con vergencia al NO, con geometría próxima a la clase 1C de RAMSAY (1967) para las capas competentes (Fig. 10). El ángulo entre flancos varía entre 50° y 70° , su longitud de onda entre 8 y 12 m. y su amplitud entre 2-8m., en la mayoría de los casos. Aunque su relación con la S_1 , indica una posición de flanco normal, lo que es coincidente con la de la serie estratigráfica, la vergencia de la mesoestructura, al NO, es contraria a la que cabría suponer, de acuerdo con otros sectores de la Cadena Hercínic Peninsular. Por tanto, hay que pensar que la posición actual de las capas no es la que dio lugar a la D1. Esta estructura se ha interpretado como un flanco inverso de D1, con vergencia al E, basculado posteriormente por la D3 (Fig. 9).

En el afloramiento de El Caloco y en el de La Cañada (de escasa extensión en la Hoja), la primera fase de deformación desarrolla una foliación S_1 , ampliamente representada por toda la región. Las deformaciones posteriores la modifican y la reorientan, llegando, incluso, a borrarla totalmente en algunas zonas. Su dirección y buzamiento actuales son variables debido a los plegamientos superpuestos, pero en general predominan las direcciones submeridianas, con buzamientos tanto al E como al O. No se han reconocido estructuras mayores debidas a esta fase. Pero, teniendo en cuenta la geometría de los pliegues menores y sus modelos de interferencia, puede aventurarse la existencia de un sinclinal muy apretado y replegado por las fases posteriores (Fig. 9).

En los neises glandulares la única estructura penetrativa de esta fase es S_1 , que rodea a los grandes feldespatos dejando, algunas veces, sombras de presión. No se observan pliegues en estos metagranitos. Por el contrario, en los metasedimentos se ven pliegues a escala de afloramiento atribuibles a esta primera fase. Son pliegues con tendencia isoclinal, sin gran engrosamiento en la charnela, y con foliación S_1 de plano axial. A menudo están modificados por una deformación por cizalla de segunda fase y replegados por la tercera.

4.1.2 Segunda fase de deformación (D2)

No se aprecian estructuras desarrolladas durante esta fase en el afloramiento de Ojos Albos.

El afloramiento de El Caloco, al igual que el de La Cañada se caracteriza por su heterogeneidad. Afecta a toda la región, pero sus efectos se producen con mayor intensidad a lo largo de corredores o bandas de cizalla, donde, con frecuencia, las rocas adquieren características miloníticas.

En relación con esta fase se desarrolla una fábrica plano-linear subparalela a los contactos litológicos, que únicamente está bien representada en los corredores de cizalla. Sobre la foliación existe una lineación muy marcada con una dirección variable entre $N140^\circ E$ y N-S. En los neises glandulares la lineación está marcada por el fuerte estiramiento de los

fenocristales de feldespato y la orientación de agregados biotíticos y de la sillimanita. En los metasedimentos se trata de una orientación de las micas, de haces de sillimanita, de "ribbons" de cuarzo y, en su caso, de los nódulos de cordierita que, aunque tardíos, crecen orientados según esta lineación.

En ningún lugar de esta zona se observa que S₂ corte claramente a S₁. Parece que existe un paso gradual de una a otra, como si las dos primeras fases fueran un proceso continuo de deformación que se inicia con la formación de pliegues, que gradualmente se reorientan hasta una posición subhorizontal y culmina con el desarrollo de zonas de cizalla ductil en algunos de los flancos inversos.

En la mayor parte de los neises glandulares esta fase no parece demasiado importante, y, se limita a apretar algo más la foliación existente. Sin embargo, a medida que nos acercamos a las bandas con milonitas, el estiramiento de las glándulas se va acentuando dando lugar a unos característicos feldespatos acintados. Cuando la deformación aumenta aún más, se desarrolla una foliación milonítica.

En los metasedimentos, la deformación debida a esta fase es más acusada. Son más frecuentes las rocas miloníticas y las bandas de cizalla con los consiguientes fenómenos de transposición y acuñamiento de capas. Estas zonas de cizalla representan cabalgamientos profundos de los materiales neísicos, probablemente antiguos granitos, sobre metasedimentos que, a su vez, reposan sobre otros ortoneises similares.

En la zona de El Caloco se observa un cabalgamiento relativamente importante al S del pueblo de Vegas de Matute, que superpone un cuerpo de ortoneises sobre una potente serie sedimentaria con mármoles. Tiene una dirección N-S y un buzamiento variable hacia el E, aunque al estar replegado por la tercera fase puede variar, y así en la ladera oriental del cerro de El Caloco la foliación milonítica se hunde hacia el O. Otras dos zonas de cizalla de menor importancia, coincidiendo con estrechos afloramientos de rocas paraderivadas, se localizan entre los neises glandulares más biotíticos de la parte más oriental de la zona; su dirección sigue siendo N-S y su buzamiento hacia el O.

4.1.3 Tercera fase de deformación (D3)

Da lugar en el afloramiento de El Caloco a pliegues mayores de dirección aproximada N160° E y superficie axial con buzamiento variable desde unos 50° al E, hasta muy pocos grados al O, debido a la existencia de pliegues posteriores. Al S de Vegas de Matute se deduce una antiforme en los metasedimentos (corte V-V'-V'' de la Hoja), con ángulo entre flancos de 40° y con sentido de rotación que indica una vergencia al O.

La S₃, generalmente, es una crenulación, sin embargo a veces se desarrolla como una verdadera foliación de aspecto similar a la S₁, paralela a los planos axiales de D3; en estos casos sólo se conservan restos de la S₁ o de S₁₊₂ en algunas charnelas. En el afloramiento de Ojos Albos muchas veces aparece como un intenso bandeado tectónico. Descontando los efectos de las fases posteriores, su posición presentaría un buzamiento cercano a los 30° al E, lo que da lugar a efectos de retrovergenza en las estructuras de D1 y D2.

Los pliegues menores generados en esta fase son muy abundantes. Generalmente son asimétricos, lo que permite deducir las estructuras mayores. En todos ellos no se observa un engrosamiento importante de charnelas.

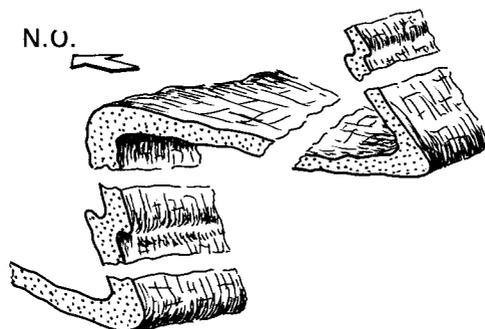
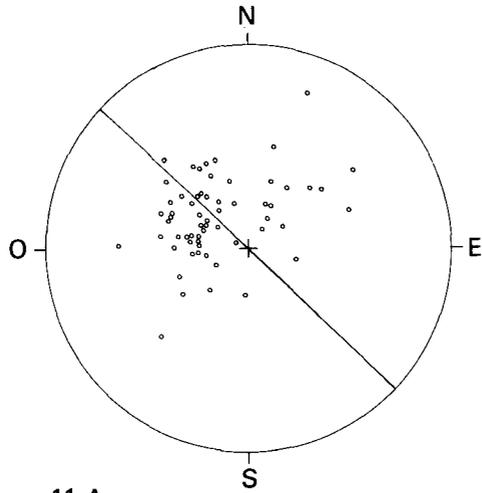
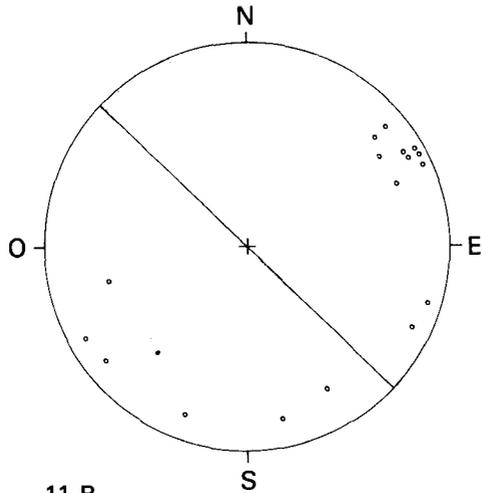


Fig. 10 Geometría aproximada de los pliegues de D1 en una cuarcita del afloramiento de Ojos Albos.



11 A.



11 B.

Fig. 11 Proyección estereográfica polar de los planos axiales de pliegues de D_3 (A) y de los ejes de los mismos (B). En los dos casos se representa el plano axial de D_4 .

Los ejes de estos pliegues y la lineación de crenulación, tienen una dirección que varía entre N150° E y N-S, la cual es sensiblemente paralela a una lineación mineral que se observa frecuentemente en el afloramiento de Ojos Albos. Estas lineaciones en el Cerro de El Caloco se hundían hacia el S en la parte N y hacia el N en la parte S, como consecuencia, probablemente, de una fase posterior.

4.1.4 Cuarta fase de deformación (D4)

Repliega suavemente a las estructuras anteriores. Origina pliegues mayores de gran longitud de onda y pequeña amplitud, de direcciones próximas a N-S y planos axiales sub-verticales (Fig. 11). En el afloramiento de Ojos Albos es atribuible esta fase, al menos en parte, a la estructura en cubeta que conforma la sierra de este nombre. En el Afloramiento de El Caloco encontramos de E a O una sinforma, cuyo plano axial se sitúa en las cercanías del río Moros, una antiforma que afecta al leuconeis de El Caloco y otra sinforma más pequeña en el cerro de La Cabeza.

Asociada a esta fase se observa, a veces, una crenulación o una esquistosidad de crenulación muy grosera (Fig. 11).

En la región de El Caloco se encuentran unas zonas de cizalla que, posiblemente estén relacionadas con esta fase, o quizás con la siguiente. La más importante se localiza al S del pueblo de Otero de Herreros y afecta tanto a los materiales metamórficos como a los granitos vecinos. En el Km. 42,5 de la ctra. entre Otero de Herreros y Vegas de Matute, se puede observar afectando a los granitos. Su dirección es N 155° E buzando unos 60° al SO y su sentido sinistral con una cierta componente de falla normal. Esta cizalla se encuentra desplazada por los desgarres tardihercánicos de dirección NE-SO.

4.1.5 Quinta fase de deformación (D5)

La relación entre esta fase y la anterior en el tiempo no es clara, debido al desarrollo local de ambas. Por tanto, no debe descartarse la posibilidad de una simultaneidad de ambas e incluso un orden temporal invertido al que aquí se supone.

La quinta fase, de todos modos, está peor representada que la anterior. Origina pliegues de dirección aproximada E-O. Probablemente es la responsable de que las lineaciones en el afloramiento de El Caloco, se inclinen hacia el S en la parte N y hacia el N en la parte S. También probablemente es responsable, en parte, de la formación de la cubeta que constituye hoy la Sierra de Ojos Albos.

4.1.6 Etapas de fracturación tardihercánica

Superpuesta a las deformaciones dúctiles se encuentra una densa red de fracturación y de diques que se formó en conexión con las etapas tectónicas clásicamente denominadas tardihercánicas. Esta etapa de fracturación ha sido reconocida en todo el Macizo Hespérico (PARGA 1969 a, ARTHAUD Y MATTE 1975, VEGAS 1975) y ha sido también estudiada en diversos sectores del Sistema Central.

Los movimientos tectónicos del ciclo alpino reactivaron una parte importante de las fallas tardihercínicas, lo que dificulta su interpretación dinámica. En efecto, cuando se estudia la red de fracturación que afecta a las calizas cretácicas, se obtienen prácticamente las mismas direcciones que en el zócalo cristalino herciniano. Surge así la duda ante fallas concretas del zócalo, de si se trata de fallas tardihercínicas reactivadas o no, o de fallas alpinas neoformadas. Por ello el criterio que se ha seguido al abordar la interpretación es considerar únicamente las fallas que controlan diques o filones mineralizados, pues únicamente en estos casos se tiene la seguridad de que la falla no es exclusivamente alpina.

La edad de esta etapa tectónica no se puede precisar en el área de la Hoja.

A escala del Macizo Hespérico es posible suponer una edad Estefano-Pérmica.

Cartográficamente es posible apreciar que en esta Hoja dominan las fallas de dirección N20°-N30° E. Otras familias de fallas orientadas N90°-N100° E, junto con algunas N70°-N80° E completan la red de macrofracturación. Los diques de cuarzo mayores tienden a disponerse según la dirección N20°-N30° E y N70° E, al igual que los clásicos "sierros" de la región de Salamanca (GARCÍA DE FIGUEROA Y PARGA 1971), mientras que los pórfidos lo hacen en dirección próxima a E-O.

El análisis de las fallas claramente tardihercínicas ha permitido diferenciar las grandes etapas tectónicas que en realidad corresponden a dos secuencias de evolución del régimen tectónico regional, más que a eventos concretos. Denominamos a la primera de ellas "Etapa Malagón" por haberse definido por primera vez con claridad en las estaciones de fallas de la Sierra de Malagón. A la segunda etapa la denominamos "Etapa Hiendelaencina" por ser equivalente a una etapa tectónica ya definida en la región oriental del Sistema Central (VICENTE de, et al. 1986). Dicho análisis se ha realizado mediante los diagramas P/T (ANGELIER y MECHLER, 1977), y/R (SIMÓN GÓMEZ, 1986) y e/K' (VICENTE de, 1988).

4.1.6.1 *Etapa Malagón*

Corresponde a la formación de fallas próximas a E-O a las cuales se asocian los ejambres de diques de pórfidos (Fig. 12). Dichas fallas se agrupan en dos familias, una de dirección N100°-N110° E y otra N70°-N90° E. Los buzamientos de las fallas son altos (alrededor de 80°) y las estrías muestran cabeceos bajos, indicando movimientos de desgarre, dextros los primeros y sinestros los segundos. Hay también cabeceos altos, indicando movimientos de tipo normal, no siendo comunes los de valores intermedios.

De su análisis cualitativo, mediante los diagramas mencionados, cabe deducir que dentro de esta etapa existen dos momentos deformacionales diferenciables en el tipo de elipsoide pero no en su orientación; la dirección de máxima compresión horizontal se situó en los N100°E. En un principio la componente normal sería la predominante (distensión uniaxial y fallas normal-direccionales), para pasar posteriormente a desgarres normales. Este tránsito queda reflejado en el diagrama P/T (Fig. 13).

Los diques de pórfidos, de dirección próxima a E-O se formaron en el comienzo de esta etapa tectónica, durante la distensión uniaxial inicial. Bajo este régimen tectónico, los diques de pórfido debieron sufrir desplazamientos como desgarres al final de la etapa. En efecto, se han encontrado en los bordes de algunos diques al norte de la depresión de Campo de Azálvaro, en las cercanías de Peña Morena, rocas miloníticas desarrolladas a partir de los pórfidos.

La dirección de estiramiento de estas milonitas muestra un cabeceo de 3° a 5° según la dirección N80°-N100° E, indicando movimiento de desgarre. Tanto las estructuras observadas en el afloramiento (crenulaciones extensionales, Planos s y c) como a escala de lámina delgada (colas de trituración, cristales fracturados, colas de presión, cristales rotados, poligonizaciones oblicuas, etc.) indican un sentido de desplazamiento a lo largo de la dirección del dique, lo que resulta coherente con el régimen tectónico de desgarres con que terminó la "Etapa Malagón".

4.1.6.2 *Etapa Hiendelaencina*

Durante esta etapa tectónica se formaron fallas entre N20°-N40° E y N75°-N90° E (Fig. 14). En toda la región se encuentran también diques de cuarzo y de baritina con dichas direcciones.

El análisis poblacional da una tectónica de desgarres que evoluciona hacia una distensión radial, con dirección de compresión uniaxial según N55°E (Fig. 15).

La primera parte de esta etapa corresponde a la tectónica tardihercínica clásica, con desgarres frágiles, jugando los de dirección N20°-N30° E como dextrales y los N70°-N90° E como sinestrales. Estas últimas direcciones de fallas se habrían movido anteriormente en la Etapa Malagón, como dextrales.

La etapa Hiendelaencina es claramente posterior a la Malagón, pues los diques de cuarzo cortan siempre a los diques de pórfido. La distensión radial final posiblemente corresponde a la tectónica distensiva Pérmica inmediatamente previa al inicio de las cuencas del ciclo Mesozoico.

4.1.6.3 *La Falla de la Cruz de Hierro*

Es un importante accidente que separa dos dominios muy contrastados, uno al oeste con rocas metamórficas de bajo grado (Preordovícico esquistoso y Ordovícico) y otro al este con gneises glandulares y paragneises en grado metamórfico medio-alto.

Su dirección general es NE-SO, aunque sufre inflexiones y desplazamientos por fallas posteriores de direcciones variables. Su prolongación hacia el NE es problemática pues no se encuentran rocas de falla, pero sí una cierta diferencia entre los tipos de granitoides a un lado y a otro.

Dos tipos de rocas de fallas se han encontrado en ella. En el lado de los esquistos ordovícicos se encuentran filonitas finamente esquistosas, formadas principalmente por micas blancas con venas de cuarzo recrystalizado plegadas. La matriz muestra pliegues intrafoliales. Del lado de los ortoneises glandulares se ve una protocataclasita con poca matriz y sin orientación, con fragmentos angulosos poliminerales formados por cuarzo, feldespato potásico y algunas plagioclasas. Se encuentran también fragmentos de cataclasita indicando sucesivas etapas de movimiento, así como frecuentes venillas de micas blancas y cloritas.

Las estructuras que muestran estas rocas de falla indican que experimentó varias etapas de movimiento. En las filonitas existen unos planos S muy definidos y penetrativos asociados a planos C de 2 a 6 cm. de separación. Tanto estas estructuras S-C como las colas de trituración en unos pocos porfiroclastos cuarcíticos, indican un sentido de movimiento de

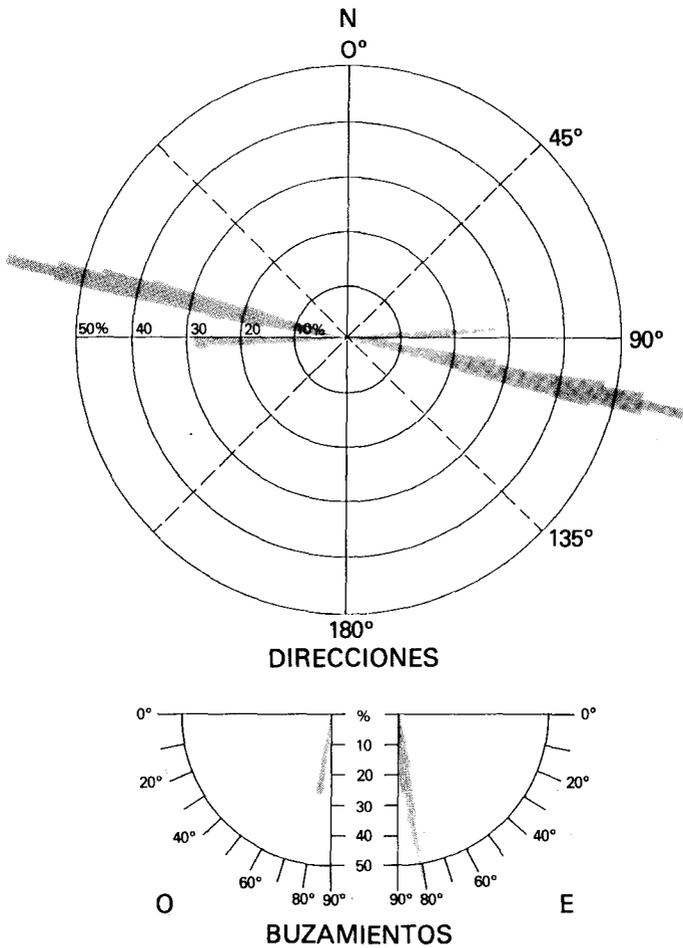


Fig. 12 Diagramas de frecuencia (direcciones y buzamientos) de las fallas asociadas a la Etapa Malagón. Datos tomados en estaciones repartidas en las Hojas de las Navas del Marqués, El Espinar y Cercedilla.

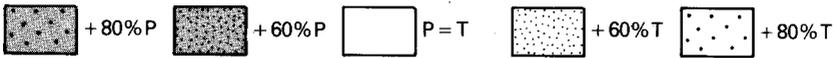
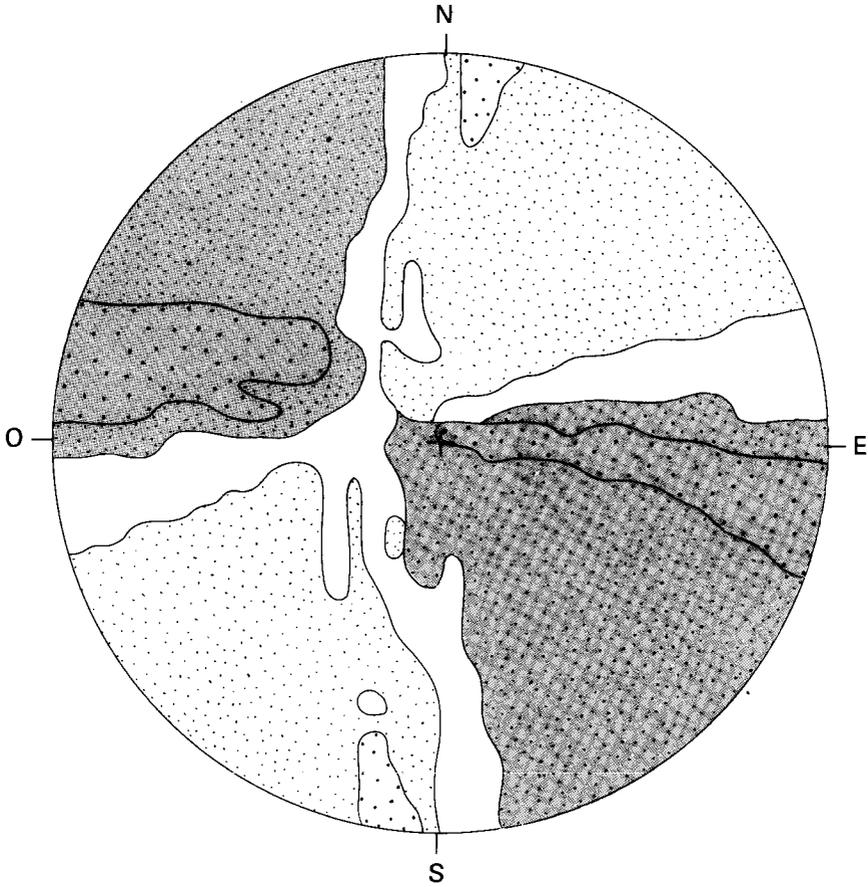


Fig. 13 Diagrama de ejes P (compresión) y T (tensión) obtenidos con los datos de la Etapa Malagón.

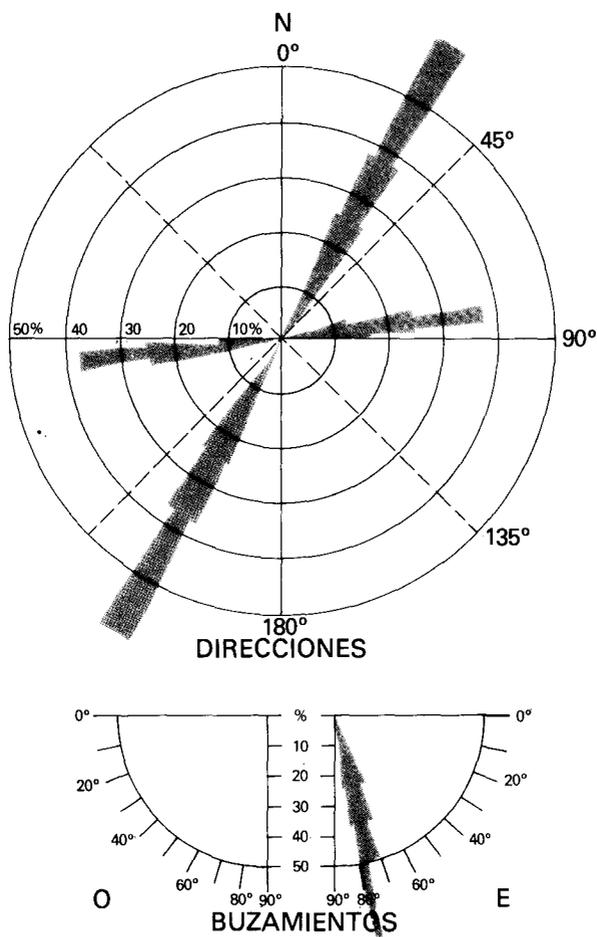


Fig. 14 Diagrama de frecuencia (direcciones y buzamientos) de las fallas asociadas a la Etapa Hiendelaencina. Datos tomados en estaciones repartidas en las Hojas de Las Navas del Marqués, El Espinar y Cercedilla.

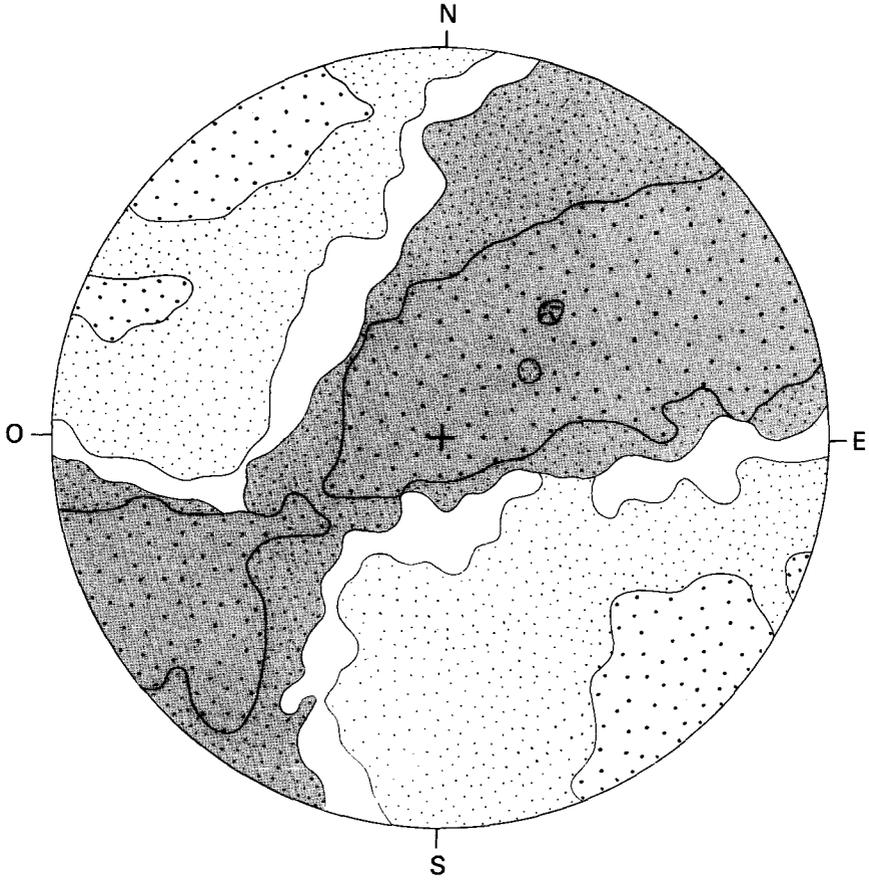


Fig. 15 Diagrama P/T para la Etapa Hiendelaencina

tipo falla inversa, levantándose el lado NO sobre el SE, con una dirección de transporte N136° E. Este tipo de movimiento no explica las diferencias actuales de grado metamórfico a un lado y a otro, por lo que debe pensarse en un movimiento previo importante de tipo desgarre o falla normal.

4.2 OROGENIA ALPINA

Aunque el área del Sistema Central se localiza fuera de las zonas importantes de sedimentación y de deformación Alpinas, es decir, en la unidad cratónica de la Península, la región fue sometida a campos de esfuerzos que dieron lugar a movimientos a lo largo de fallas. Estas fallas son normalmente antiguas fracturas tardihercínicas que experimentaron reactivación con direcciones y sentidos de deslizamiento variables en función de la orientación de la falla y la forma del tensor de esfuerzos tectónicos.

El zócalo herciniano se deformó mediante dicha tectónica de bloques, con fuerte levantamiento de algunos hasta cotas que en esta Hoja llegan a los 1.900 m., y hundimiento de otros como cuencas receptoras de sedimentos terciarios.

Los depósitos cretácicos se adaptaron a las deformaciones del zócalo al actuar como un tegumento en el que, consecuentemente, las estructuras más importantes, son las homoclinales, en el borde de su afloramiento, y los pliegues monoclinales, independientemente de una red de fracturación frágil.

La fosa de Campo de Azálvaro corresponde a un bloque hundido mediante fallas de dirección NE-SO y fallas E-O.

La realización de dos perfiles gravimétricos ha permitido conocer la forma de esta fosa. Su modelo final (Fig. 16) corresponde a una cuenca casi simétrica, limitada por fallas al norte y sur, y con un espesor de sedimentos en su zona central de unos 400 m.

Tres etapas tectónicas alpinas se han reconocido en la región:

4.2.1 Etapa Ibérica

Corresponde a la compresión mayor que estructuró la Cordillera Ibérica. Fallas de direcciones N10°-N30° E y N60°-N100° E se pueden asociar a esta etapa. El régimen tectónico es en forma de compresión, según N60°E con elipsoides de tipo desgarres puros y desgarres normales. Probablemente, la distensión siguió a la compresión, siendo ésta la responsable de la estructuración de la alineación de fosas que desde la del Alberche en Avila, y pasando por la de Campo de Azálvaro afectan a este sector del Sistema Central según un acentuado movimiento en la vertical y escasa componente en dirección.

En el borde norte de la depresión del Campo de Azálvaro, el Cretácico-Paleógeno se encuentra afectado por pliegues de dirección ONO-ESE que suponemos relacionados con las etapas iniciales compresivas de esta etapa.

Respecto a la edad, sólo se puede suponer como anterior a la "fase arcósica" de relleno de las fosas terciarias y por lo tanto como probablemente intraoligocena.

4.2.2 Etapa N-S

Se asocia al desarrollo de desgarres de direcciones N20°-N50° E y N140°-N175° E. Tam-

bién se aprecian movimientos en fallas con algun componente de tipo normal.

4.2.3 Etapa Guadarrama

Se trata de la etapa tectónica Alpina mejor representada en el área. Corresponde a la misma compresión regional que generó las últimas estructuras transversas de la Cordillera Ibérica (CAPOTE et al. 1982) y que puede ponerse en relación con las últimas deformaciones en la Cordillera Bética durante las cuales fueron transmitidos al interior de la Península campos de esfuerzos compresivos según la dirección NO-SE.

En esta etapa jugaron fallas inversas con direcciones N20°-N40° E y N75° E, todas ellas con buzamientos bajos (20°-30°) y sistemas de desgarres ligeramente inversos, con direcciones similares pero mayores buzamientos, o ligeramente normales, con direcciones N130° E y N155° E.

Del análisis poblacional se obtienen los tipos de elipsoides mencionados, pero siempre con una dirección de máxima compresión horizontal según N145°E (Fig. 17).

Los pliegues en el Cretácico de Valdeprados se desarrollaron en relación con esta compresión, al igual que el levantamiento general de los bloques del zócalo herciniano. Esta etapa pudo mover fallas que ya lo habían hecho en la Etapa Ibérica, pero con una ligera componente inversa, por lo que las fallas que limitan el sistema de fosas del Alberche-Campo de Azálvaro pueden haber jugado de una manera compleja, desde fallas normales a desgarres ligeramente inversos, pero siempre con buzamientos altos.

La edad se puede fijar como intramiocena en función de las edades observables en el registro sedimentario, tanto en la depresión del Duero, como en la del Tajo.

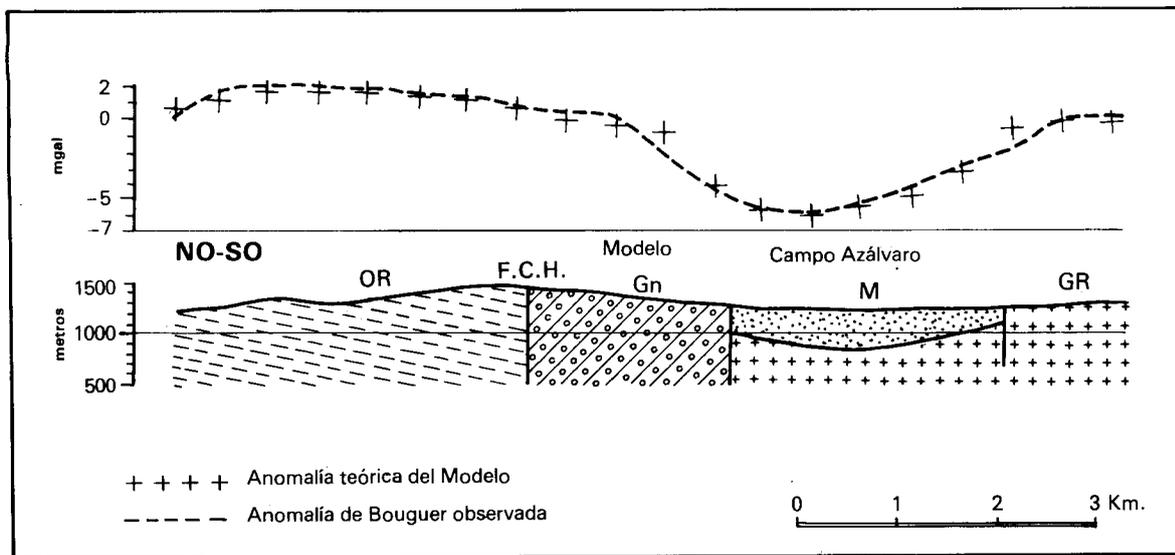


Fig. 16 Anomalía gravimétrica del Bouguer observada y modelo interpretativo de Cuenca terciaria. Or. ordovícico, Gn. gneis glandular, M. terciario, Gr. granito, F.C.H. falla de la Cruz de Hierro.

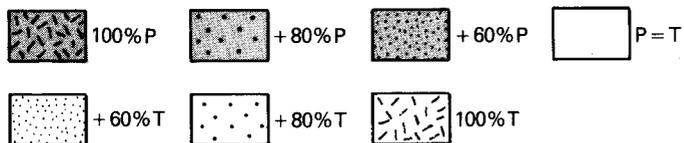
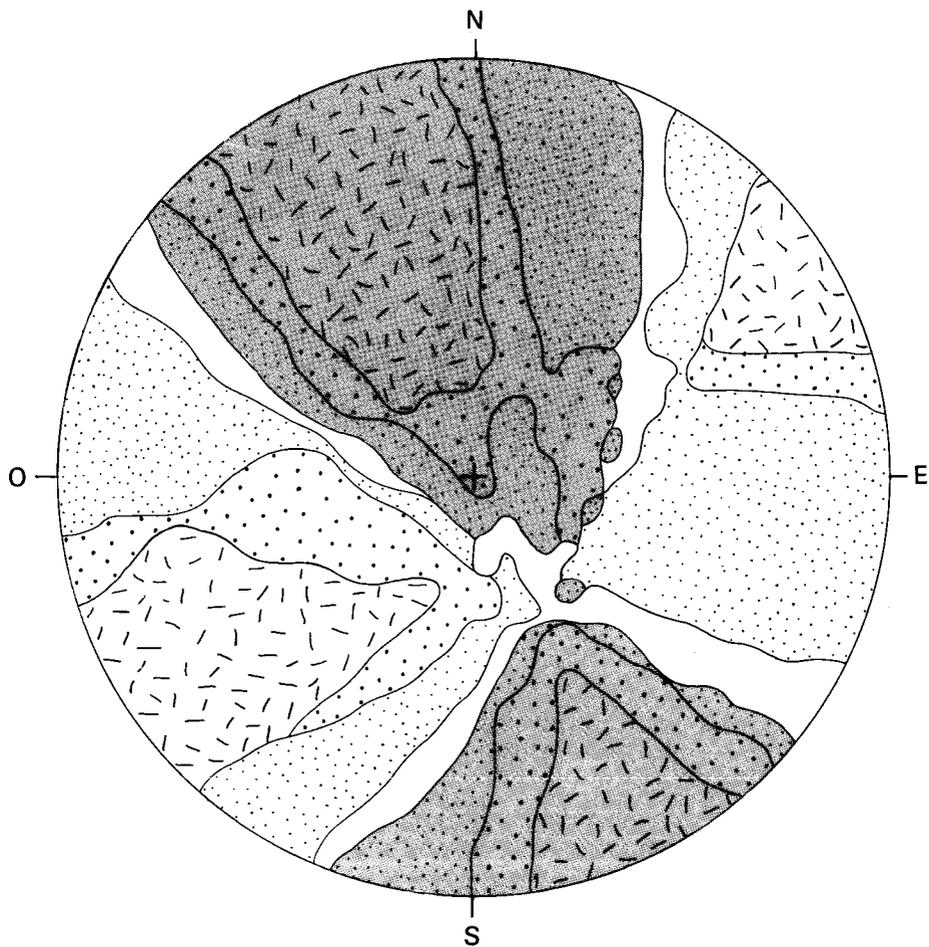


Fig. 17 Diagrama P/T de la Etapa Guadarrama

5 GEOMORFOLOGÍA

5.1 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS GENERALES

La geomorfología del Sistema Central, como la de casi todos los Macizos Antiguos reactivados, está controlada, a nivel global, por las formas asociadas a los grandes aplanamientos que, en general, van a constituir las paleoformas o formas heredadas.

A esos rasgos que, por extensión superficial y significado genético, podríamos denominarles "megamorfológicos", se les superponen otros, derivados de la acción de los procesos actuales y subactuales, que entran en el contexto de formas de detalle y cuyo resultado último es el de anular o degradar las morfologías previas o heredadas. Esto no impide el que, en zonas y con procesos determinados, puedan llegarse a definir también verdaderas "megamorfologías" recientes, tanto más cuanto más intensos sean los procesos degradantes, tal como ocurre en las cuencas sedimentarias adyacentes.

En consecuencia, el planteamiento general de las características geomorfológicas de estas zonas que nos ocupan puede realizarse en dos grandes apartados:

- 1) Las superficies de aplanamiento que, junto a la morfoestructura, configuran en su mayoría, los grandes rasgos del relieve actual.
- 2) El modelado reciente, Cuaternario y Pliocuaternario, sobreimpuesto al anterior y que, también en su mayoría, define las formas de detalle.

La separación entre ambos grupos morfológicos será tanto más fácil cuanto más generalizado haya sido el aplanamiento y más reciente su desnivelación. Cuando, como ocurre en el Sistema Central, pueden establecerse varias fases para ambos acontecimientos, no siempre es posible distinguir tajantemente entre formas heredadas y formas en equilibrio con los procesos morfogenéticos actuales y/o subactuales.

5.1.1 Las superficies de erosión

Aunque el reconocimiento de la presencia de grandes superficies de aplanamiento en la Meseta es anterior (FISCHER 1894, SCHMIEDER 1915, etc.) fue SCHWENZNER en 1936 quien, apoyándose en esos trabajos hizo el planteamiento más completo en lo referente a estos temas.

Aplicando al Sistema Central el modelo genético de PENCK, W. (1972) o de la "Escalera de Piedemonte", establece una morfografía que aún hoy conserva actualidad. Esta se define mediante una Superficie de Cumbres, de edad Intraterciaria (post-Oligoceno Inferior a Pretortonense) y tres de Meseta, las M3, M2 y M1. La M3, que forma las Parameras actuales y sus relieves asociados, correspondería a una edad Finimiocena y las M2 y M1, que forman los piedemontes y Campiñas, son, según este autor, de edad Pliocena. A estas superficies que configuran la "Escalera de Piedemonte", habría que añadir las antiguas hoy fosilizadas y/o exhumadas parcialmente en algunos puntos, tal como son la pretriásica y precenomanense.

Un nuevo enfoque para la morfogénesis del Sistema Central procede de SOLÉ, (1952). Este autor, se inclinaría más por un modelo convergente con el de DAVIS (1899), es decir, de desnivelaciones de arrasamientos totales no parciales. De este modo el relieve actual sería el resultado de un proceso de desnivelación de una superficie o Penillanura Fundamental Miocena. Los piedemontes, siguiendo las ideas de BIROT (1937), serían el resultado de un proceso de pedimentación bajo condiciones áridas y/o semiáridas establecidas durante el Plioceno.

En este caso tanto la superficie de Cumbres, como la de Paramera (M3 de SCHWENZNER op. cit.) serían los restos de una panillanura finimiocena, elevados por la tectónica a su posición actual y los piedemontes (M2 y M1 de SCHWENZNER op. cit.) corresponderían a PEDIMENTS en su sentido más exacto. Apoyándose en ambos modelos, en el carácter de los sedimentos de las cuencas terciarias, facies típicas de abanicos aluviales, así como en las aportaciones de otros autores en lo referente al significado paleoclimático de los relieves residuales y otros rasgos (BOTELLA y de HORNOS 1884, CALDERÓN y ARANA 1884 a y b, VAUDOUR 1977, GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ VIDAL 1978), PEDRAZA (1978) regresa al modelo de PENCK W. (1972) propuesto para el Sistema Central por SCHWENZNER (op. cit.), a la vez que destaca, siguiendo a SOLÉ (op. cit.). Los movimientos desniveladores recientes como responsables, en último término, de la morfoestructura en bloques.

En contraste con los autores precedentes, PEDRAZA (op. cit.) establece la superficie de Cumbres y la de Paramera (M3 de SCHWENZNER op. cit.) como los restos de una "Penillanura poligénica y heterocrona" que cumpliría la función de "Penillanura fundamental" o primaria de los autores anteriores (intraterciaria de SCHWENZNER op. cit. y finimiocena de SOLÉ op. cit.).

Siguiendo las teorías recientes (KLEIN, 1959), ésta sería una "superficie tipo penillanura" elaborada bajo sistemas morfogenéticos muy diversos (de donde deriva su poligenismo ya citado por SOLÉ. op. cit.) y que prosigue su evolución hasta que queda fosilizada (hechos notables en el Triásico y Cretácico en algunos sectores orientales del Sistema Central) o desnivelada por los movimientos alpidicos (de donde deriva su heterocronía), lo cual ocurre al inicio del denominado "ciclo arcósico" (PEDRAZA op. cit.) a principio del Neógeno y/o finales del Paleógeno.

Ese "ciclo arcósico" representa, en esta interpretación, los sedimentos correlativos a una pediplanación de Sabana, según el modelo de "superficies grabadas" (BÜDELL, 1957). Aún es problemática la edad de los frentes de alteración, si bien el lavado se iniciaría en el Paleógeno llegando hasta el Plioceno con la colmatación de las cuencas, formación de un sediplano y la desnivelación que consolida la morfoestructura en bloques.

Terminan esta etapa las fases de Pedimentación bajo condiciones de tipo semiárido, que retocan las morfologías anteriores, consolidan los Pediments de las Rampas, definen las superficies de erosión de las cuencas, tanto en Los Páramos como en Las Campiñas, y generan los mantos de acarreo del Plioceno Medio, Superior y/o Plio-Pleistoceno. Destacan en estos casos los materiales de la Raña ("sensu lato") y sus asociados sobre los páramos.

Es importante destacar aquí que, tras estos acontecimientos, el "Pediment de Sabana" quedaría sustituido por los "Pediments Áridos". Algunos rellanos, hombreras y cerros que actualmente se pueden observar a cotas intermedias entre las Parameras (M3 de SCHWENZNER op. cit.) y Las Rampas o Pediments ("sensu stricto") (M2 y M1 de SCHWENZNER

op. cit.) muchos autores (PEDRAZA op. cit., CABRA et al. 1983, CENTENO 1983 y CENTENO et al. 1983) los interpretan como residuos de ese Pediment de Sabana.

GARZÓN (1980) establece como superficie fundamental la finicretática, dando un carácter de superficie de lavado en condiciones de alta humedad y temperatura y que, durante el "ciclo arcósico" (PEDRAZA op. cit.) sería reelaborada hasta alcanzar una configuración "tipo penillanura". Desnivelaciones posteriores la dejarían ocupando el nivel de cumbres y el de Paramera (M3 de SCHWENZNER op. cit.). Para GARZÓN (op. cit.) las Ramas serían el resultado de un proceso de exhumación de la antigua superficie finicretática que habría quedado fosilizada durante el ciclo arcósico.

Aunque sea difícil armonizar estas interpretaciones, a modo de síntesis podríamos concluir:

La morfología, se acepte o no el modelo genético de PENCK, W. (op. cit.) aplicado por SCHWENZNER, (op. cit.) responde a un sistema de superficies escalonadas tal como fueran señaladas por este autor. Superficie de Cumbres, y Llanuras de Meseta (M3, M2 y M1), en el Macizo, así como superficies de Campiñas (equivalentes a la M1) y superficies de Los Páramos, en la Cuenca, definen dicha morfología a la que se "sobreimpone" la generada por los procesos actuales y subactuales, en general, cuaternarios. Todos estos, dada su actuación reciente, han sido incapaces aún de generar una morfología con la misma entidad espacial y geométrica que la anterior por lo que, salvo en los grandes cauces fluviales y en algunas vertientes, no pueden considerarse con otra categoría que la de "elementos sobreimpuestos", a dicha morfología previa.

5.1.2 El modelado de detalle. La evolución cuaternaria

Dado el nivel de detalle a que se desciende en la cronología y litoestratigrafía del Período Cuaternario, a veces se hace difícil el encuadre de estos acontecimientos si, como ocurre en el Sistema Central y sus zonas de borde, los depósitos son escasos y las series muy parciales.

Por otro lado un enfoque general del Cuaternario también suele presentar problemas pues, a medida que nos acercamos a la actualidad y a partir de los tiempos alpinos que consolidan la gran divisoria castellana o Sistema Central, los fenómenos van adquiriendo una notable zonación por lo que casi siempre debe acudir a los análisis regionales para encontrar una referencia homogénea en los procesos.

A pesar de ello, en estas zonas y para este período, podemos referir tres grandes grupos de procesos: fluviales y asociados, glaciares y periglaciares y gravitacionales y/o mixtos. Todos ellos van a constituir la base cartográfica fundamental, a nivel de Elementos Geomorfológicos.

1.2 a) Fenómenos fluviales y asociados.

En estos casos el punto de partida hace siempre referencia al momento en que puede considerarse iniciado el proceso de definición de la red hidrográfica actual.

Allí donde hay una representación de los abanicos de Piedemonte que depositaron materiales "tipo raña", el problema parece bien centrado, ya que estos serían los últimos

representantes de las redes previas o los inicios de las actuales.

Tampoco presenta mayor problema centrar esta transición allí donde puede definirse un complejo sistema de vertientes con rellanos mixtos, tipo glacis, escalonados y a veces con depósito (Vertientes glacis, PEDRAZA o. c.). Estos forman la transición entre las grandes llanuras precuaternarias y los valles de aterramiento, son, por tanto, los primeros representantes de las redes actuales.

Cuando esos elementos morfológicos no están presentes, tal como suele ocurrir dentro del Macizo, el problema se complica y es difícil precisar cual es el grado de permanencia o continuidad entre las redes fluviales previas y las actuales. Hay zonas en que pueden encontrarse datos que apoyan el paralelismo evolutivo en las redes fluviales de dentro y fuera del Macizo; tal es el caso de los abanicos de piedemonte del Cuaternario antiguo y Pliopleistoceno y los desarrollos de terrazas citados en las cuencas del río Guadalix por LAZARO OCHAITA (1976). Por el contrario, en otros lugares parecen apuntarse fenómenos que implicarían una remodelación bastante brusca en el trazado de la red, tal es la evolución propuesta por HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1930) para la red del Guadarrama meridional en toda la depresión de Manzanares el Real-Guadalix-Redueña, y que, por tanto, contradice en cierto modo lo expuesto anteriormente, al implicar también a los ríos Miraflores-Guadalix.

Tal como señalamos, la ausencia de depósitos o formas erosivas asociadas a estos procesos no permiten concluir nada al respecto. Señalemos únicamente los depósitos descritos por CABRA et al. (op. cit.) en la zona de Redueña, que, en principio, servirían de base de apoyo a la teoría expuesta por HERNÁNDEZ PACHECO, F. (op. cit.) si bien sólo confirmada en su zona oriental y para tiempos más recientes.

En este sentido hay que tener muy en cuenta la movilidad tectónica diferencial, pues tal como se ha señalado, en otras zonas del Sistema Central (PEDRAZA, 1976), las subsidencias en los bordes de la Cuenca, tanto del Duero como del Tajo, provocan un movimiento relativo de elevación en el Macizo que favorece los encajamientos y, por ello, la generación de formas de incisión, proceso que se mantiene hasta los tiempos presentes pues, salvo ciertas depresiones interiores cuya evolución es, hasta cierto punto, paralela a la de los bordes de Cuenca, en el resto del Macizo no encontramos terrazas con altura superior a los 5-10 m. y lo normal es que no exista más que la actual.

Asociados a los fenómenos de encauzamiento, que son generales en todas las zonas, pueden establecerse otros de desarrollo local muy condicionados por la morfología y cuya secuencia temporal es problemática, tal son los conos de deyección, arroyadas y los fondos de depresión tipo Navas, en su mayoría activos.

1.2 b) Fenómenos periglaciares.

Este tipo de procesos, mucho más escasos y localizados que los anteriores, tienen suma importancia por cuanto significan un punto de referencia notable en la morfogénesis reciente del Sistema Central.

En lo referente al periglacialismo, es difícil precisar su carácter en el tiempo. La mayoría de los fenómenos solifluidales y de gelifración es evidente que debieron presentar un

desarrollo mayor, en intensidad y reparto en las fases y estadios glaciares, que en la actualidad.

Tampoco aquí, sin embargo, hay nada concluyente. Aunque se citan ciertos depósitos de ladera, e incluso mixtos asociados a una importante fase fría que se desarrolló en el equivalente a la fase glacial Riss, lo cierto es que salvo los fenómenos de gelifración, que aún siendo funcionales en la actualidad, debe establecerse para ellos una notable atenuación como demuestran las concentraciones de canchales antiguos, el resto, solifluxión, enlosados, guirnaldas, rosetones, céspedes almohadillados, etc., dado su desarrollo y localización actual, así como la ausencia de formas antiguas de este tipo, son perfectamente asociables a las condiciones actuales para el desarrollo de los mismos. Incluso, tal como se ha demostrado en zonas similares del Sistema Central, y tal como aquí se describirá en el apartado correspondiente a los elementos, pueden darse actualmente, condiciones aptas para desarrollar, no sólo esos elementos citados, sino también otros que denuncian una mayor eficacia del proceso periglacial, tal son los "círculos de piedra con tendencia poligonal", (PEDRAZA, et al., 1988) y los "hidrolacolitos" (MOLINA Y PELLITERO, 1982).

1.2 c) Fenómenos gravitacionales y/o mixtos.

Este término, siempre impreciso, se refiere a los materiales que tapizan las vertientes y/o se concentran en su base y son el producto de la caída preferentemente regulada por la gravedad pero más o menos asistida por otros procesos como la arroyada, incluso la solifluxión, etc. En conjunto se agrupan bajo la denominación de coluviones.

Su control cronológico es prácticamente imposible, aunque pueda insinuarse un desarrollo atenuado en la actualidad frente a otras etapas del Pleistoceno y/o Holoceno antiguo.

5.2 SISTEMA CARTOGRÁFICO

EL problema principal a que hemos de enfrentarnos en el campo de la cartografía geomorfológica deriva de la ausencia tanto de una simbología precisa y acordada, como de unas unidades básicas que sirvan como referencia geométrica, genética y evolutiva.

Ante estas deficiencias cada especialista, de acuerdo con sus necesidades, viene realizando la cartografía que considera más adecuada, bien destacando los grupos de formas, bien los procesos morfogenéticos, etc.

En este caso y dados los precedentes de nuestras investigaciones sobre la cartografía geomorfológica en el Sistema Central (PEDRAZA 1978, CENTENO 1983, CENTENO, et al., 1983, RUBIO, 1984) creemos procedente establecer aquí el sistema de delimitación de unidades como referencia básica.

De esta manera se diferencian unas porciones del relieve que se han generado según unos procesos o sistema de ellos, con un contenido evolutivo y una geometría específica presente aún en el terreno y/o fácilmente deducible a pesar de los procesos posteriores más o menos degradantes. Dichas porciones constituyen las UNIDADES GEOMORFOLOGICAS.

Las unidades geomorfológicas pueden ser compartimentadas en formas de menor rango: LOS ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS sirven para establecer las mínimas referencias geométricas (pendientes, escarpes, articulaciones, etc., dando formas primarias) y genéticas (acciones y agentes del modelado que asociadas configuran un proceso morfogenético) a la hora de establecer categorías de relieves: regiones naturales, regiones morfoestructurales, es decir, megamorfológicas, se hacen mediante la agrupación de esas unidades geomorfológicas.

Dados los objetivos de este mapa, se elude el segundo proceso, aunque ha quedado referenciado en la introducción, para centrarnos en la cartografía de los elementos. Estos, de acuerdo con los métodos referidos, se agrupan según varias categorías, así:

PROPIOS: son aquéllos que caracterizan a una unidad y por tanto, su ausencia implica la imposibilidad de definirla. Siempre tienen una entidad geométrica, pues se trata de formas, aunque a veces se asocian a un agente o una acción modeladora específica, tanto más frecuente cuanto más reciente sea la génesis de la unidad y viceversa.

SOBREIMPUESTOS: son aquellos elementos que se asocian a la unidad desde un punto de vista espacial, pero la distorsionan desde el punto de vista geométrico, genético y/o evolutivo.

Esta asociación puede ser por:

HERENCIA: caso de elementos residuales de unidades previas que no fueron anulados al elaborarse la nueva unidad.

DEGRADACIÓN: caso de los elementos que se asocian a los nuevos procesos morfogenéticos que sustituyen a los propios y específicos generadores de la unidad. Son por tanto elementos que tienden a sustituir a los propios y característicos de la unidad en base a definir una nueva.

5.3 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

5.3.1 Superficie tipo penillanura en cumbres

Corresponde a la superficie de Cumbres (Sc) de SCHWENZNER (1936). Está formada por una serie de planicies suavemente alomadas dando lugar a las divisorias principales de la región. En el macizo de la Sierra de Ojos Albos, esta unidad queda reducida a una estrecha franja alargada vinculada directamente con litologías metamórficas más resistentes. Son característicos algunos relieves de tipo "monadnock" y extensas áreas en las que aflora un sustrato suavemente alterado (arenización). Asociadas a estas alteraciones son frecuentes las depresiones de tipo Nava, con desarrollo de suelos hidromorfos y a veces turberas ácidas.

Como consecuencia del rango de altitudes en que aparece, en toda la superficie se encuentran signos de actividad periglacial de diversa intensidad: suelos entocados, máfita

xión, guirnaldas y rosetones, césped almohadillado, etc. La distribución de estas formas corresponde con la de esta unidad.

5.3.2 Superficie tipo penillanura en paramera

Corresponde con la superficie de Meseta M3 de SCHWENZNER (1936). Su morfología es propia de superficies de tipo penillanura, con relieves residuales de tipo "monadnock", y gran abundancia de arenizaciones y navas. Dentro del Sistema Central los mejores ejemplos de esta superficie corresponden a las parameras abulenses (y entre ellas las de la zona que nos ocupa, en el sector de Navalperal de Pinares-Navas del Marqués). Fuera de allí queda reducida a pequeños replanos colgados a media ladera o culminando elevaciones secundarias.

Esta morfología de replanos a diferentes alturas pueden enmascarar la existencia de otras superficies entre ésta y las de tipo pediment, como de hecho ya ha sido señalado en diferentes trabajos (PEDRAZA, 1978; CABRA et al., 1983; CENTENO 1983; CENTENO et al., 1983; CENTENO, 1987 y FERNÁNDEZ, P. 1988 para esta zona concreta de trabajo). De hecho la aparición en los bordes y rellanos inferiores de esta superficie de relieves residuales tipo "inselberg" parece confirmar dicha hipótesis. Sin embargo, el problema sigue siendo objeto de estudio por lo que no puede diferenciarse una nueva superficie con categoría de unidad.

Hay también signo de procesos periglaciares, pero todos ellos de menor intensidad que en la zona de Cumbres: guirnaldas y rosetones, solifluxión.

5.3.3 Laderas

Son formas de enlace entre las diferentes superficies escalonadas: En general se trata de pendientes abruptas o medias, rectilíneas y con tendencia únicamente modificada por la presencia de formas de origen fluvio-torrencial, gravitacional, etc.

Estas características y su asociación a grandes líneas de fractura hacen que se interpreten como desniveles de origen tectónico. En algunos casos se reconocen restos de formas facetadas que apoyan dicha interpretación.

Se distinguen por morfología dos tramos, situados encima y debajo de la superficie de paramera, y cuando ésta no aparece, los dos tramos son discernibles por su morfología. La mayor abundancia de alteraciones en el tramo superior le dan una uniformidad que no posee el tramo inferior donde por una mayor denudación, predominan las formas de tipo berrocal .

En los tramos más altos se detectan fenómenos periglaciares que dan lugar, principalmente, a la formación de canchales. En toda la ladera hay además un recubrimiento, de espesor variable, formado por suelos, regolito y sus removilizaciones por gravedad, arroyada, solifluxión, etc.

5.3.4 Superficie tipo pediment

Corresponde a las superficies de Meseta M2 y M1 de SCHWENZNER (1936). Se trata de

superficies tipo pediment más o menos degradadas por la acción fluvial posterior.

En detalle, forman esta unidad un conjunto de restos de planicie con pendientes centrifugas a partir de la base de las elevaciones principales. El enlace ladera-pediment se produce generalmente por un nick.

El elemento morfológico más característico son los relieves residuales de tipo inselberg, de los que se han diferenciado (PEDRAZA 1978) tres generaciones, en relación con otros tantos replanos escalonados. De estos replanos los dos superiores (M2 y M1 de SCHWENZNER) son normalmente interpretados como pediments s.s., mientras el inferior podría correlacionarse con las "vertientes glaciares" de la cuenca (PEDRAZA, 1978). En la zona que nos ocupa como en otras zonas próximas (Rampa de El Escorial/ Rampa de Segovia) no es posible definir y diferenciar claramente estos replanos, por lo que se agrupan en una sola unidad denominada "tipo pediment" queriendo indicar su sentido amplio.

Además de los encajamientos lineales de la red fluvial (gargantas), son características las depresiones tipo Nava asociadas a zonas de intensa arenización, que actualmente sufren frecuentes procesos de encharcamientos y formación de suelos hidromorfos. En las vertientes hay un lavado activo del regolito y, en consecuencia, la producción de berrocales de diversos tipos. En el extremo occidental de la Hoja la superficie está localmente fosilizada por los depósitos de tipo raña, con los que enrasa morfológicamente.

5.3.5 Fondos de depresiones interiores y corredores

Las depresiones tectónicas del Sistema Central tienen frecuentemente un fondo de tendencia plana limitado por laderas escarpadas de origen estructural. En todos los casos el fondo de la depresión tiene morfología convergente y a menudo correlacionable con alguna de las otras unidades definidas.

Las depresiones de Campo de Azálvaro y Río Moros, al sur de la Hoja, tienen forma alargada según una dirección E-O o ENE-OSO. En ambos casos la depresión está limitada por fracturas escalonadas de direcciones E-O y NE-SO, y aparecen depósitos cretácicos que en Campo de Azálvaro llevan asociadas formas estructurales; en esta última depresión hay una gran extensión de depósitos terciarios sobre los que la morfología es equivalente a las de las cuencas (Campiña y Vertientes Glaciares), así como depósitos aluviales de terrazas bajas. Allí donde faltan los depósitos la morfología es análoga a la de las superficies de tipo pediment, forma que predomina en la depresión del Río Moros.

Se incluye en esta unidad una serie de depresiones de mayor tamaño y forma lineal. Se trata de valles de origen tectónico y ocasionalmente de fondo plano que enlazan superficies de igual cota o albergan cursos de tipo rectilíneo.

5.3.6 Superficie culminante en divisorias/Superficie tipo raña

Es un aplanamiento morfológico, colgado e individualizado de los cauces actuales que constituyen el nivel más alto, el culminante, dentro de los depósitos de la cuenca. Dicho aplanamiento define así una planicie de erosión-colmatación, ofreciendo unos valores de pendiente del orden de 0.5% y asociándose a un cantoral superficial de cantos y bloques

inmerso en un suelo rojo decapitado que se dispone erosivamente a techo de la propia planicie.

Al pie del macizo metamórfico de Ojos Albos se localiza otro importante aplanamiento que ofrece ya un incremento en los valores de la pendiente, hasta un 3% y que se asocia por sus características morfológicas y de depósito (cantos y bloques subafectados empastados en una fuerte matriz arcillosa) a una superficie con los rasgos típicos de la Raña.

Los depósitos de la Raña se superponen y prolongan en la Superficie Culminante, por lo que dicho aplanamiento sería por tanto preexistente y con una edad atribuida al Plioceno (FERNÁNDEZ GARCÍA, P. 1988). Dicha Superficie Pliocena se identifica con la definida por CARRERAS y GUTIÉRREZ ELORZA, 1982, como Superficie Pre-raña para zonas limítrofes adyacentes.

5.3.7 Superficie erosiva en divisorias (Campaña)

Son aplanamientos residuales desarrollados sobre materiales terciarios, de planta alargada o linguoide, constituyendo la zona de interfluvio de las arterias principales. Ofrecen un perfil generalizado suavemente plano-convexo y una individualidad respecto a los cauces actuales, presentándose ligeramente imbricada en la Superficie Culminante recientemente descrita.

Se definen como superficies tipo glacis erosivo y/o cobertera, acompañados de remoción del sustrato arcósico. El hecho de presentarse íntimamente ligados a las vertientes glacis que se generan como resultado de la degradación de esta unidad, responde a un hecho local correspondiente a una zona con poco encajamiento de la red actual.

5.3.8 Vertientes glacis

Constituyen las vertientes de enlace entre las vegas actuales y las unidades de la campaña superior. Se presenta básicamente como un conjunto de replanos escalonados entre sí o como un replano único, correspondiente con una morfología tipo glacis de erosión y/o de cobertera desarrollada sobre materiales de la cuenca.

Los valores de la pendiente son inferiores al 2% y el perfil de la unidad es mixto en general: suavemente cóncavo para la zona de articulación con la unidad superior para pasar a plano, plano cóncavo y plano convexo según los casos.

La presencia de elementos sobreimpuestos a la unidad ligados a la dinámica fluvial o procesos de ladera tales como cárcavas, abarrancamientos, coluviones mixtos y dispersos etc., son frecuentes.

Su génesis estaría básicamente ligada a la definición de la red actual así como a hundimientos locales progresivos.

5.3.9 Sistema de aterramiento fluvial

Representa la unidad de menor extensión, localizándose concretamente en las arterias principales de la zona Ríos Moros y Piezga.

Está formada por el aluvial y primera terraza asociada al fondo del valle así como por la

terrazza baja. Se identifican como replanos de disposición paralela al cauce actual con depósito de tipo fluvial, escalonados con afloramiento del sustrato terciario o encajados unos en otros según los casos. El desarrollo edáfico para estos niveles es escaso, suelos aluviales poco evolucionados en la mayoría de los casos.

5.4 DESCRIPCIÓN DE LOS ELEMENTOS

5.4.1 Elementos asociados a los mecanismos de erosión

Este tipo de elementos entra en el contexto de formas relictas, es decir, que no están en equilibrio con las condiciones morfogenéticas actuales y/o recientes. Precisemos, sin embargo, la posible aparición de formas de este tipo en el momento actual, como consecuencia de fenómenos convergentes.

Tanto por su carácter morfológico, por su significado, en el contexto genético de la unidad, como por su estado de conservación pueden diferenciarse varios tipos.

a) Restos originales de superficie.- Se presentan en retazos más o menos amplios que han quedado como "residuos de posición" respecto a los elementos sobreimpuestos generados a costa de la unidad (por los procesos degradantes, básicamente los fluviales); comportan todos los rasgos característicos de la planicie a que pertenecen, son por tanto elementos propios y característicos de la morfología original de dicha planicie.

b) Superficie degradada.- Son zonas de dimensiones variables en las cuales la planicie original ha quedado modificada por nuevos procesos sobreimpuestos pero, dada la escasa intensidad, no llegan a generar una verdadera sustitución en la morfología.

c) Fondos de depresión convergente con los Pediments.- Se trata de elementos cuya morfografía es identificable con la de las superficies tipo Pediment, que forman el fondo de depresión y grabens, denunciando procesos de exhumación o hundimiento de esas unidades para generar las nuevas.

d) Glacis y elementos convergentes.- Sobre los depósitos terciarios, tanto si afloran en la cuenca o en depresiones de tipo graben, la morfología está dominada por la presencia de glacis erosivos y/o mixtos más o menos degradados.

En la cuenca del Duero se distinguen dos generaciones de estas formas, asociadas a las divisorias principales de la Campiña (glacis erosivo y mixto) o a las vertientes glacis (replanos en vertientes glacis).

En la depresión de Campo de Azálvaro, toda la superficie ocupada por materiales terciarios ofrece un aspecto análogo al de la cuenca, pero los replanos de glacis individualizados son más difíciles de definir por sus dimensiones y la degradación de sus bordes.

e) Relieves residuales.- Se clasifican por su morfología y dentro de ellos, según se asocian

e1) **Relieves residuales tipo Monadnock.**- Corresponden a las formas que caracterizan los resaltes propios de una superficie "tipo Penillanura" y se entienden tal cual los define DAVIS (op. cit.), si bien la penillanura se asocia a una génesis policíclica KLEIN (op. cit.) y no sólo al sistema morfogenético fluvial o de "erosión normal". Se localizan en la superficie de cumbres y en la de la meseta M3.

e2) **Relieves residuales tipo Inselbergs.**- Corresponden a las formas que caracterizan los resaltes propios de la superficie "tipo Pediment". El hecho de que formas de este tipo aparezcan sobre los rellanos y hombreras de altura equivalente o ligeramente inferior a las Parameras (M3 de SCHWENZNER) induce a pensar que se trata de los restos de la antigua "superficie de lavado" o "pediment de sabana". En este caso habría que considerar los Inselbergs como "elementos heredados", pero este sigue siendo un problema en estudio tal como se señalara al describir las unidades.

Tienen dimensiones métricas, a veces llegan a decenas de metros, una geometría cónica y, en ocasiones, llegan a definir verdaderas formas dómicas.

Aunque los procesos actuales y subactuales pueden estar exhumando formas de este tipo, en estas zonas no se han llegado a definir.

e3) **Relieves residuales lineales.**- No se les asigna génesis específica, y se atiende más a su carácter de forma asociada a una litología cuyo tipo de afloramiento condiciona la morfología: diques, filones, etc.

e4) **Relieves residuales de culminación plana.**- En general se deben considerar como formas derivadas de partes de otras unidades no sustituidas por los procesos morfogenéticos posteriores. Sin embargo, lo exiguo de la culminación no permite en la mayoría de los casos identificar su procedencia, razón por la cual se les establece únicamente un significado morfológico.

5.4.2 Elementos Periglaciares

Corresponden a las formas propias de los procesos periglaciares actuales, subactuales y/o antiguos (pleistocenos) desarrollados sobre estas zonas, carecen de entidad geométrica y genéticas para ser establecidos con categoría de unidad y se definen como elementos sobreimpuestos y degradantes de las superficies tipo penillanura en cumbres y parameras y de los tramos superiores de la de laderas.

Del conjunto de estos procesos derivan una serie de elementos, que según su reparto, carácter y dimensiones entran en el contexto de cartografiables o no.

En el primer grupo, no cartografiables, se deben considerar aquellos elementos que presentan una repartición homogénea a través de toda la superficie de una o varias unidades. Tal ocurre con **enlosados**, **guirnaldas**, **rosetones**, **césped almohadillado** y **suelos de césped alpinizado** que se definen, preferentemente en las planicies de cumbre y, con menor intensidad en las parameras.

Por otro lado, dentro también de los elementos no cartografiados, deben considerarse los círculos de piedra de tendencia poligonal, no citados en el Guadarrama hasta el momento e identificados ahora (PEDRAZA Y CENTENO, 1987) en el valle del río Barandillo. Dichos círculos son similares a los descritos recientemente en la Sierra de Gredos (PEDRAZA et al., 1986). Igualmente entran en esta categoría algunos hidrolacolitos incipientes desarrollados sobre turberas en las zonas superiores. Sin embargo éstos carecen de la entidad de los citados en otras zonas del Sistema Central (MOLINA Y PELLITERO, 1982).

Dentro de los cartografiados se diferencian los procesos solifluídales, entendidos aquí en un sentido de movimiento de suelo generador de formas específicas, lenguas, terracillas, lóbulos, etc., y no en el más amplio de "todo proceso de movimiento del suelo que implica un cambio en su estructura" y por ello, genera formas derivadas tales como las descritas en el contexto de no cartografiados. En general éstos son procesos estacionales activos y su límite es difícilmente precisable pues, aunque aquí se hacen prácticamente equivalentes soli y gelifluxión, deben realizarse estudios más detallados tendientes a diferenciar ambos fenómenos y cartografiar su repartición que, por el momento, no es posible dado que los procesos de hielo-deshielo estacionales y con una cierta intensidad llegan hasta los piedemontes septentrionales.

Los otros elementos cartografiados son los canchales, aquí se asignan en su totalidad a procesos de movimiento gravitacional asistidos y con el desencadenante de la crioclastia. Aunque son más generalizados de lo que aparecen en el mapa, se han cartografiado los que tienen una cierta entidad y, en general, se sitúan en cuencas de recepción torrencial que, previamente, habían desmantelado alteraciones dejando crestones y roquedos al descubierto, lo que facilita estos procesos. En general, tienen un máximo desarrollo en períodos subactuales y, quizás asociados a las etapas glaciares, si bien esto no es fácilmente datable. En el momento actual, sin que lleguen a estar estabilizados, su evolución es muy lenta.

5.4.3 Elementos coluviales

Corresponden a elementos deposicionales 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 y mixtos (gravitacionales, arroyada, descarga semiconcentrada en las vertientes, etc.) que se sitúan preferentemente en la zona de transición entre la ladera y los Piedemontes.

Por lo general se trata de materiales de granulometría fina (tamaño limo y arena) que contienen en ocasiones niveles de mayor granulometría, (tamaño grava) y/o cantos dispersos. Derivan de la removilización de los materiales cristalinos alterados (o de los no consolidados en las cuencas y depresiones interiores).

Junto a los coluviones cartografiados, debe señalarse la presencia, en escarpes y laderas de toda la zona, de una débil cobertera formada por procesos y materiales mixtos entre regolito removilizado-suelo-depósitos o derrames o escorrentía no concentrada.

Aunque estos últimos citados pueden considerarse como funcionales y de hecho son los que acaban nutriendo de material a los coluviones del pie de laderas y escarpes, donde se estabilizan momentáneamente, estos últimos, los coluviones que podríamos definir en

mo "concentrados" están disectados por la red actual lo que parece indicar, al menos, una funcionalidad mínima o muy atenuada.

5.4.4 Elementos fluviales y de procesos asociados

Las acciones debidas a las aguas de escorrentía concentradas o semiconcentradas están presentes en la práctica totalidad de las zonas en nuestras latitudes y tienen un carácter dominante como proceso morfogenético actual, incluso en las zonas de relieves acusados. Su eficacia destaca sobre la de los procesos gravitacionales que en su mayoría son asistidos por estas aguas, y desde luego sobre los periglaciares. Es así como son estos únicos procesos morfogenéticos capaces de generar sustituciones totales en las morfologías (tal como ocurre en esta zona). Aún no siendo así, los procesos más claros de sobreimpresión degradante sobre morfologías previas están definidos por estos elementos que hemos agrupado aquí, de un modo amplio en el contexto de los fluviales.

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

a) **Abanicos aluviales.**- Asociadas al pie de relieves más o menos importantes se distinguen algunas formas cortadas por la red actual, y por tanto relictas. Aparecen en las unidades de ladera, depresiones, rampas y campiña y su variedad litológica depende tanto de su ubicación como del área madre de los materiales.

b) **Turberas y Navas.**- Ambos elementos se engloban en uno solo, a pesar de sus diferencias, dada la convergencia de fenómenos y morfografía; se trata de zonas deprimidas con fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos de césped, por lo general en las Navas de altura, depresiones u ombligos y bordes de lagunas asociados a los procesos glaciares pleistocenos, en donde se desarrolla preferentemente la turba, a veces muy incipiente. Sin embargo, la falta de estudios de detalle con muestras minuciosas, hace que por el momento no sea posible una separación entre ambos grupos de elementos, la Turbera y la Nava.

En principio es difícil establecer una cronología precisa dado que muchos de ellos han podido funcionar a través de todo el Cuaternario e incluso lo siguen haciendo la mayoría. Las turberas asociadas al glacialismo son, sin embargo, de origen Pleistoceno terminal a Holoceno.

c) **Gargantas y Torrenteras.**- 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. Aunque en ocasiones, la mayoría, se sitúan a favor de fracturas y fallas, se descartan aquí las depresiones que están asociadas a cauces fluviales pero presentan una génesis de hundimientos tectónicos y aunque éstos no alcancen la magnitud de los grabens se han unido a esa unidad. Quedan aquí únicamente, las formas de vaciado de la red hidrográfica actual

En todos los casos son funcionales sin que puedan establecerse límites claros para el inicio del proceso; en general deben definirse como cuaternarios.

d) Conos de deyección.- Se trata de elementos producto de la descarga de materiales allí donde la morfología del terreno hace pasar a los cauces, generalmente torrenteras, de concentrados a semiconcentrados o dispersos. Los más característicos se sitúan en la base de las elevaciones justo en el enlace entre ladera y piedemonte.

Presentan la morfología característica de cono y varían sus granulometrías dependiendo de la composición del sustrato. En el macizo cristalino se trata de conglomerados de bloques, ligeramente compactados o sueltos.

Se diferencian en esta zona dos generaciones superpuestas, siendo la segunda claramente degradante sobre la primera, a la vez que ambas quedan cortadas por el cauce actual y su llanura de inundación, por ello deben considerarse como preholocenos (ASENSIO AMOR Y MARTÍNEZ GONZÁLEZ, 1965).

e) Terrazas y fondos de valle:

Pueden diferenciarse varios elementos de este grupo, así:

e1) Aluviales-coluviales.- Zona de sumidero, cauces de poca definición o ciertas Navas alargadas, en las que se produce una mezcla de material de arrastre fluvial y de ladera. Son holocenas.

e2) Aluvial y terraza actual.- Se sitúan como lítica superior a +3, +5 m., presentan materiales arenosos, limosos y a veces cantos. Son holocenos y definidos en la práctica totalidad de la zona allí donde los cauces tienen ligera entidad.

e3) Fondos de torrentera.- Equivalentes al e1 pero con depósitos de mayor granulometría, hasta bloques, y mixtos aluvial-coluvial. Son igualmente holocenos.

e4) Terrazas bajas.- Las terrazas bajas hasta un máximo de +15 +20 m. se relacionan con las arterias principales, río Moros (fosa de El Espinar), río Voltoya (fosa de Campo de Azálvaro) y río Piezga. Se trata de secuencias fluviales de arenas medias a gruesas con pavimentos de cantos en superficie de cuarzo, cuarcita y granitoides. El desarrollo edáfico responde a un suelo pardo de vega truncado. Su morfología es la de replanos continuados y/o individualizados encajados unos en otros o escalonados según los casos. Su edad sería del Pleistoceno Superior-Holoceno.

f) Cabeceras torrenciales.- Sólo se han cartografiado las más importantes y cuya morfología está claramente delimitada por escarpes erosivos. Sus laderas están frecuentemente recubiertas por distintos tipos de coluviales.

g) Cabeceras torrenciales en alvéolos.- Se han diferenciado aquellas cabeceras que por su morfología podrían corresponder a formas de lavado de alteración condicionada direc-

tamente por la estructura.

h) Incisión de regueros.- Formas de erosión lineares y prácticamente paralelas, situadas en pendiente de cierta verticalidad generadas por un proceso de escorrentía superficial semiconcentrada.

Aunque es frecuente en muchas laderas de la zona, sólo se han cartografiado aquellas que, mostrándose especialmente activas cubren amplias superficies, asociándose a zonas prácticamente desprovistas de vegetación.

i) Abarrancamientos en vertientes.- Una mayor intensidad en el desarrollo de regueros, simultánea con un proceso de infiltración subsuperficial en cabecera, genera un paisaje fuertemente disectado en cárcavas y barrancos en donde los canales ofrecen una mayor individualidad en forma y funcionamiento y una mayor densidad de drenaje.

j) Depresión kárstica.- Formas deprimidas de contorno ovalado y bordes suavizados generadas por un proceso de disolución y colapso y cuyo fondo se encuentra tapizado de materiales resultantes de la alteración del sustrato. La forma cartografiada parece estar favorecida en un grado difícil de precisar por la estructura del sustrato.

5.4.5 Relieves estructurales

Asociados a la unidad de Campiñas, se localizan los relieves estructurales s.1. que corresponden con las unidades cretácicas y paleógenas existentes en la Hoja y que irían desde las cuestas s.s. hasta plataformas y pliegues asimétricos. Para todos los casos el enrasamiento con las unidades terciarias es evidente y bien podría tratarse de un proceso de exhumación convergente al menos con las vertientes glaciales.

6 HISTORIA GEOLÓGICA

El grado de metamorfismo y deformación y el magmatismo hercínico que afectan a la mayor parte de los materiales precámbricos y paleozoicos, hace difícil reconstruir la paleogeografía de los mismos.

La única reconstrucción posible se puede hacer basándose en correlaciones con áreas en las cuales estos materiales han sido menos transformados por la Orogenia Hercínica. En este sentido las dos áreas más próximas en las cuales se pueden encontrar secuencias estratigráficas semejantes son, el sector oriental del Sistema Central (región de Hiendelaencina-El Cardoso) y en Miranda do Douro (Portugal).

En ambas regiones se encuentra, y en particular en la de Miranda do Douro, donde la polaridad de la secuencia es normal, una sucesión que se inicia por ortoneises glandulares, semejantes a los de la presente Hoja, sobre los que descansa un conjunto metasedentario constituido por materiales detríticos con intercalaciones de niveles de mármoles y carbonatos, sobre los que se apoya discordantemente el Ordovícico Inferior. En la región de Hiendelaencina, una vez reconstruidos los pliegues, se puede deducir una secuencia semejante, en la que además aparecen ortoneises glandulares homométricos (Neis de Antoñita, SCHÄFER, 1969).

Las edades obtenidas para los ortoneises glandulares por VIALETTE et al. (1986) a partir del método Rb-Sr en los macizos de Prádena (470 ± 22 m.a.; 0.7094), Abantos (474 ± 13 m.a.; 0.7098); Pedrezuela (476 ± 10 m.a.; 0.7106); Otero (492 ± 15 m.a.; 0.7069) y Antoñita (500 ± 26 m.a.; 0.7078) indican que este magmatismo estaría en relación con la fase sárdica. La discordancia que se puede observar en los materiales ordovícicos y preordovícicos en la región de Ojos Albos no parece que obedezca a un proceso orogénico importante pues tanto el metamorfismo como la deformación penetrativa es igual en los materiales situados a ambos lados de la misma.

De acuerdo con las dataciones realizadas por ALLEGRET (1983 in ALLEGRET e IGLESIAS 1986) y LANCELOT et al. (1985) en los ortoneises de Miranda do Douro con edades de ~ 616 m.a. y los de BISCHOFF et al. (1986) en la región de Hiendelaencina de 540-560 m.a. para las rocas equivalentes, así como por sus semejanzas a asociaciones graníticas de origen colisional, nos permiten interpretar estos ortoneises como los granitos resultado del final de la Orogenia Cadomiense.

Esta interpretación está de acuerdo también con los datos aportados recientemente por ALLEGRET e IGLESIAS (1986) en los ortoneises glandulares de las Islas Sisargas (Galicia) y los obtenidos por LÉVEQUE (1984 in ALLEGRET e IGLESIAS, 1986) en los ortoneises de Palanges y por LEVEQUE Y LANCELOT (1985 in ALLEGRET e IGLESIAS, 1986) en los ortoneises de Mendic, ambos del Macizo Central Francés.

Las relaciones entre estos ortoneises y parte de la secuencia sedimentaria, pueden ser intrusivas o de discordancia. Hasta este momento no se tienen argumentos para inclinarse por una u otra posibilidad.

Las condiciones de depósito de los sedimentos son difíciles de establecer, dada la profunda transformación sufrida. No obstante, y por correlación con otras áreas de la Zona Centro-Ibérica en donde se observan secuencias semejantes, es probable, que se corresponda con una serie de plataforma de edad Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior. Las

relaciones de esta secuencia con los ortoneises glandulares homométricos, que se encuentran dentro de ella, son intrusivas. Pero no se puede establecer con certeza, dada la escasez de datos geocronológicos de estas rocas, si su emplazamiento es prehercínico o hercínico precoz. Sobre esta serie se disponen discordantemente los materiales del Ordovícico Inferior. Esta discordancia que ha sido descrita por numerosos autores en la zona Centro-Ibérica, puede observarse en el afloramiento de Ojos Albos. Los materiales ordovícicos corresponden a un medio de plataforma somera.

La ausencia de un registro estratigráfico por encima de los materiales del Ordovícico Inferior hace imposible la reconstrucción paleogeográfica hasta el inicio de la Orogenia Hercínica.

Durante la Orogenia Hercínica estos materiales sufren una deformación y metamorfismo polifásico. Las dos primeras fases de deformación se producen en un régimen tangencial, produciéndose al final de la segunda cizallamientos dúctiles en condiciones intensas de metamorfismo con presiones intermedias (Fig. 18). Contemporáneo con estas dos fases han podido generarse procesos de migmatización, que dieron lugar a cuerpos graníticos de carácter parautoctono. La tercera y cuarta fase son etapas de replegamiento, asociadas a las cuales se produce un metamorfismo de gradiente elevado de temperatura y son contemporáneas con el inicio de la intrusión de la mayor parte de los cuerpos graníticos de la región. Otra parte importante de ellos es claramente posterior.

Con posterioridad a la cuarta fase de deformación tienen lugar las etapas de fracturación tardihercínica que afectan a todo este conjunto de materiales, denominadas Etapa Malagón y Etapa Hiendelaencina. La primera de ellas corresponde a la formación de fallas E-O con fuerte buzamiento que comienzan con movimiento normal y acaban con movimiento de desgarre y durante la cual ocurre la inyección de diques de pórfido. Su edad debe estar en el límite permo-carbonífero. La etapa Hiendelaencina es posterior y da lugar a una tectónica de desgarres dextrales con dirección N20-30E y sinestrales con dirección N70-90E que evolucionan hacia una distensión. En relación con esta etapa se produce la inyección de diques de cuarzo. En cuanto a la evolución del metamorfismo que afecta a estos materiales, se observan tres etapas sucesivas de metamorfismo regional y una de metamorfismo de contacto, pertenecientes a un único ciclo de metamorfismo hercínico.

El metamorfismo regional comenzaría con una primera etapa (M₁) en condiciones de presión intermedia con gradientes aproximados de 23°C/Km. durante la primera y parte de la segunda etapas deformativas (D₁ y D₂) que da lugar a la aparición de granate, estaurolita y distena y que evolucionaría hacia una segunda etapa (M₂) en condiciones de menor presión y gradientes más elevados, de 40-45°C/Km. (VILLASECA, 1983), principalmente durante la tercera etapa deformativa (D₃) y posteriormente a ella. Durante esta etapa M₂, se formarían sillimanita y cordierita, llegando a superarse en algunos sectores las condiciones de desaparición de la moscovita y de aparición de sillimanita y feldespato potásico. Posteriormente se produce un tercer episodio (M₃) generalizado de carácter retrógrado en condiciones de alta P_{H₂O} y baja temperatura, que genera moscovita secundaria así como reemplazamientos de biotita y anfíbol por clorita y sustitución de los granates, y cordieritas por cloritas, moscovitas y agregados pinníticos. Este episodio se desarrolla especialmente en zonas de cizalla tardías.

En relación con la intrusión de granitoides, posteriormente a la D₃ hercínica se obser-

van fenómenos de metamorfismo de contacto que desarrollan aureolas que sobrepasan los 1000 m. de anchura, llegando a alcanzarse en sus partes media e interna condiciones de alto grado con neoformación de cordierita y sillimanita postcinemáticas, además de andalucita, así como espinela o corindón en las litologías favorables. No se llega a sobrepasar la isograda de la estabilidad de la moscovita. Parece probable que se hayan llegado a alcanzar valores de 700°C y 2-2,5 Kb en el borde de la masa granitoide intrusiva.

En cuanto al plutonismo granítico las manifestaciones hercínicas más precoces corresponden a los leucogranitos y cuerpos pegmatíticos deformados de tipo Río Ciervos, representados en la esquina SO de la Hoja, que presentan una fuerte esquistosidad con dirección N75-96E, subvertical. Posteriormente se emplaza un conjunto de macizos de carácter adamellítico (tipos El Espinar, Navas del Marqués) y un macizo de carácter granodiorítico-adamellítico (tipo Otero de Herreros) emplazados desde sin a tardi-cinemáticamente con la D₄, dando lugar a la existencia de una orientación deformativa de diversa intensidad relacionada con la misma. Este conjunto de adamellitas suele presentar frecuentes enclaves tanto de carácter metamórfico como microgranulares oscuros desde dioríticos a granodioríticos, llegando a formarse "pasillos de enclaves", como en la adamellita de tipo El Espinar, que es la de mayor afloramiento en la Hoja. En ella se observa una facies marginal más leucocrática y de grano más fino con numerosos xenolitos de la roca encajante. Este grupo de adamellitas suelen presentar schlieren biotíticos, bandeados y acumulados en bolsadas, así como a veces vénulas irregulares pegmatíticas y cavidades miarolíticas zonadas (tipo Navas del Marqués).

Posteriormente y tardi a postcinemáticamente con D₄ se emplaza un conjunto de adamellitas y granitos con cantidades variables de cordierita y muy poco o nada deformados (tipos Navaldrinal, Rinconada y Berrocoto), que intruyen claramente en las adamellitas de tipo El Espinar. En estos granitoides los enclaves son muy escasos o no existen. El granito cordierítico de tipo Berrocoto presenta andalucita accesoria tardimagmática.

Finalmente las manifestaciones plutónicas más tardías corresponden a leucogranitos, de grano grueso (tipo Peguerinos) y de grano fino-medio. Sus contactos suelen ser intrusivos, como en el de tipo Peguerinos, el cual presenta contactos netos, bordes enfriados y enclaves del encajante, sobre las adamellitas de tipo El Espinar. En el caso de los apuntamientos de leucogranitos de grano fino medio, en ocasiones pueden ser derivados finales, muy evolucionados de los granitoides con los que se relacionan (como por ejemplo el tipo Navas del Marqués). Suelen presentar granate tardimagmático accesorio y en los de grano fino-medio también cordierita.

Los episodios ígneos más tardíos están representados por los materiales filonianos.

La familia de diques más importante tiene una directriz general E-O y está representada fundamentalmente por pórfidos graníticos-granodioríticos con proporciones subordinadas de aplitas y microdioritas, así como algún dique de cuarzo. El segundo conjunto filoniano fundamental está representado por diques de cuarzo con direcciones N10-20E rellenando fracturas tardihercínicas. Coincidiendo con esta dirección se observan dos pequeños diques de lamprófidos camptoníticos probablemente más tardíos.

Es digno de mención un dique de pórfido leucocrático microgranudo de 10 m. de potencia y 15 Kms. de recorrido, cuya orientación cambia de N80E a N135E.

Con posterioridad a los eventos deformativos, metamórficos e ígneos hercínicos y tardihercínicos, la región se ve sometida a nuevos campos de esfuerzos debidos a la Orogenia Alpina, que da lugar a la reactivación de fallas tardihercínicas así como a la generación de otras nuevas.

Se han reconocido tres etapas tectónicas alpinas en la región. La primera etapa denominada Etapa Ibérica, de edad probablemente intraoligocena, corresponde a la compresión que estructuró la Cordillera Ibérica y da lugar a fallas de direcciones N10°-30°E y N60°-100°E. A esta etapa le sigue la etapa N-S, asociada principalmente a desgarres de direcciones N20°-50°E y N140°-175°E. Por último la Etapa Guadarrama corresponde a campos de esfuerzos según la dirección NO-SE. En esta etapa juegan fallas inversas con direcciones N20-40°E y N75°E, ambas con buzamientos bajos (20°-30°) y sistemas de desgarres ligeramente inversos de igual dirección o ligeramente normales con direcciones N130E y N155E. La edad de esta última etapa debe ser intramiocena.

Los primeros rasgos de la historia regional alpina se pueden establecer a través del conocimiento del Cretácico.

En etapas anteriores es bastante correcto suponer que toda la zona se encontrase en una prolongada emersión al menos durante casi todo el Mesozoico. La estabilidad tectónica que se supone para esta época traería como consecuencia el arrasamiento generalizado que se imagina sobre el zócalo al alcanzar el Cretácico Inferior.

Durante el Coniaciense Medio-Superior se inicia, en esta Hoja, una etapa transgresiva, cuyo resultado es la instalación de una plataforma de carácter mixto siliciclástico y carbonatado, que caracteriza el Cretácico de la región. Comienza por instalarse un sistema de canales tipo braided, que da lugar a los sedimentos conocidos por la Formación "Arenas y arcillas de Segovia", que tiene una procedencia general del Oeste. Las peculiaridades mineralógicas y petrológicas de estos depósitos y la existencia de importantes alteraciones caolínicas bajo los mismos deduce unas condiciones paleoclimáticas muy especiales, húmedas y cálidas, para dicha etapa y para períodos al menos inmediatamente anteriores al Coniaciense.

La presencia de depósitos de influencia mareal, hacia el techo de la Formación "Arenas y arcillas de Segovia", señala el avance progresivo de la transgresión marina, con la línea de costa avanzando hacia el SO. Avance que parece atenuarse durante el Coniaciense Superior-Santoniense Inferior. El ambiente de sedimentación durante este tiempo es de tipo mareal.

Durante el Santoniense Medio-Superior se produce una intensificación de la tendencia transgresiva, que ocasiona que en la parte NE de la Hoja se produzcan condiciones de sedimentación propias de plataforma marina (**shore face**); plataforma que estaba dominada por el oleaje y las tormentas. Más hacia el centro, durante este mismo tiempo, se estableció un área costera dominada por corrientes que estaba cortada por canales mareales. Todavía más hacia el SO, en Campo de Azálvaro se sedimentaban depósitos continentales. Este avance del mar estuvo posiblemente acompañado de un levantamiento del continente que ocasionaría una aceleración de los procesos de erosión en el mismo.

En el Santoniense Superior continuarían las mismas condiciones de sedimentación, propias de plataforma y de ambiente costero, aunque más someras y tranquilas.

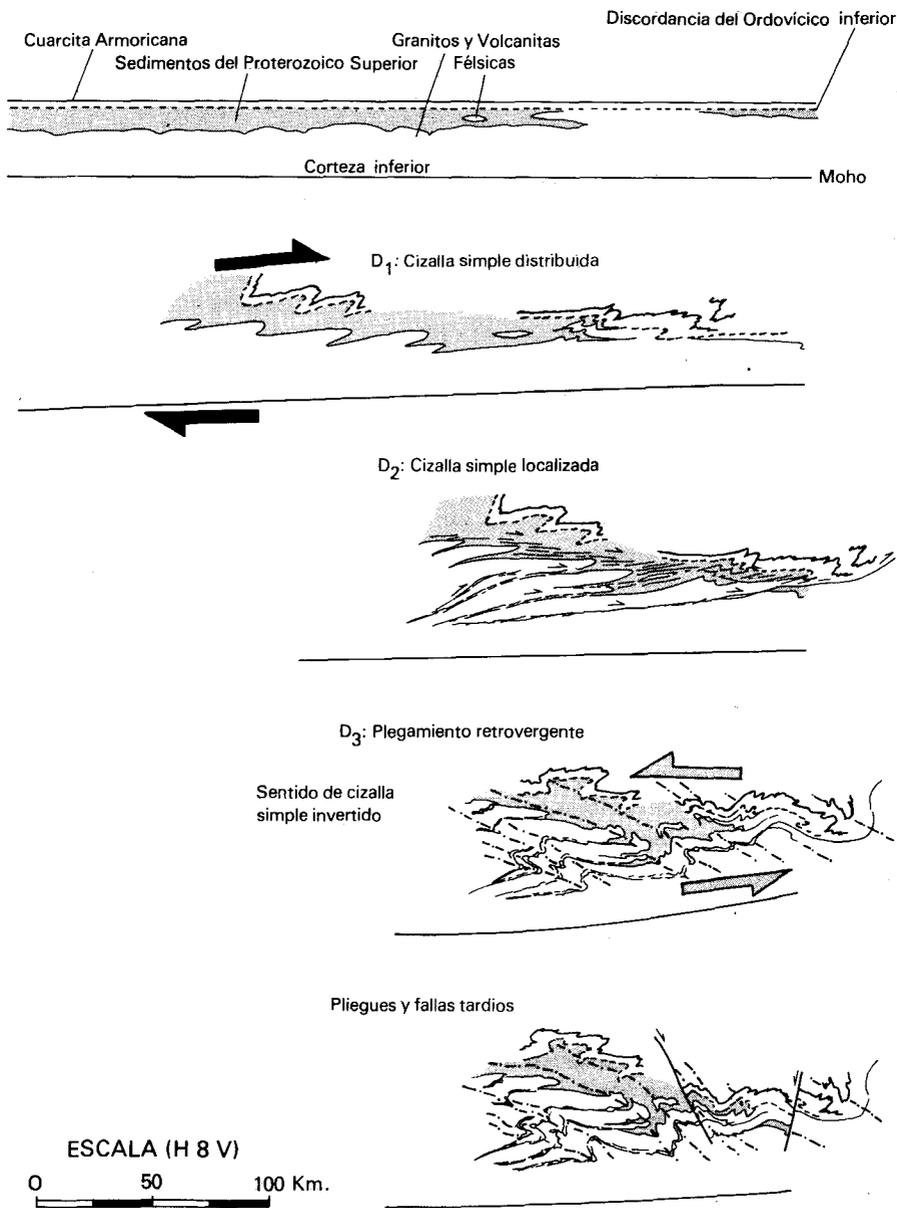


Fig. 18 Secuencia evolutiva para la deformación hercínica en la Sierra de Guadarrama, según MACAYA et al (en prensa).

Al final de este período de tiempo se produce una somerización general en el área de sedimentación, al mismo tiempo que cambia el clima hacia condiciones más áridas, como así parece implicar la existencia de yesos intercalados entre facies mareales, observadas en áreas septentrionales próximas.

La última etapa cretácica, posiblemente durante el Campaniense-Maastrichtiense, corresponde con un ambiente propio de zona costera amplia donde predominan facies inter- y supramareales y que se podrían asimilar a una llanura costera hipersalina. En áreas muy próximas situadas más al norte se detecta la influencia de aguas continentales por la presencia de brechas de colapso.

Es en esta época cuando el mar cretácico consigue en la Hoja su máxima extensión, ya que se encuentran depósitos marinos en el valle de Campo de Azálvaro.

La presencia de karstificaciones, encalichamientos y silicificaciones sobre el techo cretácico representado por la formación "Dolomías y margas del Valle de Tabladillo" supone una emersión y una interrupción sedimentaria. Sin embargo la falta de elementos carbonatados en los supuestos depósitos paleocenos que se apoyan sobre la formación anterior, implica que el cretácico no se ha erosionado y por tanto, aún en estos períodos de emersión, no ha existido una reorganización morfotectónica importante, al menos en el entorno del Sistema Central. El área fuente continúa siendo el zócalo antiguo, desprovisto de cobertera mesozoica, como ocurría en relación a los otros episodios detríticos cretácicos regionales durante el Coniaciense (Formación "Arenas y arcillas de Segovia") y el Cenomaniense (Formación "Arenas de Carabias"). Además las condiciones paleoclimáticas paleocenas o al menos prepaleocenas, deducidas a partir de los productos liberados por el zócalo, son muy semejantes a las que se señalan para aquellos dos episodios, es decir, cálidas y húmedas.

Por tanto la sedimentación de materiales siliciclásticos durante el tránsito Cretácico-Paleoceno, no supone unos cambios paleogeográficos en el sentido morfotectónico, ni climáticos importantes en relación a etapas anteriores. Es más un proceso de aceleración o desaceleración de los rasgos tectónicos y climáticos generales importantes durante el anterior período cretácico.

El cambio morfotectónico y también posiblemente climático sustancial se produce con el emplazamiento del ciclo arcósico. El muro de depósitos, claramente erosivos sobre la cubierta sedimentaria cretácico-paleocena, está constituido por materiales polimícticos en donde se incluyen precisamente elementos de esa cobertera. Esos sedimentos representan el comienzo de la etapa de levantamientos importantes en la zona, con la erosión del cretácico depositado sobre esa área.

La rapidez con que estos materiales polimícticos son sustituidos por otros de naturaleza exclusivamente arcósica señala la escasa potencia de los sedimentos cretácicos y la velocidad del levantamiento. Nuevamente los aportes proceden de un zócalo desnudo de sedimentos carbonatados, pero en este caso en unas condiciones de alteración muy diferentes a los determinados por los sedimentos detríticos, atribuidos respectivamente al Paleoceno, Coniaciense y Cenomaniense de la región. Ya no existen perfiles de alteración de carácter caolínico, pues han sido erosionados durante el Paleoceno. Las condiciones climáticas y morfotectónicas a partir del Paleoceno no parecen las más apropiadas para el desarrollo

de esos perfiles de alteración, ni incluso para la conservación de paleoalteritas heredadas de etapas anteriores.

Por otra parte las características sedimentológicas de los materiales arcóscicos no son correlativas, en la mayoría de los casos, con la actual morfoestructura de este borde de la sierra. Hecho que además es ratificado por la naturaleza tectónica del contacto entre las arcosas y el zócalo. Estas dos circunstancias, comprobadas tanto sobre el borde septentrional como sobre la depresión de Campo de Azálvaro, nos permiten deducir la inexistencia de esta depresión tectónica durante ese período de sedimentación y la situación de un borde montañoso, que se localizaría más hacia el SSO de su emplazamiento actual.

La fase activa de fracturación del Sistema Central, correlativa a la sedimentación del ciclo arcóscico, se estima que comienza al menos en el Oligoceno (GARZÓN, et al., 1982), en base a la datación mediante roedores del techo de las arcosas que rellenan la fosa de Amblés (GARZÓN Y LÓPEZ MARTÍNEZ, 1978), de contexto geológico general (tectónico y estratigráfico) idéntico a la de Campo de Azálvaro, descrita en esta Hoja. El hallazgo de vertebrados, atribuidos al Oligoceno Inferior, en esas facies, permite considerar el período de reorganización morfotectónica fundamental en el Paleógeno. La sedimentación correlativa a esta etapa, corresponde en esta región a un medio fluvial de canales entrelazados o braided que forman parte de un sistema de abanicos aluviales.

La presencia de carbonataciones, ya sea cementando los materiales más gruesos de los cuerpos canalizados o, sobre todo, a techo de las secuencias ligadas a procesos edáficos, permite suponer un cierto grado de aridez.

Los sedimentos rojos de Aldeavieja-Maello, sí son correlativos a las grandes líneas morfoestructurales visibles en la actualidad. Mediante este hecho y las relaciones de esos depósitos con las series arcóscicas subyacentes se puede determinar un aceleramiento de los procesos de fracturación del zócalo en ese momento, que es además el último período de reorganización morfotectónica importante de la región. Esa fracturación se vería, al menos en parte, originada por la reactivación de fallas de desgarre, que pueden crear zonas de distensión en el espacio situada entre ellas y originarían depresiones tectónicas o pull-apart, como sucede en el valle de Campo de Azálvaro. El gran problema que se presenta es la situación cronológica de la reorganización morfotectónica.

Tradicionalmente se ha considerado a la superficie de Labajos, que culmina a las Series Rojas, de edad Pliocena. Esta atribución se ha realizado en base a criterios morfológicos, aunque se admiten ciertas diferencias sobre todo edáficas con las superficies de esa edad en otros lugares de la Meseta. Sin embargo, en opinión de los autores de este trabajo, son depósitos claramente correlacionables con otras series rojas de la cuenca, atribuidas al Mioceno Inferior. Según esta interpretación a partir de esa época este borde de la cubeta habría permanecido levantado. Durante el resto del Neógeno no se habría desarrollado un proceso de sedimentogénesis generalizado sino que, en esa época, se produce el inicio de la morfogénesis de encajamiento continuada durante el Cuaternario. Los depósitos asociados a partir de ese momento se ajustan a esa morfogénesis.

7 GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 MINERÍA Y METALOGENIA

La zona O. de la Hoja presenta una gran variedad de mineralizaciones que localmente han dado lugar a explotaciones de considerable importancia aunque actualmente no existe ninguna explotación en activo.

Los rasgos metalogénicos fundamentales del área han sido descritos por VINDEL (1980) y LOCUTURA y TORNOS (1985), basado este último trabajo en la revisión del Mapa Metalogénico nº 38 (Segovia) realizado por el I.G.M.E. (I.G.M.E., 1984).

A partir de estos trabajos, es posible clasificar las mineralizaciones existentes en los siguientes grupos:

1.- Mineralizaciones relacionadas con skarns:

- Skarns de Fe.
- Skarns de tipo complejo.

2.- Mineralizaciones filonianas:

- Filones de cuarzo con W-Sn.
- Filones de cuarzo con Cu

3.- Mineralizaciones de tipo greisen.

4.- Mineralizaciones relacionadas con episienitas.

1.- Mineralizaciones relacionadas con skarns:

- Skarns de Fe:

Existe un único indicio situado en el macizo metamórfico de El Caloco, denominado Arroyo Zancado (X=392,35; Y=4514,05)*. Las labores que actualmente están casi cubiertas, debieron tener gran importancia en el pasado; se reducen a algunas trincheras y depresiones en el terreno.

El skarn se desarrolla sobre mármoles y rocas de silicatos cálcicos, formándose primero un skarn de alta temperatura compuesto por granate, clinopiroxeno, vesubiana y algo de magnetita y, posteriormente, un aposkarn, que sustituye al anterior a lo largo de fracturas y charnelas de pliegues y que presenta clorohastingsita junto con abundante magnetita y algo de calcopirita. Localmente existen venas y masas tardías de cuarzo, clorita y epidota.

* Salvo otra indicación, las coordenadas expresadas son U.T.M.

-Skarns de tipo complejo:

En este grupo se engloban ciertos skarns cálcicos de paragénesis compleja con mineralizaciones W-Sn-Cu-Zn. Los indicios agrupados en este conjunto son: Cerro de Almadenes (X= 396,70; Y= 4518,80) (TORNOS, F. y CASQUET, C., 1984), que fue explotado durante la época romana, posteriormente por los árabes, en los siglos XVII y XVIII de manera discontinua, actualmente está en fase de evaluación económica y estudio mineralúrgico. Hondalizas (X= 398,30; Y= 4517,10) y La Cabeza (X= 387,05; Y= 4517,05), ambos con labores consistentes en pequeñas calicatas y pocillos.

Estos skarns, de tipo distal con relación al granito mineralizador, parecen desarrollarse mayoritariamente sobre mármoles calco-dolomíticos. La mineralización se ubica en un paquete lentejonar de potencia de hasta 80 m., orientado según una banda de cizalla (150°), en contacto tectónico con mármoles variablemente skarnificados y granitos episienitizalos y cataclastizados. El skarn de alta temperatura, presenta paragénesis de andradita, hedembergita y algo de esfalerita .

El aposkarn es muy complejo y está compuesto por la superposición de skarn anfibólico y epidotítico; finalmente existe una cloritización tardía. Asociado a él está la paragénesis metálica constituida por scheelita, casiterita, calcopirita, magnesita, ilvaita, esfalerita, bismutina, bismuto, pirita, cobaltina, estannina, arsenopirita, pirrotina, galena y sulfosales de Cu-Ag-Bi.

2.- Mineralizaciones filonianas

- Filones de cuarzo con W-Sn:

Corresponden a los indicios Cuesta de Valdecerra (X= 396,75; Y= 4517,55), Casa del Carrascal (X= 396,87; Y= 4516,50), Venta del Hombre (X= 397,75; Y= 4515,90) El Estepar (X= 398,60; Y= 4509,20) E y E' (X= 397,60; Y= 4516,75) en este último indicio las labores han sido más intensas y se ha realizado un socavón y un pozo, en los restantes la explotación ha sido mediante zanjas de dirección.

Los filones de cuarzo con wolframita y casiterita están asociados al exocontacto de las adamellititas, mostrando direcciones monótonas (110-120°); las potencias varían de 5 a 50 cm. y las longitudes pueden llegar localmente hasta 750 m. El relleno filoniano está compuesto exclusivamente por cuarzo con wolframita como mineral principal y como accesorios scheelita, molibdenita, casiterita, pirita, calcopirita, arsenopirita, bismutina y bismuto. La alteración es de tipo moscovítico y clorítico.

- Filones de cuarzo con Cu:

Los dos indicios reconocidos tienen características muy similares y están situados en el área SE. de la Hoja, bajo la denominación: "El Estepar" (X= 398,75; Y= 4509,80; X= 399,70; Y= 4508,60). Las labores actualmente cegadas, corresponden a pozos, socavones y trincheras.

Los filones encajan en adamellitas con megacrístales y sus direcciones están comprendidas entre 70° y 120°, con longitudes y potencias variables.

La alteración hidrotermal de la roca de caja corresponde a silicificación y sericitización, a la que va ligado un relleno filoniano de cuarzo con calcopirita, galena, esfalerita, fluorita y minerales de U, junto con malaquita, calcosina, goethita y covellina como supergénicos.

3.- Mineralizaciones tipo greisen

El único indicio se localiza en las cercanías del pueblo de Las Navas de San Antonio; su denominación es Las Navas (X= 387,45; Y= 4514,47). Las labores se reducen a un pequeño corte y varias calicatas.

Encaja el indicio en un pequeño cuerpo leucogranítico de grano fino y está constituido por un denso haz filoniano de dirección 70° y buzamiento 85° O, con una potencia total de unos 20 m.

La mineralización aparece diseminada, en granos milimétricos, en el greisen o en el interior de las venillas del haz filoniano. Está compuesta por wolframita, scheelita, casiterita, arsenopirita, calcopirita y fluorita junto con malaquita, goethita y escorodita como minerales supergénicos.

La alteración hidrotermal es intensa, corresponde a una silicificación y moscovitización (greisen) a las que se asocia una cloritización tardía.

4.- Mineralizaciones relacionadas con episienitas

Los indicios de este tipo se localizan en un área muy restringida situada al NE de la Hoja. Sus denominaciones son: Arroyo Pedroso (X= 399,18; Y= 4521,10 y X= 399,10; Y= 4521,05), La Ruina (X= 396,82; Y= 4521,05), Cercado de la Ermita (X= 398,23; Y= 4516,20). Las labores realizadas sobre estos indicios se reducen a pequeños pocillos y calicatas de escasa entidad.

Las mineralizaciones relacionadas con episienitas aparecen en relación directa con las granodioritas-adamellitas porfídicas deformadas de Otero de Herreros. Aparecen ligadas a fracturas tempranas de dirección 110°, subverticales y de recorrido que puede llegar a 5 Km.

La mineralización, de tipo diseminado, varía de unos indicios a otros en cuanto a proporciones, pero la paragénesis es: piritita, scheelita, calcopirita, esfalerita, casiterita, cubanita, galena, tennantita, arsenopirita, pirrotina, bismutina y minerales de U. La alteración subsólida característica está muy desarrollada.

5.- Rocas Industriales

Granito.- La actividad de las canteras de granito se localiza en áreas muy concretas de la Hoja: al N y SE de El Espinar y al E. (Arroyo del Prado) y próximas a la estación de ferrocarril (paraje Santo Domingo), todas ellas inactivas con unas reservas que oscilan de medianas a grandes. Otras canteras inactivas se sitúan al sur de la localidad.

de Navas de San Antonio. El granito explotado en estas canteras se utilizó como roca de construcción (sillería, mampostería, bordillos, etc.).

Otra de las áreas, la única que tiene canteras activas actualmente, se localiza al Sur de Villacastín en una zona donde la cantería granítica tiene gran tradición. En el paraje El Vardillo se localiza un área de aproximadamente 22,8 Km², con una roca de buena calidad a pocos metros de la superficie, con unas reservas grandes sobre las que se localizan dos canteras activas y varias inactivas o abandonadas. Se trata de explotaciones sobre adamellitas biotíticas de color gris, tamaños de grano medio y textura granuda, en la que no se observan cambios de facies. La homogeneidad es alta con tan sólo gabarros esporádicos de pequeño tamaño. La meteorización afecta sólo a los primeros centímetros, dando un aspecto muy sano a la roca. El diaclasado es escaso y ortogonal, lo que permite la extracción de bloques de gran tamaño, de unos 3 x 2 x 2 m. de media.

Metasedimentos arenoso-cuarcíticos.- Se localizan tres explotaciones de estos materiales en el SO de la Hoja, al Sur de Aldeavieja, de las cuales sólo una está en activo, funcionando las otras dos cuando aumenta la demanda. Por sus características texturales se trata de una roca de metamorfismo de contacto, procedente de un sedimento pelítico que tiene como componentes principales, cuarzo, sericita y biotita y como componentes accesorios feldespato potásico, espinela, circón y opacos. Tienen un color gris-negro, de grano fino, compactas y con fractura irregular. Las explotaciones son de dimensiones y reservas grandes, realizándose un procedimiento de extracción con explosivos a cielo abierto. Esta roca se utiliza como árido de trituración, estando la central de machaqueo en la misma cantera.

Arena y arcilla.- Las canteras dedicadas a la extracción de arenas, actualmente inactivas, están localizadas sobre materiales miocenos y oligocenos, ubicándose las explotaciones una, próxima a la localidad de Maello, con unas reservas pequeñas y una producción que se utilizó como árido y otros usos. Otra cantera estuvo ubicada al NO de Vegas de Matute, en la cual se explotaban también los niveles arcillosos, destinándose la producción también para áridos, con unas reservas medianas.

Actualmente existe una cantera activa dedicada a la extracción de arcillas del Cretácico Inferior, localizada al O. de Valdeprado. Las arcillas se encuentran junto con margas abigarradas por encima de los niveles de arenas silíceas. Estos niveles margo-arcillosos presentan intercalaciones de arenas gruesas y están por debajo de las calizas. Los niveles explotados corresponden a arcillas limosas y arenas arcillosas que se utilizan como áridos, siendo sus reservas grandes.

Calizas.- Próximas a Vegas de Matute, se localizan dos canteras activas dedicadas a la extracción de este material que lo emplean como árido (subbase de carreteras) y también como roca de construcción, con unas reservas grandes estimadas. Las explotaciones se ubican sobre unas manchas en forma de lentejones, en las que abundan carbonatos y silicatos cálcicos, dentro de los neises glandulares. El color de estos materiales es blanco, o gris muy claro, con vetas de color oscuro.

Gravas.- Las explotaciones de este material se localizan al NE de la Hoja, en dos áreas de curso del Río Moros, formando depósitos de poco espesor. Las características de estas gravas son las que presentan los materiales a los cuales drena la red hidrográfica. Los cantos están formados por cuarzo, cuarcita y pizarra fundamentalmente, dependiendo la rentabilidad de la cantera, de la proporción entre los mismos afectando negativamente un gran contenido en pizarras, dado que se utilizan únicamente como árido. Existe una cantera inactiva al E. de Vegas de Matute y otra activa al NO. de Valdeprado, cerca del límite superior de la Hoja.

7.2 HIDROGEOLOGÍA

La superficie de la Hoja pertenece a la Cuenca Hidrográfica del Duero dentro del Sistema Acuífero nº 11 Zona Sur, excluyendo una pequeña zona al SE que pertenece a la Cuenca Hidrográfica del Tajo.

Excepto una amplia zanja al N/NO de la Hoja, el resto pertenece a la Unidad granítico-paleozoica. Esta unidad está constituida por granitos de grano grueso con abundancia de biotita y feldespato, atravesados por numerosos diques de pórfido, aplitas y pegmatitas, así como diques de cuarzo y en su zona O por pizarras y cuarcitas en un conjunto fuertemente tectonizado y con distinto grado de metamorfismo.

La alteración superficial de todo el Paleozoico es prácticamente nula y en su conjunto se puede considerar impermeable. Existen pequeños acuíferos localizados en fracturas que mantienen pequeños caudales de aguas de excelente calidad. A escala regional sus recursos subterráneos son irrelevantes, pudiendo prescindirse de ellos; únicamente pueden ser utilizados para cubrir demandas muy pequeñas, en condiciones hidrogeológicas favorables.

El Sistema Acuífero nº 11 constituye geológicamente en conjunto, una cubeta tectónica rellena con materiales terciarios, entre los que se encuentran conglomerados de borde y materiales arcillo-arenosos del Mioceno, que dan lugar a una serie de lentejones arenosos de extensión variable que se encuentran incluidos dentro de una matriz areno-limo-arcillosa de naturaleza semipermeable a través de la cual se relacionan hidráulicamente, funcionando el conjunto como un acuífero único muy heterogéneo y anisótropo.

Sobre el zócalo paleozoico y discordante con él, se encuentran los materiales mesozoicos que afloran a lo largo de toda la cubeta. Los sedimentos mesozoicos son los que presentan mayor interés, en lo que al sistema 11 se refiere. En el Cretácico, discordante con las formaciones inferiores, se diferencian en función de la litología los siguientes tramos de muro a techo, todos ellos concordantes entre sí.

- Facies Utrillas, constituida por una alternancia de arcillas y arenas con potencias entre 20 y 70 m., que presentan porosidad intergranular, de baja permeabilidad en conjunto debido a la heterometría de grano, por lo cual, hidrogeológicamente, no tiene gran interés.

- Tramo arenoso-calizo-dolomítico, constituido en la base por margas, con niveles de calizas margosas intercaladas que terminan en un trecho calizo dolomítico sobre el que

aparece una formación detrítica areniscosa. Manifiesta un comportamiento hidrogeológico bastante irregular, dependiendo de los espesores de areniscas y de los tramos calizodolomíticos. Presenta problemas de arrastres de arenas en la explotación, procedentes de la disolución del cemento de las areniscas de las que proceden.

- Tramo dolomítico, sobre él anterior y concordante con él, aparece una serie de dolomías en bancos potentes, muy homogéneas y karstificadas, que hidrogeológicamente es muy interesante cuando está saturado.

El Terciario se encuentra discordante sobre las formaciones inferiores, cubriendo indistintamente a cualquiera de ellas, estando constituido por materiales depositados en régimen continental con sedimentación fluvial. La transmisividad del acuífero terciario es más bien baja y la recarga del mismo se produce, fundamentalmente, por infiltración del agua de precipitación, en algunas zonas, como en la parte Sur-Sureste de las cuencas de los ríos Moros, Eresma y Pirón, por aporte lateral del acuífero mesozoico. La descarga generalmente se produce por drenaje de los ríos y por bombeos para abastecimientos de regadíos. La calidad de las aguas se puede considerar como bicarbonatadas cálcico-magnésicas, que tienen una gran uniformidad en todo el Sistema y que están muy poco mineralizadas.

Los materiales cuaternarios hidrogeológicamente constituyen acuíferos libres, susceptibles de ser explotados con pozos de poca profundidad. Son acuíferos conectados, a los ríos, pero que carecen prácticamente de reservas.

8 BIBLIOGRAFÍA

- ALLEGRET A. & IGLESIAS M. (1986).- Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Péninsule Iberique. **II Reunión des sciences de la Terre Clermond-Ferrand**.
- ALONSO A. (1981).- El Cretácico de la provincia de Segovia (Borde norte del Sistema Central). **U.C.M. Sem. Estrat.** 7:1-271.
- ALONSO A. & FLOQUET M. (1982).- Sédimentation et environnement au Turonien en Vieille Castille (Espagne): Un modèle d'évolution en domaine de Plateforme. **Mem. Mus. Nat. Hist. Nat.** Paris C.49:113-128.
- ALONSO A., FLOQUET M., MELÉNDEZ A. & SALOMÓN J. (1982).- 7. Cameros-Castilla. In: **El Cretácico de España**. Univ. Comp. Madrid.: 345-456.
- ALONSO A. & MAS J.R. (1977).- Evolución sedimentológica de la Unidad media detrítico-terrágena del Cretácico de la Sierra de Pradales (N. de la Prov. de Segovia). **Est geol.** 33 (6): 517-523.
- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1982).- Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y Sur del Sistema Central. **Cuad. Geol. Iber.** 8:145-166.
- ANGELIER J., MECHLER P. (1977).- Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalemt utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des dièdres droits. **Bull. Soc. Geol. Fr.** 7, 19(6):1309-1318.
- APARICIO A., BARRERA J.L., CARABALLO J.M., PEINADO M. & TINAO J.M. (1975).- Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. **Mem. IGME** 88:1-145.
- APARICIO A., BELLIDO F., BRANDLE J.L., GARCÍA CACHO L. & SANTOS V. (1983).- Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central Español. **Est. geol.** 39:271-306.
- ARENAS, R., GIL IBARGUCHI J.I., GONZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN E., MARTÍNEZ CATALÁN J.R., ORTEGA GIRONES E., PABLO MACÍA de, J.G. and PEINADO M. (1986).- Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. **Hercynica**. II, 2:87-110.
- ARTHAUD F. & MATTE Ph. (1975).- Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation (Late Hercynian wrenchfaults in southwestern Europe. Geometry and nature of the deformation). **Tectonophysics**, 25:139-171.

ASENSIO I. & MARTÍNEZ GONZÁLEZ F. (1965).- Formaciones cuaternarias en el Valle de Navacerrada. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.** 63:113-118.

ASENSIO I. & SÁNCHEZ CELA V. (1968 a).- Consideraciones sedimentológicas sobre la formación detrítica albense de la provincia de Segovia. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.** 66(3):195-205.

ASENSIO I. & SÁNCHEZ CELA V. (1968 b).- Contribución al estudio sedimentológico de la formación detrítica albense de la provincia de Segovia. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.** 66(4): 299-310.

BARD J.P., CAPDEVILA R. & MATTE Ph. (1970).- Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale). **C. R. Acad. Sci. Paris., D**, 270:2630-2633.

BARRERA J.L., BELLIDO F., BRANDLE J.L. & PEINADO M. (1981 a).- Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del Macizo Hespérico (Sector Español). **Cuad. Geol. Iber.** 7:219-234.

BATCHELOR R.A. & BOWDEN P. (1985).- Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. **Chem. Geology**, 48:43-55.

BELLIDO F., CAPOTE R., CASQUET C., FUSTER J.M., NAVIDAD M., PEINADO M. & VILLASECA C. (1981).- Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central Español. **Cuad. Geol. Iber.** 7:15-52.

BIROT P.- (1937).- Sur la morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental. **Ann. Geogr.** 46:25-42 (Traducción de C. VIDAL BOX en **Est. Geogr.** 6:155-168 1945).

BISCHOFF L., WILDBERG H. & BAUMAN A. (1986).- Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain. **Intern. Conf. Iber. Terranes. Proj.** 233:39.

BLANCO J.A., CORROCHANO A., MONTGNY R. & THUIZAT R. (1982).- Sur l'âge du début de la sédimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution en Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure. **C. R. Acad. Sci. Paris** 295:259-262.

BOTELLA F. & HORNOS de (1884).- Notas sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares. **Actas Soc. Esp. Hist. Nat.** 13:79-90. Madrid

BRANDEBOURGER E. (1984).- Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne) Petrographie et géochimie. Tesis Doctoral: 1-209.

BRANDEBOURGER E. (1984).- Caracterisation chimico-mineralogique des granitoides de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol): un bilan préliminaire. 10 RAST Bordeaux 93.

BRANDEBOURGER E., CASQUET C., DEBON F., FUSTER J. M., IBARROLA E., ISNARD P., LEFORT P., NAVIDAD M., PEINADO M., STUSSI J. M. & VILLASECA C. (1983).- Nota previa sobre la petrología y geoquímica de los granitoides de la Sierra de Guadarrama (España). *Stv. Geol. Salm.* 18:251-264.

BÜDELL J. (1957).- Die doppelten Einebrungsflächen in den feuchten Tropen. *Zeit. Geomorph* 1(2):223-225.

CABRA P., GOY J. L., HOYOS M. & ZAZO C. (1983).- Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las formaciones superficiales del sector meridional de la Sierra Cabrera. *Tecniterrae.* 51:32-42.

CALDERÓN y ARANA S. (1884 a).- Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios en España. *Bol. Inst. Libre Enseñanza*, 8. Madrid.

CALDERÓN y ARANA S. (1884 b).- Contestación a la nota del Sr. Botella sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares. *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 13:98-109. Madrid.

CAPOTE R. (1971).- Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid.: 1-289.

CAPOTE R. (1973).- Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila. *Bol. Geol. Min.* 84:425-437.

CAPOTE R. (1983).- La estructura de la extensión SE de la Zona Centroibérica en el Sistema Central. *Libro Jubilar J. M. Ríos* 1:467-476.

CAPOTE R. (1985).- Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica. *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79(4):511-522.

CAPOTE R., CASQUET C. & FERNÁNDEZ CASALS M. J. (1981).- La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.* 7:455-470.

CAPOTE R., CASQUET C. & FERNÁNDEZ CASALS M. J. (1982).- Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica. *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 76(2):313-331.

CAPOTE R. & FERNÁNDEZ CASALS M. S. (1975).- Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.* 86(6):581-596.

CAPOTE R., FERNÁNDEZ CASALS M. J., GONZÁLEZ LODEIRO F. & IGLESIAS M. (1977).- El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central. **Bol. Geol. Min.** 88(6): 517-520.

CAPOTE R., PEREJÓN A. & VILAS L. (1981 b).- Presencia de estructuras estromatolíticas en las calizas cristalinas de Santa María de la Alameda (provincia de Madrid, Sistema Central Español). **Cuad. Geol. Iber.** 7:625-632.

CAPOTE R. & VEGAS R. (1968).- El Paleozoico de los alrededores de Ávila. **Est. Geol.** 24:181-189.

CARRERAS SUÁREZ F., OLIVE A. & FERNÁNDEZ CARRASCO I. (1982).- Nava de Arévalo (481). **Mapa Geol. Esp.** 1:50.000. (2ª Serie). IGME.

CASAS J. y LEGURY S. (1976).- Estudio sedimentológico de los materiales detríticos del borde norte de la Sierra de Guadarrama. **Bol. Geol. Minist. Minas e Hidroc. Venezuela.** Publ. Esp. 7(2):1027-1040.

CASQUET C. & NAVIDAD M. (1985).- El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate. **Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.** 79(4):523-548.

CENTENO J. D. (1983).- **Clasificación y síntesis geomorfológicas de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)** Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid: 1-125.

CENTENO J. D. (1987).- **Morfología granítica de un sector de Guadarrama Occidental (Sistema Central Español)**. Tesis Doctoral. Fac. C.C. Geológicas. Ed. U. C. M. (Inédita). 321 p.

CENTENO J. D., PEDRAZA J. & ORTEGA L.I. (1983).- Estudio geomorfológico del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol.** 81(3-4):153-171.

CORRALES, I. et al. (1978).- "Las facies Miocenas del Sector Sur de la Cuenca del Duero". **Publ. Dep. Estrat. Univ. Salamanca, nº 9.**

CORRETGE I., CARBALLEIRA J., CORROCHANO A., POL C. y ARMENTEROS I. (1978).- Las facies miocenas del Sector Sur de la Cuenca del Duero. **Publ. Dpto. Estrat. Univ. Salamanca.** 9:1-15.

CORTÁZAR D. de (1891).- Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. **Bol. Inst. Comp. Mapa Geol. Min Esp.** 17:3-234.

CHAPPELL, B.W. and WHITE A.J.R., (1974).- Two contrasting granite types. **Pacific Geology** 8:173-174.

- DAVIS W.M. (1899).- The geographical cycle. *Geographical Journal*, 14:481-504.
- DE LA ROCHE H., STUSSI J.M. & CHAURIS L. (1980).- Les granites a deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de correlations geochimiques appuyés sur une banque de données (Implications petrologiques et metallogeniques). *Sci. de la Terre*, 84:5-121.
- DÍEZ BALDA M.A. (1980).- La sucesión estratigráfica del complejo esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca. *Est. Geol.* 36(1-2):131-138.
- DÍEZ BALDA M.A. (1986).- **El Complejo Esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca.** Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. Ediciones Universidad de Salamanca, 162 pp.
- EL BOUSEILY A.M. & EL SOKKARY A.A. (1975).- The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geology*, 16:207-219.
- FERNÁNDEZ CASALS M.J. & GUTIÉRREZ MARCO J.C. (1985).- Aspectos estratigráficos de la Cadena Hecínica en el Sistema Central. *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79(4):487-509.
- FERNÁNDEZ GARCÍA P. (1988).- **Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia).** Tesis Doctoral. Fac. C.C. Geológicas. Ed. Univ. Complutense Madrid. 336 pp.
- FISCHER R. (1894).- Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel. *Dr. A. Pettermanns Mitteil*, 40:249-259 y 277-285.
- FUSTER J. M., APARICIO A., CASQUET C., GARCÍA CACHO L., MORA A. & PEINADO M. (1974).- Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.* 85:595-600.
- FUSTER J. M. & MORA PEÑA A. (1970).- El carácter del metamorfismo en el Macizo de La Cañada (Sistema Central Español). *Est. Geol.* 26:317-321.
- FUSTER J. M. NAVIDAD M. & VILLASECA C. (1981 a).- Relaciones entre ortoneises y series volcano-sedimentarias en el Macizo de El Caloco (Guadarrama Central). *Cuad. Geol. Ibérica.* 7:161-171.
- FUSTER J. M., NAVIDAD M. & VILLASECA C. (1981 b).- Dioritoides precoces en las series metamórficas de el Macizo de El Caloco (Guadarrama Central). *Cuad. Geol. Iber.* 7:173-182.
- GARCÍA, A. et al. (Coords.) (1982).- El Cretácico de España. *Univ. Comp.* Madrid: 1-680.

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. Univ. Comp. Madrid.

GARZÓN M. G. & LÓPEZ MARTÍNEZ N. (1978).- Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central. **Est. Geol.** 34:571-575.

GARZÓN HEYDT M. G., PEDRAZA GILSANZ J. & UBANELL A. G. (1982).- Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama). **Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat. de Madrid**, 76:475-496.

GUTIÉRREZ ELORZA M. & RODRÍGUEZ VIDAL J. (1978).- Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central. **Bol. Geol. Min.** 89(2):109-113.

HEIM R. C. (1952).- **Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain.** Tesis. Min. Geol. Inst. Rij. Univ. Utrecht: 1-66.

HERNÁN F. (1970).- **Estudio de las relaciones granito-gneis y de la intensidad del metamorfismo en el Sector del Cerro del Caloco (Prov. Segovia).** Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid.

HERNÁNDEZ-PACHECO F. (1930).- Estudio geográfico y geológico del territorio de las obras del Canal de Isabel II. **Mem. Canal Isabel II.**:153-164.

HERNÁNDEZ SAMANIEGO A., CARRERAS SUÁREZ F., FERNÁNDEZ CARRASCO J., OLIVE A., AGUILAR TOMAS M. J. & CAPOTE R. (1982).- Cardeñosa (506). **Mapa Geológico de España.** 1:50.000. (2ª Serie) IGME.

HUERTAS M. J. (1986).- Pórfidos y diques básicos asociados en la Sierra de Guadarrama. **Cuad. Lab. Xeol. Laxe.** 10:245-260.

IBARROLA E., VILLASECA C., VIALETTE V., FUSTER J. M., NAVIDAD M., PEINADO M. & CASQUET C. (1986).- Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). **Intern. Conf. Iber. Terranes. Proj.** 233:31.

IBARROLA E., VILLASECA C., VIALETTE Y., FUSTER J. M., NAVIDAD M., PEINADO C. & CASQUET C. (1988).- Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). **Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico.** Libro Homenaje a L.C. García Figuerola, pp. 377-384.

IGME (1984).- Hoja y memoria nº 38 (SEGOVIA) del Mapa Metalogenético de España a E.1:200.000.

JULIVERT M., FONBOTÉ J. M., RIBEIRO A. y CONDE L. (1972).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. IGME.

KILMURRAY J. O. (1978).- Distena relicta en la vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español. *Est. Geol.* 34:359-362.

KLEIN C. I. (1959).- Surfaces polygéniques et surfaces polycycliques. *Bull. Ass. Géogr. Franc.* 282-283:51-68.

LANCELOT J. R., ALLEGRET A. & IGLESIAS M. (1985).- Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74:325-337.

LÁZARO I. (1976).- **Estudio geomorfológico de la Cuenca del río Guadalix (Evolución Neógeno-Cuaternario)**. Tesis Doctoral Univ. Comp. Madrid.

LEGUEY S. et al. (1976).- Estudio mineralógico de las calizas cristalinas del puerto de Somosierra (Prov. de Segovia). *Bol. Geol. Min.* 87:528-537.

LEGUEY S., MARTÍN DE VIDALES J. & CASAS J. (1984).- Diagenetic Paligorskite in marginal continental detrital deposits located in the South of the Tertiary Duero Basin (Segovia, Spain). In: **Paligorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses.** (A. Singer y E. Galan Eds). *Developments in Sedimentology*. Ed. Elsevier. 37:149-158.

LOCUTURA J. & TORNOS F. (1985).- Consideraciones sobre la metalogenia del sector medio del Sistema Central Español. *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79(4):589-615.

LÓPEZ DE AZCONA M. C. & MINGARRO F. (1968).- Estudio de los cuerpos concrecionales del Albense de Segovia. *Est. Geol.* 24(3-4):243-247.

LÓPEZ RUIZ S., APARICIO A. & GARCÍA CACHO L. (1975).- El metamorfismo de la Sierra Guadarrama. Sistema Central Español. *Mem. IGME.* 86:1-127.

LOTZE F. (1945).- Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotktonische Forschungen.* 6:78-92.

MACAYA J. et al. (en prensa).- Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the Hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Enviado a *Tectonophysics*.

MARTÍN SERRANO A. (1986).- **El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del borde Hespérico.** Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid: 517.

MENDES F. FUSTER J.M., IBARROLA E. & FERNÁNDEZ SANTÍN S. (1972).- L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Systeme Central Espagnol). *Rev. Fac. Sci. Lisboa* 2 G 17:345-365.

MINGARRO F. & LÓPEZ DE AZCONA M.C. (1974).- Petrogénesis de las rocas carbonáticas de la provincia de Segovia. *Estudios geol.* 30(4-5-6):569-578.

MINGARRO F. & LÓPEZ DE AZCONA M.C. (1975).- Estudio de la fracción arcillosa contenida en las rocas carbonáticas del Cretácico superior de la provincia de Segovia. *Estudios geol.* 31(5-6):531-542.

MOLINA E. & PELLITERO E. (1982).- Formas periglaciares actuales en la Paramera de Ávila. Hipótesis sobre su génesis. *Bol. R. soc. Esp. Hist. Nat. Geol.* 80(1-4):49-56.

NAVIDAD M. (1978 a).- **Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del Macizo Ibérico.** Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid: 1-253.

NAVIDAD M. (1978 b).- Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores noroccidental y centro-oriental del Macizo Ibérico. *Est. geol.* 34:511-528.

NAVIDAD M. (1979).- Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama Centro-occidental). *Est. geol.* 35:31-48.

NAVIDAD M. & PEINADO M. (1977).- Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español). *Stv. Geol. Salm.* 12:137-159.

NAVIDAD M. & VILLASECA C. (1983).- Sobre la mineralogía del skarn fémico del Arroyo Zancado (Macizo de El Caloco. Guadarrama Central) *Rev. Mat. Proc. Geol.* 1:299-310.

PARGA J.R. (1969 a).- Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Xeol. Laxe*, 37:1-15.

PEDRAZA J. de (1976).- Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central Español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorox. *Bol. Geol. Min.* 87(1):1-12.

PEDRAZA J. de (1978).- **Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español).** Tesis Doctoral Univ. Comp. Madrid: 1-459.

PEDRAZA J. de. & CENTENO J. de D. (1987).- "Nuevas aportaciones al estudio del glaciario pleistoceno de la Sierra de Guadarrama: el valle glacial del Barandillo". *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario, AEQUA*, 183-186.

PEDRAZA J. de., CENTENO J. de D., ACASO E. & RUBIO J.C. (1988).- Presencia de suelos estructurados de origen periglaciario en la Sierra de Gredos: círculo de piedras actuales. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Actas)**, 84:35-37.

PEINADO M. (1985).- Los ortoneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo prehercínico. **Rev. Real Acadm. Ciencias Exact. Físicas y Nat.**

PENK W. (1972).- Morphological Analysis of Landforms. A Contribution to Physical Geology, Hafner P.C., 430 pp. N. York (primera edición en lengua inglesa publicada en 1953 por Macmillan and Co. Londres). (Trabajo original en alemán, publicado en 1924).

POL C., CORRALES I., CORROCHANO A. y CARBALLEIRA J. (1977).- Las facies detríticas del Mioceno del sector Sur de la Cuenca del Duero. **VIII Congr. Nac. Sedim. Oviedo-León.**

PORTERO J.M. & AZNAR J.M. (1984).- Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). **I Congr. Esp. Geol.** 3:253-263.

RAMSAY J.G. (1967).- Folding and Fracturing of rocks. **Mc. Graw-Hill**, New York, 568.

RINCÓN A., ORDÓÑEZ S., PEÑA J.A. de la (1978).- Tratamiento estadístico de datos granulométrico. Aplicación a la Formación "Utrillas" del extremo occidental de la Cordillera Ibérica y borde del Sistema Central. **Est. geol.** 34(3-4-5-6):543-547.

RODRÍGUEZ SALÁN A. (1985).- **Metamorfismo regional y de contacto en la Sierra de Ojos Albos (Sistema Central Español)**. Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid: 1-110.

RODRÍGUEZ SALÁN A., VILLASECA C. & FUSTER J.M. (en prensa).- El metamorfismo de contacto en la Sierra de Ojos Albos. **Rev. Fac. C. Oporto.**

RUBIO J.C. (1984).- **La morfología glaciario de la Sierra de la Nava (Macizo de Gredos)**. Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid: 1-182.

SAN MIGUEL M. (1951).- La constitución geológica del anticlinal de Honrubia (Segovia). **Est. geol.** 14:387-410.

SAN MIGUEL M. (1952).- Fuentelcésped (357). **Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (1ª Serie)**. IGME.

SAN MIGUEL M. (1955).- Maderuelo (403). **Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (1ª Serie)** IGME.

SÁNCHEZ CELA V. (1969).- Contribución al estudio de la fracción aleurítico-arcillosa de los sedimentos albenses de la provincia de Segovia. **Estudios Geol.** 25(1):113-121.

SCHACER G. (1969).- Geologie und Petrographie in östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama Spanien). **Münst. Forsch. Geol. Paläont.** 10:1-207

SCHMIEDER O. (1915).- Die Sierra de Gredos. *Mitteil d. Geogr. Gesselsdr. München* 10:1-60 Erlangen. (Trad. de C. VIDAL VOX en *Est. geogr.* 52:421-440 y 53:629-653, 1953).

SCWENZNER (1936).- Zür Morphologie des Zentralspanischen Ochlands. *Geographische Abhandlungen*, 3 Rei. Heft Stuttgart (Traducción y resumen de C. VIDAL BOX en *Bol. R. Soc. Española Hist. Mat.*, 14:121-147, Madrid, 1943).

SERRANO PINTO M., CASQUET C., IBARROLA E., CORRETGE L.G. & PORTUGAL FERREIRA M. (1988).- Síntese geocronológica dos granitoides do Macizo Hespérico. **Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico**. Libro Homenaje a L.C. García Figuerola, pp. 69-86.

SERRANO PINTO M. & GIL IBARGUCHI I (en prensa).- Revisión de datos geocronológicos e isotópicos de granitoides hercínicos de la región galaico-castellana.

SIMÓN GÓMEZ J.L. (1986).- Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*. 124:37-53.

SOLÉ SABARIS L. (1952).- Geografía Física de España. Tomo I, Geografía de España y Portugal de R. de Teran. Ed. **Montaner y Simón**, 500 pags. Barcelona.

TORNOS F. & CASQUET C. (1984).- La mineralización de W-Sn-Cu-Zn-Pb de Otero de Herberos (Segovia). Un skarn con una zona de cizalla superpuesta. *I Congr. Esp. Geol.* 2:703-718.

UBANELL A.G. (1971).- **Estudio geológico del sector occidental de la Sierra de Ojos Albos (Sistema Central Español)**. Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid.

UBANELL A.G. (1981 b).- Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.* 7:607-624.

VAUDOUR J. (1977).- **Contribution a l'étude Géomorphoelologique d'une région méditerranéenne semi-aride, la région de Madrid, alteration, sols et paléosols (resumen)**. Tesis Doctoral Univ. d'Aix-Marseille.

VEGAS R. (1975).- "Wrench (transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and mosphostructural implications". *Geol. Rundschau*, 64:266-278.

VIALETTE Y., BELLIDO F., FUSTER J.M. & IBARROLA E. (1981).- Datos geocronológicos sobre el granito de La Cabrera. *Cuad. Geol. Iber.* 7:327-338.

VIALETTE Y., CASQUET C., FUSTER J.M., IBARROLA E., NAVIDAD M., PEINADO M. & VILLASECA C. (1986).- Orogenic granitic magmatism of prehercinian age. *Terra Cognita ICOG 6 meeting* 6(2):1606.

VIALETTE Y., CASQUET C., FUSTER J.M., IBARROLA E., NAVIDAD M., PEINADO M. & VILLASECA C. (en prensa).- Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). **Neues Jarh.** 1987.

VICENTE G. de. (1988).- **Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica.** Tesis Doctoral Univ. Complutense. Madrid. 317.

VICENTE G. de., MARTÍNEZ J., CAPOTE R. & LUNAR R. (1986).- Cuantificación de la tectónica de fractura asociada a la mineralización argentífera de Hiendelaencina. Sistema Central. **Public. Esp. Univ. Oporto.**

VILLASECA C. (1983 b).- Bandas miloníticas y filoníticas en las áreas suroccidentales de Segovia (Guadarrama central). **Stv. Geol. Salm.** 18.T.extr. 8:81-92.

VILLASECA C. (1983 c).- **Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama.** Tesis Doctoral Univ. Comp. Madrid: 1-331.

VILLASECA C. (1985 a).- Los granitos de la Sierra de Guadarrama. **Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.** 79(4):573-587.

VILLASECA C. (1985 b).- Microdioritas de afinidad toleítica en las bandas de cizalla de Segovia. **Est. Geol.** 41:11-15.

VINDEL E. (1980).- Estudio mineralógico y metalogénico de las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español. **Tesis Doctoral Univ. Comp.** Madrid: 1-249.

WAARD D. (1950).- Paligenetic structures in augen gneises of the Sierra de Guadarrama, Spain. **Bull. Com. Geol. Finlande** 23:51-56.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID