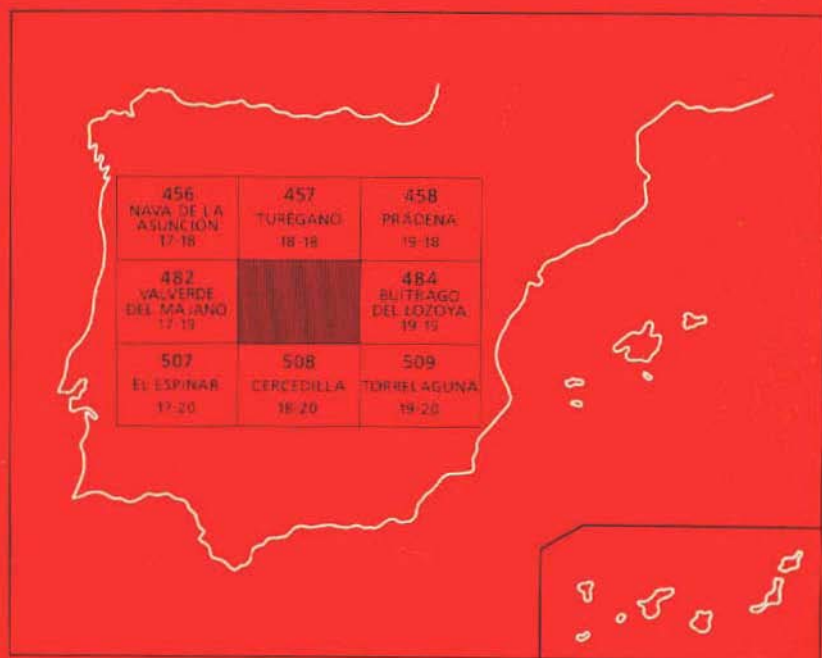




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



SEGOVIA

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SEGOVIA

Primera edición

MADRID, 1991

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por los equipos pertenecientes a la Agrupación de empresas EGEO, S. A. – GEOPRIN, S. A. y al Dpto. Petrología de la Universidad Complutense en el marco del convenio establecido entre el I.T.G.E. y la U.C.M.

Han intervenido en la realización los siguientes autores:

Mapa Geológico:

- Mesozoico, Terciario y Cuaternario: J. Martínez-Salanova (EGEO, S. A.), A. del Olmo Sanz (EGEO, S. A.) y J. Pedraza (Glaciario, U.C.M.).
- Rocas metamórficas e ígneas: R. Arenas Martín (U.C.M.), y J.M. Fúster (U.C.M.) y C. Villaseca (U.C.M.).

Mapa Geomorfológico:

J. Pedraza, T. Bardají y J. de Dios Centeno y P. Fernández.

Memoria:

- Introducción, Estratigrafía e Historia Geológica: L. M. Martín Parra (EGEO, S. A.), J. Martínez-Salanova y A. del Olmo Sanz.
- Petrología: R. Arenas Martín, J.M. Fúster y C. Villaseca.
- Tectónica: Hercínica – L.M. Martín Parra y J. Macaya (Univ. Salamanca), Tardihercínica y Alpina – R. Capote (U.C.M.), J. M. González Casado (U.C.M.) y G. de Vicente (U.C.M.).
- Geomorfología: J. Pedraza, T. Bardají (U.C.M.), J. de Dios Centeno (U.C.M.) y P. Fernández (U.C.M.).
- Geología Económica: A. Merlo (GEOPRIN, S. A.).
- Petrografía: R. Arenas, M.J. Huertas (U.C.M.), C. Villaseca y M.T. Ruiz García (GEOPRIN, S. A.).

Asesoría en Sedimentología:

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

Análisis por difracción del R.X.:

M. Signes Ororay y J. Bastida Cuairán

Paleontología:

N. López Martínez (U.C.M.) y J. Esteban Aenlle (U.C.M.).

Dirección y supervisión del ITGE: A. Pérez González, C. Ruiz García, L.R. Rodríguez Fernández.

INDICE

	<i><u>Páginas</u></i>
1. INTRODUCCION	9
1.1. SITUACION GEOGRAFICA	9
1.2. ANTECEDENTES.	11
1.3. ENCUADRE GEOLOGICO	13
1.4. METODOLOGIA SEGUIDA EN LA CONFECCION DE LA HOJA .	15
 2. ESTRATIGRAFIA	 17
2.1. ROCAS METAMORFICAS PARADERIVADAS	17
2.1.1. Paraneises y cuarcitas alternantes (20)	17
2.1.2. Paraneises semipelíticos (21)	18
2.1.3. Paraneises pelíticos corneanizados (19)	18
2.1.4. Mármoles, rocas de silicatos cálcicos y skarns (18)	19
2.2. SEDIMENTOS CRETACICOS	20
2.2.1. Arenas, arcillas y gravas. Formación «Arenas y arcillas de Segovia» (22)	20
2.2.2. Dolomías rojas y arcillas (23)	21
2.2.3. Dolomías tableadas, margas y arcillas. Formación «Dolomías tableadas de Caballar» (24)	22

2.2.4.	Arenas pardas, areniscas y arcillas. Miembro «Areniscas y arcillas de Hontoria.» (25)	24
2.2.5.	Formación «Calizas y dolomías de Castrojímene»	25
2.2.6.	Areniscas con cemento dolomítico. Miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria» (26)	25
2.2.7.	Margas, dolomías y areniscas. Miembro «Dolomías de Montejo» (27)	26
2.2.8.	Dolomías, margas y arcillas. Formación «Dolomías y margas del valle de Tabladillo» (28)	27
2.2.9.	Gravas, arenas silíceas, arcillas (29)	27
2.3.	SEDIMENTOS TERCIARIOS	29
2.3.1.	Sedimentos paleógenos	29
2.3.1.1.	Conglomerados de cantos y bloques polimícticos (30)	30
2.3.1.2.	Arenas, limos y arcillas (31)	30
2.3.2.	Sedimentos neógenos	31
2.3.2.1.	Bloques y cantos (34)	31
2.3.2.2.	Cantos y arenas (33)	32
2.3.2.3.	Arenas (32)	32
2.4.	CUATERNARIO	33
2.4.1.	Bloques, cantos y arenas (conos de deyección) (35)	33
2.4.2.	Arenas, cantos y limos (coluviones) (36)	33
2.4.3.	Bloques, cantos y gravas (morrenas) (37)	33
2.4.4.	Bloques y cantos (38)	33
2.4.5.	Gravas, arenas y limos (terrazas) (39-40)	33
2.4.6.	Arenas, limos, gravas y cantos (Aluviales. Fondos de valles) (41)	34
2.4.7.	Limos, arenas y turberas (fondos de navas) (42)	34
2.4.8.	Antrópico (43)	34
3.	PETROLOGIA	35
3.1.	DESCRIPCION DE LOS MATERIALES	35
3.1.1.	Rocas metamórficas paraderivadas	35
3.1.1.1.	Introducción	35
3.1.1.2.	Paraneises y cuarcitas alternantes (20)	36
3.1.1.3.	Paraneises semipelíticos (21)	37
3.1.1.4.	Paraneises pelíticos corneanizados (19)	39
3.1.1.5.	Mármoles, rocas de silicatos cálcicos y skams (18)	41
3.1.2.	Rocas ígneas prehercínicas	44
3.1.2.1.	Ortoneises glandulares mesocratos-melanocratos (14)	44
3.1.2.2.	Ortoneises glandulares (15)	46
3.1.2.3.	Leuconeises (16)	48
3.1.2.4.	Metadioritas-metagabros (17)	49

3.1.3.	Rocas graníticas hercínicas	50
3.1.3.1.	Leucogranitos deformados (tipo Torrecaballeros) (5)	51
3.1.3.2.	Adamellitas-granodioritas deformadas (tipo San Medel) (6)	52
3.1.3.3.	Adamellitas deformadas (tipo Otero de Herreiros) (7)	53
3.1.3.4.	Leucogranitos de dos micas (tipo La Losa) (8) .	54
3.1.3.5.	Adamellitas-granodioritas con gabarros (tipo Segovia) (9)	55
3.1.3.6.	Adamellitas biotíticas (tipo Rascafría) (10)	56
3.1.3.7.	Adamellitas cordieríticas (tipo Canteras de Segovia) (11)	57
3.1.3.8.	Adamellitas porfídicas (tipo La Granja) (12)	58
3.1.3.9.	Leucogranitos aplíticos (tipo Peñalara) (13)	60
3.1.4.	Rocas filonianas	61
3.1.4.1.	Aplitas (1)	61
3.1.4.2.	Microdioritas (2)	62
3.1.4.3.	Pórfidos (3)	63
3.1.4.4.	Cuarzo (4)	64
3.2.	CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO	64
3.2.1.	Metamorfismo regional	64
3.2.2.	Metamorfismo de contacto	69
3.3.	GEOQUÍMICA	69
3.3.1.	Rocas metamórficas paraderivadas	70
3.3.2.	Rocas ígneas prehercínicas	70
3.3.2.1.	Ortoneises mesocratos-melanocratos	70
3.3.2.2.	Ortoneises glandulares	73
3.3.2.3.	Leuconeises y neises glandulares migmatizados	73
3.3.2.4.	Metagabros-metadioritas	75
3.3.3.	Rocas graníticas hercínicas	75
4.	TECTÓNICA	85
4.1.	OROGENIA HERCÍNICA	85
4.1.1.	Primera fase de deformación (D ₁)	85
4.1.2.	Segunda fase de deformación (D ₂)	86
4.1.3.	Tercera fase de deformación (D ₃)	87
4.1.4.	Cuarta fase de deformación (D ₄)	88
4.1.5.	Quinta fase de deformación (D ₅)	88
4.1.6.	Tardihercínico	89
4.1.6.1.	Etapla Malagón	89
4.1.6.2.	Etapla Híndelaencina	87

4.2.	FRACTURACION ALPINA	89
4.2.1.	Etapa Ibérica	89
4.2.2.	Etapa Guadarrama	92
4.2.3.	Etapa Torrelaguna	93
5.	GEOMORFOLOGIA	93
5.1.	CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS GENERALES	93
5.1.1.	Las superficies de erosión	93
5.1.2.	El modelado de detalle. La evolución cuaternaria	95
5.1.2.1.	Fenómenos fluviales y asociados	95
5.1.2.2.	Fenómenos glaciares y periglaciares	95
5.1.2.3.	Fenómenos gravitacionales y/o mixtos.	96
5.2.	EL SISTEMA CARTOGRAFICO	97
5.3.	DESCRIPCION DE LAS UNIDADES	98
5.3.1.	Superficie tipo penillanura en cumbres	98
5.3.2.	Escarpes de articulación formando laderas	98
5.3.3.	Superficie tipo penillanura en paramera, rellanos y hombreras	99
5.3.4.	Depresiones interiores formando piedemonte	99
5.3.5.	Superficie tipo <i>pediment</i> en rampas	100
5.3.6.	Relieves estructurales de plegamiento	100
5.3.7.	Vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación actual y subactual de las otras unidades	101
5.3.8.	Sistema de aterrazamiento en vegas	101
5.4.	DESCRIPCION DE LOS ELEMENTOS	102
5.4.1.	Elementos asociados a las superficies de erosión	102
5.4.2.	Rellanos, culminaciones, hombreras y cerros poligénicos.	102
5.4.3.	Escarpes poligénicos	103
5.4.4.	Elementos glaciares	103
5.4.5.	Elementos periglaciares y niveles	105
5.4.6.	Elementos estructurales de plegamiento	106
5.4.6.1.	Plataformas estructurales	106
5.4.6.2.	Cuestas	106
5.4.7.	Elementos fluviales y de procesos asociados	106
5.4.7.1.	Navas	107
5.4.7.2.	Formas de incisión fluvial	107
5.4.7.3.	Rellanos articulados tipo glacis	107
5.4.7.4.	Conos de deyección	108
5.4.7.5.	Glacis	109
5.4.7.6.	Terrazas y fondos de valle	109
5.4.8.	Elementos gravitacionales	110
5.4.9.	Elementos kársticos	111
6.	HISTORIA GEOLOGICA	111

7. GEOLOGIA ECONOMICA	121
7.1. MINERIA Y CANTERAS	121
7.2. HIDROGEOLOGIA	124
8. BIBLIOGRAFIA	127

INDICE DE TABLAS

Tabla 1	80
Tabla 2	81
Tabla 3	82
Tabla 4	83
Tabla 5	84

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja de Segovia se sitúa en el sector central de la Sierra de Guadarrama, perteneciendo la mayor parte de la misma a la vertiente NO y un pequeño sector, al E de la Hoja, a la vertiente SE (Fig. 1).

Su sector NO pertenece ya al borde SE de la submeseta norte.

Las cotas más altas de la Hoja se encuentran en el sector E de la Hoja, en una cuerda que hace de divisoria de aguas entre las cuencas hidrográficas de los ríos Duero y Tago. En ella se encuentra el Pico de Peñalara (2.429 m) que es la máxima altura de todo el sector central del Sistema Central, además del Cerro Dos Hermanas (2.268 m), Reventón (2.080 m), La Flecha (2.078 m) y Peñacabra (2.165 m). Otros relieves característicos son los Cerros Negro (2.088 m), Alto del Pelado (2.058 m), Alto de la Picota (1.987 m) y Alto de Navahonda (1.888 m), todos ellos próximos a esta cuerda en el sector NE de la Hoja.

El punto más bajo de la Hoja se encuentra en el sector NO de la misma, donde los ríos Eresma y Milanillos la abandonan, con unos 900 m, siendo la cota media considerablemente alta, ya que más de la mitad de la superficie de la misma supera los 1.200 metros de altitud.

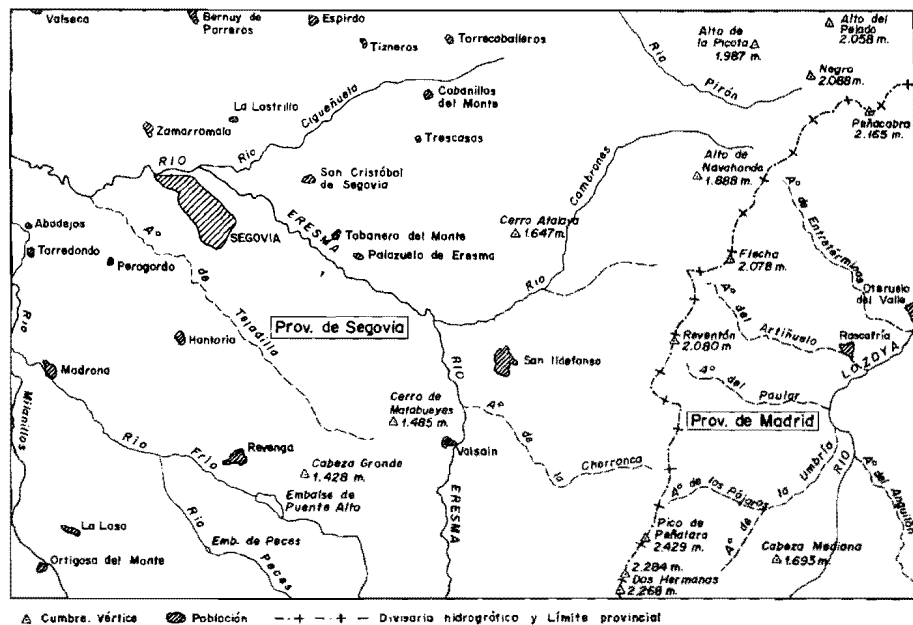


Fig.1 Esquema geográfico de la hoja

Fig. 1 Esquema geográfico de la Hoja.

En el sector SE de la Hoja se encuentra la depresión del Lozoya alargada en dirección SO-NE.

Los ríos más importantes son el Eresma, con sus afluentes, ríos Cigüeñuela y Cambrones y el Arroyo de la Tejadilla; el Río Milanillos con sus afluentes ríos Frios y Peces, y el Río Pirón, todos ellos pertenecientes a la cuenca hidrográfica del Duero. En el sector SE de la Hoja circula el Río Lozoya con una serie de arroyos afluentes, pertenecientes a la cuenca hidrográfica del Tajo.

La mayor parte de la Hoja pertenece a la provincia de Segovia, siendo sus poblaciones más importantes: Segovia (que da nombre a la Hoja), San Ildefonso (La Granja) y Revenga. En el sector E de la Hoja, perteneciente a la provincia de Madrid, destaca la población de Rascafría.

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 BARD *et al.* (1970) trazan los rasgos más generales de esta región. Por su parte, CAPOTE y VEGAS (1968) se ocupan de los afloramientos metamórficos de la provincia de Avila, 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 FERNANDEZ CASALS (1975), CAPOTE *et al.* (1977) y FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ 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), CAPOTE (1983, 1985) y MACAYA *et al.* (en prensa).

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

Los trabajos de BARRERA *et al.* (1981), fundamentalmente geoquímico, el de APARICIO *et al.* (1983) y finalmente el de BRANDEBOURGUER (1984), también se ocupan del estudio sistemático de los granitos. Por último, VILLASECA (1985) realiza una breve revisión 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), PEINADO (1985) y VILLASECA (1983).

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

Los datos geocronológicos hasta este momento son escasos y plantean a veces 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 (1987), IBARROLA *et al.* (1987) y BISCHOFF *et al.* (1986).

El metamorfismo fue estudiado de modo general por primera vez por HEIM (1952). 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), LOPEZ RUIZ *et al.* (1975) y CASQUET y NAVIDAD (1985) se aborda 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 se encuentran varios trabajos de diversos autores:

FUSTER y DE PEDRO (1955) estudian la geología del valle superior del Río Eresma.

Los trabajos de MACAYA (1983) y VILLASECA (1983) estudian las bandas miloníticas de segunda fase herciniana así como las deformaciones hercinianas que las afectan posteriormente, en el área de Segovia-Revenge (sector O de la Hoja) el primero, y en un área mayor que incluye además parte de las hojas de El Espinar y Cerdilla, el segundo.

Los granitoides de la Hoja han sido estudiados por diferentes autores. SANCHEZ CELA (1962) estudia los afloramientos graníticos de los alrededores de Segovia y RUBIO y VILLASECA (1981) estudian el granito de La Granja y el metamorfismo de contacto asociado al mismo.

FUSTER e IBARROLA (1953) estudian los diques de pórfidos y lamprófidos de La Granja y VILLASECA (1985) las microdioritas de tendencia toleítica existentes en las bandas de cizalla de Segovia.

El metamorfismo y la petrología de las rocas metamórficas son estudiadas por TORNOS (1981) y CASQUET y TORNOS (1981) en el alto valle del Lozoya. TORNOS y CASQUET (1982) estudian los neises glandulares de este mismo sector.

Las rocas estictolíticas de la Sierra de Guadarrama son estudiadas por VILLASECA (1983), mientras que la evolución metamórfica general del sector centro N de la Sierra de Guadarrama es estudiada por VILLASECA (1983) en su tesis doctoral.

El conocimiento de la existencia de materiales cretácicos en Segovia y en el valle del Lozoya viene ya desde el siglo pasado, con los trabajos de CORTAZAR (1891) y FERNANDEZ NAVARRO (1897, 1899 y 1915).

SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1951, 1952 y 1955) realiza la estratigrafía de una parte del Cretácico, en el norte de la provincia de Segovia.

BIROT y SOLE SABARIS (1954) realizan cortes esquemáticos en Ituro, al sur de la Hoja y en Segovia, al este.

Una gran parte de los antecedentes bibliográficos que tratan el Cretácico segoviano corresponden a trabajos de carácter fundamentalmente petrográfico. Así, para los materiales detríticos de la base encontramos los trabajos de ASENSIO y SANCHEZ CELA (1968 a y b), LOPEZ DE AZCONA y MINGARRO (1968) SANCHEZ CELA (1969), CASAS *et al.* (1975) y RINCON *et al.* (1978), mientras que para los sedimentos carbonáticos tenemos los de MINGARRO y LOPEZ DE AZCONA (1974 y 1975) y RINCON *et al.* (1977).

El primer trabajo sedimentológico en el Cretácico de Segovia lo realizan ALONSO y MAS (1977) en la Sierra de Pradales, al norte de la provincia.

El estudio básico sobre el Cretácico de Segovia es el trabajo de ALONSO (1981), que lo analiza sedimentológicamente y describe numerosas unidades litoestratigráficas, formalizadas posteriormente en ALONSO *et al.* (1982).

ALONSO y FLOQUET (1982) estudian la sedimentación para el Turoniense y ALONSO y MAS (1982) comparan y correlacionan las unidades cretácicas al norte y sur del Sistema Central.

1.3. ENCUADRE GEOLOGICO

Los materiales que constituyen la Hoja se agrupan en dos conjuntos netamente diferentes. El primero y más extendido está constituido por las rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al Macizo Herciniano de edades precámbrico-paleozoicas, mientras que el segundo está representado por los sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios correspondientes al borde SE de la submeseta norte, así como los existentes en la cuenca del Lozoya.

La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, metamórficos e ígneos que afectan a los materiales precámbricos. Estos se enclavan dentro de la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) o también dentro de la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972) (Fig. 2).

BELLIDO *et al.* (1981) realizan una subdivisión del Sistema Central más detallada, en la cual la presente Hoja se encontraría en el Dominio Central. Este dominio 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 Guadarrama, que 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 situado al O (Complejo de Gredos).
- Estructura interna con pliegues tumbados y cabalgamientos menores.

A su vez las rocas hercínianas que afloran en la Hoja se pueden separar esquemáticamente en dos grandes grupos (ver esquema tectónico de la Hoja):

- a) Rocas metamórficas en grado medio-alto, entre las que se incluyen los orto-neises glandulares.
- b) Rocas graníticas hercínianas.

El contacto entre las rocas graníticas y las metamórficas suele ser intrusivo, dando lugar a metamorfismo de contacto. En algunos lugares el contacto entre rocas graníticas y metamórficas es por fractura.

La tectónica hercíniana es polifásica, generando la consiguiente superposición de estructuras. Las primeras etapas son de carácter dúctil, dando lugar a pliegues vergentes y a cabalgamientos. A éstas se asocian hasta tres esquistosidades penetrati-

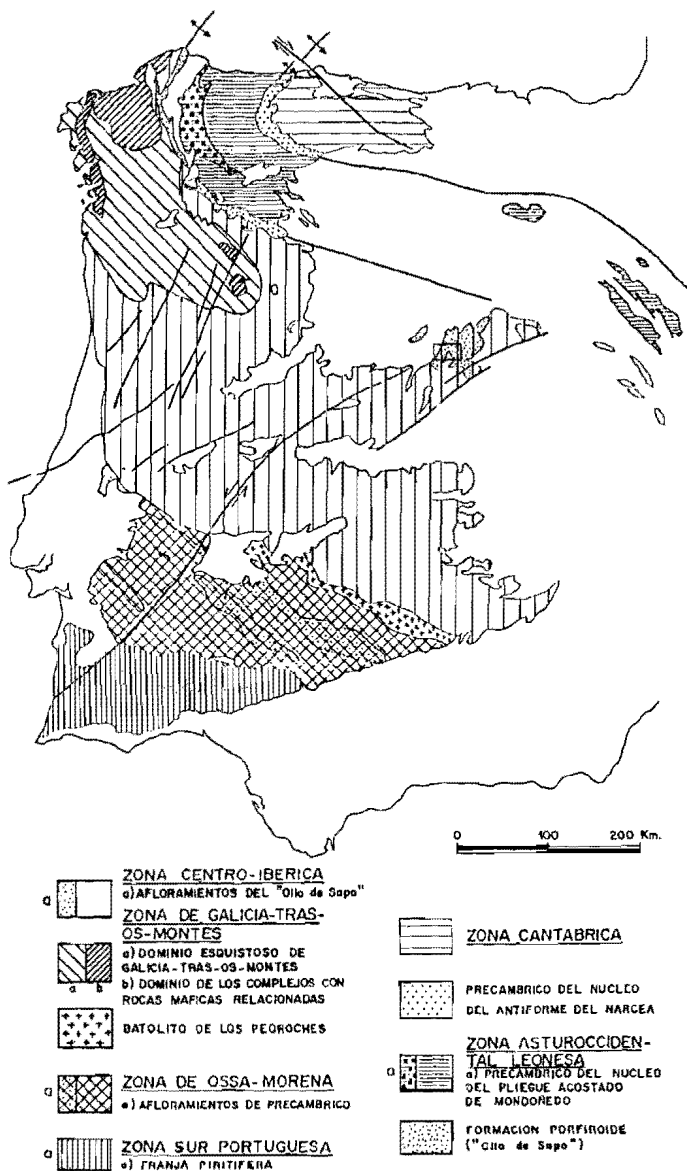


Fig. 2 Situación del área de estudio en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT *et al* (1972). ARENAS *et al* (1988).

vas. Las últimas etapas tienen un carácter más frágil provocando pliegues subverticales más abiertos y fracturación del conjunto.

El registro del Cretácico, en el ámbito de la Hoja, viene marcado por los afloramientos del valle del Lozoya, al este, y por la banda de sedimentos de mayor extensión, con dirección aproximada NE-SO que se sitúa al oeste y sobre los que se asienta la ciudad de Segovia.

Los materiales cretácicos se encuentran discordantes sobre el sustrato paleozoico, ígneo y metamórfico, que está intensamente alterado en casi toda la zona de contacto.

1.4. METODOLOGIA SEGUIDA EN LA CONFECCION DE LA HOJA

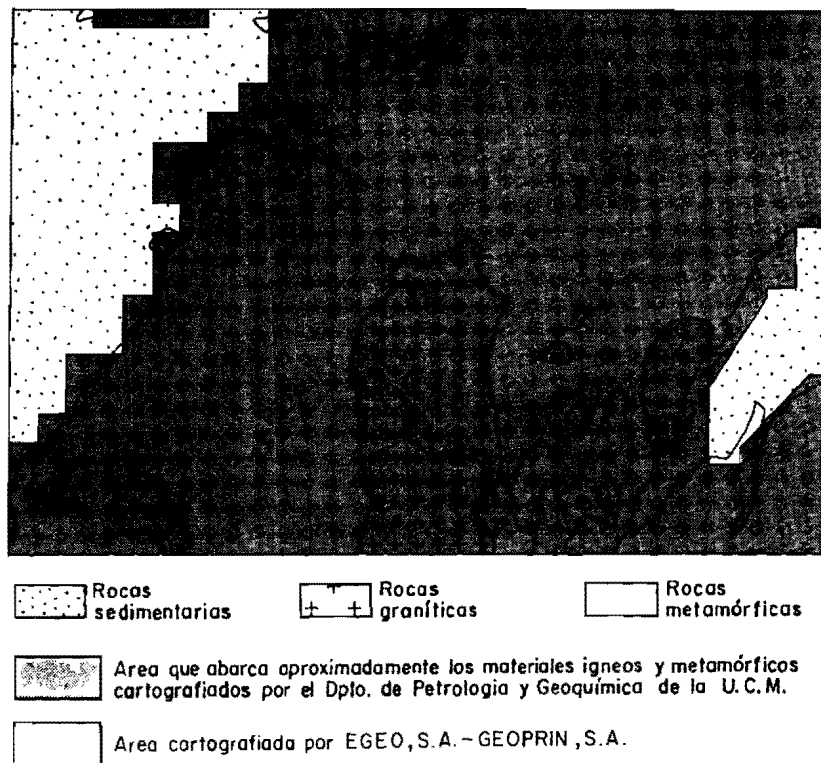
En la realización de la Hoja han intervenido dos equipos de trabajo; uno, compuesto por geólogos del departamento, de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Madrid y otro, compuesto por geólogos de la agrupación de empresas EGEO, S. A. y GEOPRIN, S. A. El equipo del departamento, de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Madrid ha sido el encargado de la cartografía de las áreas de materiales ígneos y metamórficos, mientras que la agrupación de empresas GEOPRIN, S. A. y EGEO, S. A. ha realizado la cartografía y estudio de los sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios (Fig. 3). A su vez, el departamento 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 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.

ESQUEMA CARTOGRAFICO

Fig. 3



2. ESTRATIGRAFIA

2.1. ROCAS METAMORFICAS PARADERIVADAS

Los materiales metasedimentarios son escasos en la Hoja, limitándose a unas cuantas bandas de poca potencia, en ocasiones de pequeña continuidad, y en otras con una continuidad de varios kilómetros, situadas entre extensos afloramientos de ortoneises. En algunos casos su aparición está en relación con la existencia de bandas de cizalla dúctil con desarrollo de milonitas de segunda fase herciniana, como es el caso de las bandas de cizalla de Revenga, Peñalara y El Parrinoso.

Se han podido distinguir cuatro tipos diferentes de metasedimentos:

- Bandas de paraneises y cuarcitas alternantes.
- Niveles de paraneises semipelíticos con intercalaciones esporádicas de rocas calcsilicatadas de origen margoso.
- Paquetes de paraneises pelíticos corneanizados.
- Bandas o pequeños niveles de mármoles y rocas de silicatos cálcicos variablemente skarnificados.

Las relaciones de estas rocas con los ortoneises pueden ser de dos tipos. Fuera de las zonas de cizalla serían intrusivas, hecho éste apoyado por la presencia de enclaves de la roca caja dentro del ortoneis que a veces parecen corneanizados, al igual que la roca caja. En las bandas de cizalla los metasedimentos aparecen como tectoenclaves junto a ortoneises, ambos con una deformación muy intensa y desarrollo frecuente de láminas ultramiloníticas. Parece probable que el conjunto metasedimentario de la Hoja represente una única serie desmembrada por los ortoneises.

Debido a la fuerte deformación y metamorfismo sufrido no se encuentran restos fósiles en estos materiales, por lo que no es posible establecer una cronología precisa de los mismos, considerándolos básicamente pre-Ordovícicos (VILLASECA, 1983). MACAYA *et al.* (en prensa) los consideran equivalentes a los que afloran en el núcleo del antiforme del Cardoso (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1988) y en el sector más profundo de Santa María la Real de Nieva (ALVAREZ LOBATO, 1982). En ambos dominios aflora un conjunto metasedimentario de composición variada sobre el que descansa discordantemente el Ordovícico inferior pre-arenigiense. La edad de estos metasedimentos podría ser Precámbrico superior, aunque no se puede descartar una edad Cámbrico inferior para parte de los mismos.

2.1.1. Paraneises y cuarcitas alternantes (20)

Afloran, fundamentalmente, en el ángulo SE de la Hoja, aunque también están representados en el sector NO, a unos 2 km al ENE de Segovia (alrededores de San Cristóbal de Segovia).

La banda mayor tiene unos 200 m de potencia y contiene en la base un tramo de esquistos biotíticos de grano fino, mientras que en su parte superior está constituida por una alternancia de cuarcitas, más o menos impuras, en paquetes de 1-2 m, y paraneises biotíticos de grano medio. En su parte más alta se pueden observar tramos más potentes de cuarcitas masivas.

En los alrededores de San Cristóbal de Segovia se observan varios paquetes de estos materiales, de los cuales el más occidental se apoya sobre paraneises pelíticos con mármoles, rocas calcosilicatadas y niveles corneánicos.

Las cuarcitas contienen proporciones variables de feldespato potásico, biotita y plagioclasa.

Los paraneises presentan una alternancia de niveles biotítico-sillimaníticos y niveles cuarzofeldespáticos, estando constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y sillimanita. Es interesante destacar también la presencia de cordierita y distena.

2.1.2. Paraneises semipelíticos (21)

Se observan principalmente en dos afloramientos como bandas muy continuas y estrechas (de menos de 100 m de potencia) situadas en los sectores E y centro-norte, la más continua de las cuales sigue por ambas laderas de la Sierra del Guadarrama y dibuja una estructura de interferencia entre pliegues de la tercera y cuarta fase de deformación herciniana.

Estos paraneises tienen grano medio y desarrollan una foliación grosera, según la cual se distingue un bandeado constituido por una alternancia de niveles biotíticos y cuarzofeldespáticos.

Estos materiales son resultado del metamorfismo de una alternancia de sedimentos pelíticos impuros y areniscas, con alguna intercalación escasa de niveles carbonatados, que dieron lugar a delgadas intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos (como en la divisoria de la Sierra del Guadarrama) o de mármoles (Cerro Milanero).

En cuanto a la composición mineral de los paraneises semipelíticos, los minerales constituyentes principales son biotita y sillimanita fibrolítica, así como, aunque en menor proporción, cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Es interesante destacar también la presencia de granate, estaulolita y cordierita.

2.1.3. Paraneises pelíticos corneanizados (19)

Se observan en dos tipos diferentes de afloramientos: como bandas alargadas, dispuestas entre ortoneises glandulares y como pequeños cuerpos poco continuos incorporados a las bandas de cizalla dúctil de la segunda fase herciniana. Al primer grupo pertenecen las bandas que afloran el N y NO del stock de Rascafría, así como las localizadas en los ángulos NE y SE de la Hoja. El paquete principal presenta una potencia que no supera los 50 m y discurre entre el Collado de la Flecha y el stock de Rascafría. Al segundo grupo de afloramientos pertenecen los paraneises que afloran en las bandas de cizalla dúctil del Peñalara, Alto del Parrinoso y Revenga.

Se observan dos subtipos estrechamente relacionados dentro de estos paraneises, según contengan o no porfiroblastos milimétricos de cordierita. Los que no tienen porfiroblastos de cordierita son rocas muy oscuras, de grano fino y variablemente esquistosas, cuyo origen corneánico es aún reconocible, a pesar de haber sufrido todas las fases de deformación y metamorfismo existentes en la región. El

segundo tipo de paraneises se caracteriza por el crecimiento tardío posterior a la segunda fase de deformación y probablemente desde sincinemático a posterior a la tercera, de blastos de cordierita que les dan un aspecto «mosqueado». Esta blastesis, como ya reconoció VILLASECA (1983), debe relacionarse con la recrystalización regional inducida por el pico metamórfico.

Las paleocorneanas mejor conservadas se encuentran en los sectores del Peñalara y de la Flecha. Muestran al microscopio texturas de granolepidoblásticas a porfídoblásticas (en los tipos más ricos en granates). En los paraneises que sufrieron una recrystalización intensa ligada al pico termal, se observan texturas granoblásticas con crecimiento de mosaicos equidimensionales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Además de estos minerales, contienen principalmente biotita, sillimanita, granate y cordierita.

2.1.4. Mármoles, rocas de silicatos cálcicos y skarns (18)

Estas litologías metacarbonatadas son frecuentes en la Hoja, aunque sus afloramientos están reducidos a estrechas bandas de reducida extensión cartográfica. Diversos autores han analizado estas rocas en el área de estudio (CARANDEL, 1914; TORNOS, 1981; VILLASECA, 1983; CASQUET y TORNOS, 1984).

El paquete más potente y continuo de estos materiales aflora entre el Collado de la Flecha y el stock de Rascafría, y está constituido por mármoles con delgadas intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos y skarnificaciones locales. Su potencia real es difícil de estimar debido al fuerte plegamiento que presenta, pero no debe sobrepasar los 10-20 m.

El resto de los afloramientos aparecen incorporados a zonas de máxima deformación de las bandas de cizalla dúctil de D_2 y están en relación con paquetes de paraneises pelíticos variablemente corneanizados. Se presentan en afloramientos discontinuos y de escasa potencia (en general menor de 2-3 m). La mayor abundancia de cuerpos metacarbonatados se observa en la banda de cizalla de Revenga, aunque también son frecuentes en las del Peñalara y del Alto del Parrinoso.

No es posible reconocer con exactitud si existen uno o más niveles metacarbonatados, así como tampoco es posible saber su edad, pues aunque se han citado estructuras estromatolíticas en ellos, en los afloramientos próximos de Santa María de la Alameda (CAPOTE *et al.* 1981) y del cerro del Caloco (FUSTER *et al.* 1981), éstas no tienen valor cronológico.

Los mármoles se presentan como rocas masivas de colores grises o blancos y tonos claros, con un bandeo de escala variable.

En la mayoría de los casos son tipos dolomíticos, aunque en ocasiones se encuentran también composiciones calcíticas (TORNOS, 1981; VILLASECA, 1983). Los primeros presentan como minerales principales calcita, dolomita, espinela, tremolita, brucita, grosularia, serpentina y clorita. Los mármoles calcíticos están constituidos principalmente por calcita, cuarzo, diópsido, flogopita, wollastonita, feldespato potásico y tremolita.

Las rocas de silicatos cálcicos aparecen tanto en bandas delgadas intercaladas entre los mármoles como en niveles alternantes con paraneises. Su potencia no suele superar los 50 cm. Suelen ser rocas de colores oscuros con un bandeo composicio-

nal muy bien desarrollado. Su mineralogía es muy variada y presentan como minerales principales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, diópsido, carbonatos, granate, hornblenda, actinolita, biotita-flogopita, mica blanca, epidota-clinozoisita, escafolita y clorita.

Frecuentemente en los afloramientos de mármoles y rocas de silicatos cálcicos se reconocen fenómenos de skarnificación de intensidad variable.

2.2. SEDIMENTOS CRETACICOS

La denominación de las unidades litoestratigráficas seguida en la elaboración de esta Hoja es la de ALONSO *et al.* (1982), pero cuando se crea oportuno se indicarán también sus equivalentes con las unidades informales de ALONSO (1981).

2.2.1. Arenas, arcillas y gravas. Formación «Arenas y arcillas de Segovia» (22)

La presente unidad, definida por ALONSO *et al.* (1982), se apoya sobre un relieve ligeramente irregular del basamento granítico o metamórfico que está a veces alterado, incluso profundamente alterado, manifestándose por un enriquecimiento en óxidos férricos, en granos de cuarzo y caolín, pérdida de feldespatos y minerales ferromagnesianos y desorganización de los materiales.

Es una formación esencialmente detrítica siliciclástica cuyo espesor puede alcanzar los 30 m. En general parece bastante homogénea, sin embargo, se observan de base a techo, tres tramos con granulometría distinta. El basal sería areno-gravoso, el intermedio areno-arcilloso y el superior areno-gravoso, bien porque es local, bien por dificultades de observación.

Los cuerpos arenosos tienen un espesor que varía de 0,1 a 1 m. Su forma es tabular, ligeramente cóncava e interiormente están organizados en cuerpos más pequeños o *cosets* que muestran estratificación cruzada y están limitados por superficies de reactivación. Otras estructuras sedimentarias observadas en estos cuerpos son *ripples* de oscilación y de corriente, así como cementaciones de sílice (ópalo).

Litológicamente las arenas se componen de cuarzo y en menor proporción de feldespatos y micas, parcialmente transformados a caolín.

Otras granulometrías que forman los cuerpos son gravas, cantos y arcillas. Las gravas y cantos aparecen unas veces en la base de los cuerpos arenosos, a modo de tapiz y otras constituyendo la totalidad del cuerpo. En el primer caso se forman en la zona del pie del *set* o *foreset* y en segundo corresponden a barras de cantos.

Las arcillas son caolínicas y se presentan bien en forma de lentejones, discontinuos, bien en forma de cantos blandos, dentro de los cuerpos de granulometría mayor. También aparece arcilla en forma de película rodeando a los granos de cuarzo, o bien tapizando superficies de reactivación (*mud drapes*).

Las direcciones de desplazamiento de los cuerpos detríticos son dos, N 50° y N 5° E, predominando la primera. Estas dos direcciones se manifiestan con dos sentidos de movimiento opuesto.

Además de los materiales detríticos anteriormente descritos, se encuentran en esta unidad encostramientos de óxido férrico. Estos aparecen de dos formas distin-

tas, unos son horizontales y otros verticales, encontrándose los segundos unidos a los primeros por debajo. La situación de las costras dentro de la columna sedimentaria varía a lo largo de la región estudiada, así como su número; sin embargo, permanece bastante constante la presencia de un encostramiento situado en el techo de la Formación.

Dadas las estructuras sedimentarias anteriormente descritas pensamos que la Formación «Arenas y arcillas de Segovia» ha seguido la siguiente evolución:

Su sedimentación se produjo en un medio activo, donde imperaban direcciones de corriente con dos sentidos de movimiento opuestos. En este medio migraban barras de arena y grava, con interrupciones que quedaban registradas como superficies de reactivación y sedimentación de arcillas. Estas arcillas caoliníferas presentes en el medio podrían provenir del retrabajamiento de los paleosuelos instalados sobre el paleozoico, y dan lugar, cuando la energía del medio decrece, a los niveles lenticulares de arcillas. Los cantos blandos se originan por la erosión de estos mismos niveles.

De lo anteriormente referido se deduce que el medio tractivo estaría posiblemente influido por mareas, como así lo indican los dos sentidos opuestos de movimiento de las corrientes y la presencia de superficies de reactivación tapizadas por arcillas y la de *ripples* de oscilación. Esta presencia mareal se confirma porque las direcciones de desplazamiento de los cuerpos coinciden con direcciones de desplazamiento de sedimentos claramente marinos suprayacentes.

Posteriormente a la sedimentación de esta unidad se produjeron una serie de procesos diagenéticos que ocasionaron la formación de los encostramientos férricos, la alteración a caolín de feldespatos y micas y las cementaciones de sílice. Estos procesos se produjeron, posiblemente, en ambientes freáticos y vadosos. En ellos encontraríamos fluidos con diversos tipos de pH y distintos grados de oxidación que producirían el ataque a los silicatos, la liberación de sílice coloidal, de hierro en estado ferroso y de otros iones, produciéndose finalmente la formación de costras férricas, cementaciones de ópalo y películas de caolín alrededor de los granos de cuarzo.

Estos procesos diagenéticos son propios de ambiente continental y se produjeron antes que la formación suprayacente cretácica se sedimentase, ya que ésta carece de ellos.

La edad de la Formación es difícil de establecer, si bien ALONSO (1981) le adjudica una edad que oscila entre Coniaciense medio para la base de la Formación a Coniaciense medio-superior para el techo, deducido mediante criterios de correlación estratigráfica. Con todo, es posible también una edad Turoniense, ya que en el sur de la sierra creemos que esta Formación pasa lateralmente a otra unidad datada como Turoniense.

2.2.2. Dolomías rojas y arcillas (23)

Es una unidad nueva, no definida anteriormente como tal, si bien la constancia de los sedimentos que la integran, así como su extensión, ya que se encuentran también en las Hojas de Nava de la Asunción (456), Valverde del Majano (482) y Torrelaguna (509), aconsejan su diferenciación. Su espesor es muy reducido pues no supera los 3 m, apareciendo de una forma discontinua.

Se encuentra situada entre las Formaciones «Arenas y arcillas de Segovia» y «Dolomías tableadas de Caballar» siendo el tránsito a las dos Formaciones neto y erosivo.

Los materiales que la componen son dolomías, arcillas y en menor proporción areniscas con cemento dolomítico. En esta unidad es característico el color rojo de las dolomías que adquieren un tono de ladrillo.

Las dolomías son *mudstone* y *wakestone* según la clasificación de DUNHAM (1962), siendo el cuarzo el elemento más abundante, y en menor proporción se encuentran feldespatos, micas y conchas de bivalvos. En algunas muestras se ha detectado la presencia de glauconita. Estas dolomías aparecen en forma tabular con un grosor de 10 a 30 cm y una extensión lateral de decenas de metros. Interiormente se observan pedotúbulos y estratificación cruzada, aunque de forma desorganizada, ya que han debido de sufrir edafizaciones. Las dolomías están en parte dedolomitizadas.

Las areniscas con cemento dolomítico se componen de cuarzo y se presentan en forma de pequeños cuerpos de 0,5 m de grosor, intercalándose dentro de las dolomías. Tienen a veces un aspecto desorganizado, apareciendo los granos dispersos en una matriz arcillosa. Las escasas direcciones de desplazamiento medidas en los cuerpos nos indican que éste se producía según N 5° E.

La tercera litología que aparece en esta unidad es la arcilla, la cual se manifiesta intercalada entre las dolomías y tiene colores verdes y gris oscuro.

Dadas las características estructurales y litológicas anteriormente descritas, pensamos que el medio donde se produjo la sedimentación de la unidad era carbonatado y poco energético, como así lo indica la presencia de los carbonatos y las arcillas, si bien se darían episodios de mayor energía durante los cuales se depositarían las arenas. En este medio habría zonas con ambiente reductor, donde se sedimentaron las arcillas de color gris oscuro. Las edafizaciones, señaladas por la presencia de pedotúbulos y la dispersión de los granos de arena dentro de una matriz arcillosa, son difíciles de situar en el registro cronológico, pero pudo ser o bien coetánea con la dolomitización que experimentó la unidad, o bien posterior a ella, coincidiendo con una fase de emersión previa a la sedimentación de la formación suprayacente, ya que en ellos no se observan estos procesos. De todo lo expuesto se deduce que el medio de sedimentación de la unidad era un medio de transición marino-continental.

Posteriormente a los procesos anteriores se produjo una parcial dedolomitización, que tuvo como consecuencia la liberación de iones de hierro que al oxidarse otorgan el color rojo a la unidad.

La edad es difícil de precisar, ya que no hemos encontrado fauna que nos permita datarla, pero al estar situada entre la Formación «Arenas y arcillas de Segovia», de edad Coniaciense inferior-medio, y la Formación «Dolomías tableadas de Caballar» nos permite pensar que la edad de esta unidad es Coniaciense medio-superior.

2.2.3. Dolomías tableadas, margas y arcillas. Formación «Dolomías tableadas de Caballar» (24)

Esta formación fue definida por ALONSO *et al.* (1982), manifestándose también en las hojas de Torrelaguna (19-20), Valverde del Majano (482), Nava de la Asunción

(17-18) y Turégano (18-18). Su espesor es variable, pero no supera los 10 m, estando su techo en contacto erosivo con la unidad suprayacente.

Estos sedimentos pasan lateralmente a los materiales siliciclásticos de las «Areniscas y arcillas de Hontoria» (ALONSO, 1981), incluido en la misma formación.

Las dolomías tableadas consisten en una superposición de cuerpos tabulares detrítico-dolomíticos entre los cuales hay intercalados niveles arcillo-margosos de color verde y gris-negro. Según sea la proximidad a las «Areniscas y arcillas de Hontoria» varía el espesor y la granulometría de los sedimentos; así en las áreas próximas los espesores y granulometrías de los cuerpos tabulares son mayores que en áreas alejadas de él donde las intercalaciones arcillosas alcanzan una mayor importancia.

Los cuerpos tabulares tienen base plana y erosiva, apoyándose bien sobre las intercalaciones arcillosas bien sobre otros cuerpos planares. Internamente presentan estratificación cruzada de bajo ángulo y planar, que suele estar situada en la base, mientras que hacia techo se encuentran *ripples* de corriente y de oscilación; también se observa en los cuerpos una granoclasificación positiva, que oscila de arena gruesa en la base a limos en el techo.

La base de los cuerpos puede estar fuertemente bioturbada. Existe además otro tipo de bioturbación, consistente en largas perforaciones verticales que se incurvan distalmente y se ramifican, formando galerías con diferentes orientaciones. Los organismos que produjeron estas estructuras eran bivalvos, de alguno de los cuales se ha conservado su molde dentro de la perforación. Los tubos de las perforaciones, que tienen un grosor de pocos centímetros y forma cilíndrica, contienen a veces nódulos de pirita.

El espesor de los cuerpos varía de 0,1 a 1 m, siendo su color crema. El cuarzo es el principal componente detrítico, encontrándose en mucha menor proporción glauconita y cantos blandos.

La interpretación sedimentológica que se hace de la unidad puede ser algo polémica. Así, una interpretación puede ser considerar a los cuerpos tabulares como secuencias de somerización (*shallowing upwards*), dado que en algunos puntos se han observado algas laminares, brechas de cantos planos y desecaciones a techo de algunas secuencias (ALONSO com. pers.). Otra interpretación distinta es el identificarlas como turbiditas, correspondiendo los cuerpos tabulares a secuencias de Bouma. Las turbiditas estarían relacionadas con episodios de tormenta, los cuales han sido registrados en las «Areniscas y arcillas de Hontoria». Esta segunda interpretación estaría además apoyada, a nuestro juicio, por la ausencia de estromatolitos algales, ya que la laminación paralela que podría representarlos, corresponde, donde mejor se las ha podido observar, a corrientes tractivas, no a laminación algar. También se justifica por la ausencia de estructuras de emersión, a techo de los cuerpos, los cuales son frecuentes en secuencias de somerización, así como por la clara relación que se da entre este miembro y «Areniscas y arcillas de Hontoria», el cual se ha originado en parte mediante tormentas. Además la bioturbación, que afecta a los cuerpos, no se inicia hasta que se ha sedimentado todo el cuerpo, a diferencia de las secuencias de somerización donde la bioturbación va al paso de la formación de la secuencia; esto quiere decir que la sedimentación del cuerpo sería rápida. Una posibilidad de integrar ambas opciones es la de considerar el medio como una plataforma interna protegida, con episodios de tormenta reflejados en niveles interpretados como secuencias de Bouma.

Por otra parte la sedimentación de arcilla verde y gris oscuro nos habla de condiciones de tranquilidad dentro de un ambiente a veces reductor.

Todo lo anteriormente dicho nos hace pensar en un área de sedimentación correspondiente a un sector de plataforma continental. En este área se sedimentaron materiales puestos en suspensión de forma turbulenta por la acción del oleaje; esta zona podría deber su tranquilidad bien a una mayor profundidad, al estar por debajo del nivel de olas, o bien a estar protegida por algún accidente topográfico, que sólo sería superado en condiciones excepcionales.

Posteriormente a la sedimentación de la unidad y antes de que se depositasen los sedimentos suprayacentes, los cuales se sedimentaron sobre una superficie erosiva, se produjo la dolomitización de la misma. Más tarde se produjeron procesos de disolución parcial de los granos de cuarzo y dedolomitización de la unidad. Todos estos procesos se originaron en ambientes vadosos y freáticos, lo que implica que antes que se depositara la formación marina suprayacente, este miembro sufrió períodos de emersión.

2.2.4. Arenas pardas, areniscas y arcillas. Miembro «Areniscas y arcillas de Hontoria» (25)

El miembro fue definido informalmente por ALONSO (1981) como «Areniscas y arcillas de Hontoria» de la formación ahora denominada como «Dolomías tableadas de Caballar».

Está formado por arenas de cuarzo que en gran parte están cementadas por dolomita. Las que no están cementadas tienen un color amarillento. Se organiza en cuerpos cuyo espesor varía de 0,2 a 3 m.

Los cuerpos con grosor entre 0,2 y 1 m tienen forma lentejona e interiormente presentan estratificación cruzada, alguna laminación tipo *off shooting*, cantos blandos y bioturbación de los tipos *Thalassinoides* y *Skolithos*; la forma lenticular de algunos de los cuerpos es similar a la morfología *hummocky*.

Los cuerpos cuyo espesor está comprendido entre 1 y 3 m, tienen formas más tabulares y una extensión lateral que supera algunas decenas de metros; interiormente se organizan en *sets* cuyos límites están señalados por la presencia de superficies de reactivación: estos *sets* manifiestan a veces sentidos de desplazamiento opuestos, trepando en este caso unos *sets* por las superficies de reactivación que limitan a los otros. Las direcciones de desplazamiento de los cuerpos, tanto los mayores como los menores, son N 50° E y N 130° E, manifestándose en cada una de las direcciones dos sentidos opuestos de movimiento.

De las características estructurales descritas, se deduce que el medio donde se produjo la sedimentación de este miembro era una plataforma continental sometida a fuertes condiciones energéticas. Este ambiente enérgico vendría regulado posiblemente por la acción de mareas y tormentas; la presencia de las primeras quedaría registrada por los dos sentidos opuestos de desplazamientos de los cuerpos, así como por las superficies de reactivación; a su vez, la acción de las tormentas se manifiesta mediante las estructuras sedimentarias *hummocky* y *off shooting*.

Posteriormente a la sedimentación del miembro se realizaría la dolomitización del mismo y más tarde su dedolomitización parcial y disolución de carbonatos. Estos dos

últimos procesos ocasionarían la liberación de iones ferrosos que al oxidarse rodearon con una película a los granos de cuarzo, adquiriendo éstos un color amarillo.

Los referidos procesos, originados posteriormente a la sedimentación, son diagénéticos y se producirían posiblemente en ambientes vadosos y freáticos, lo que nos indica un período de emersión previo a la deposición de la unidad marina suprayacente, ya que en ella no se manifiestan estos procesos y, sin embargo, los fosiliza.

2.2.5. Formación «Calizas y dolomías de Castrojimeno»

La formación «Calizas y dolomías de Castrojimeno» está representada en la presente Hoja por los miembros «Areniscas dolomíticas de Hontoria» y «Dolomías de Montejo» (ALONSO *et al.*, 1982).

2.2.6. Areniscas con cementos dolomítico. Miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria» (26)

Este miembro es esencialmente detrítico siliciclástico encontrándose en menor proporción construcciones arrecifales de rudistas y de estromatolitos algales. El espesor de la unidad no supera los 40 m.

La relación del miembro con la unidad infrayacente es de carácter erosivo, llegando incluso a hacerle desaparecer, apoyándose unas veces sobre la formación «Dolomías tableadas de Caballar» y otras sobre «Arenas y arcillas de Segovia».

Los materiales detríticos son principalmente arenas medias y finas de cuarzo, encontrándose en menor proporción feldespatos y restos de moluscos. Todos estos clastos están cementados por dolomita. Estos depósitos siliciclásticos se organizan en cuerpos de 0,5 a 1,5 m, de espesor y tienen una extensión lateral de 5 a 10 m. Interiormente muestran estratificación cruzada, la cual a veces está distorsionada debido a la bioturbación; esta bioturbación tiene estructuras de tipo *Thalassinoides* entre otras, realizada por moluscos equinodermos y/o crustáceos. Las direcciones de desplazamiento de los cuerpos nos indican que se movían según N 30° E y N 150° E.

Intercalados entre los depósitos siliciclásticos se encuentran estromatolitos algales y construcciones arrecifales; los primeros muestran porosidad fenestral y corresponden a *mudstone* y *wakestone* según DUNHAM (1962), los segundos están formados principalmente por rudistas (hipurítidos y radiolítidos) y otros moluscos, además de fangos carbonatados. Las construcciones arrecifales de rudistas adoptan dos formas, unos tienen un aspecto lenticular y una extensión que no supera los 50 m (*patches*), mientras que otros adquieren una extensión lateral que supera los 100 m y con morfología estratiforme.

El contacto entre los depósitos arenosos y las construcciones biológicas es erosivo, marcándose a veces mediante encostramientos de óxidos de hierro (*hard ground*), los cuales también han sido observados situados entre los cuerpos arenosos.

El tránsito a la unidad superior se hace de una forma gradual y a través de un tramo detrítico fino cuyo espesor es de unos 30-40 m. Este se realiza mediante una alternancia de niveles margoarcillosos de 20 a 30 cm de potencia y paquetes arenosos (arenas finas de cuarzo cementadas por dolomita) de igual grosor.

Los niveles margoarcillosos en algunos puntos son de color negro, debido a la materia orgánica que contienen; en ellos se encuentran restos vegetales.

Los materiales que componen este miembro muestran procesos diagenéticos, realizados posteriormente a la sedimentación y a la dolomitización, la cual se pudo realizar casi singenéticamente o en condiciones diagenéticas tempranas. Estos procesos son dedolomitización, disolución parcial de los granos de cuarzo, karstificación que ha llegado a producir cavernosidades, las cuales están tapizadas por espeleotemas y por óxidos de hierro y están parcialmente rellenas del *terra rossa*; es curioso señalar que en láminas delgadas se ven minerales como el circón obturar las microgalerías que ha producido la karstificación.

El medio sedimentario donde se produjo la sedimentación de este miembro corresponde posiblemente a una plataforma marina somera, sometida a unas condiciones de gran energía dinámica donde se producirían intervalos de exposición subaérea. En zonas protegidas o en períodos de menor energía se formaban los cuerpos arrecifales de rudistas, los cuales posteriormente eran recubiertos por arenas cuando estas condiciones eran superadas. La somerización del medio se deduce por la presencia de estromatolitos algales y edificios arrecifales, mientras que la exposición subaérea queda registrada por los encostramientos. Esta situación de somerizaciones podría favorecer la dolomitización de la unidad.

La edad de esta unidad puede establecerse en Coniaciense terminal-Santonense para el techo (ALONSO, 1981).

2.2.7. Margas, dolomías y areniscas. Miembro «Dolomías de Montejo» (27)

El miembro «Dolomías de Montejo», pertenece a la misma formación que el miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria», sobre el cual se apoya; el tránsito entre los dos miembros se realiza de una forma gradual y a través de un tramo detrítico-carbonatado, cuyas características describimos en el párrafo anterior. Esta unidad es transgresiva o erosiva sobre las inferiores ya que en el ángulo noroeste de la Hoja se apoya sobre la formación «Arenas y arcillas de Segovia», no estando representadas las unidades intermedias.

Las características litológicas y estructurales de este miembro son similares a las descritas en «Areniscas dolomíticas de Hontoria». Así «Dolomías de Montejo» está compuesta por arenas de cuarzo y en menor proporción conchas de bivalvos, estando cementados los clastos por dolomita; también este miembro contiene intercalados, entre los cuerpos arenosos, arrecifes de rudistas y estromatolitos algales.

Las relaciones existentes entre las diversas litologías son las mismas que en «Areniscas de Hontoria», aunque son más abundantes los *hard grounds*. Los cuerpos arenosos tienen las mismas direcciones de desplazamientos.

Las diferencias existentes entre los dos miembros de la formación no son grandes, si bien los cuerpos areniscosos de esta unidad tienen una relación espesor y longitud menor que la que tienen las areniscas del miembro «Areniscas de Ituerto y Lama»; también las conchas de moluscos son más abundante que en la unidad infra-yacente.

El medio donde se produjo la sedimentación del miembro es similar al de «Areniscas de Hontoria», es decir, sería una plataforma continental, somera, con episodios de exposición subaérea.

La edad del miembro se ha estimado como Santoniense (ALONSO, 1981).

2.2.8. Dolomías, margas y arcillas. Formación «Dolomías y margas del valle de Tabladillo» (28)

La presente unidad se compone de dolomías de color crema, margas y arcillas grises y rojas. Las primeras corresponden a *grainstones*, *wakestones* y *mudstones* de 0,5 a 1 m, de grosor; las *grainstones* están compuestas de oolitos, conchas de moluscos y en menor proporción granos de cuarzo, e interiormente muestran estratificación cruzada de surco, aunque ésta se encuentra muy difuminada debido a la dolomitización que le ha afectado; a su vez las *wakestones* y *mudstones* presentan laminación horizontal que viene marcada por porosidad fenestral y alineaciones de *pellets*, restos de fósiles y granos de cuarzo, si bien es difícil observar la laminación a causa de la intensa bioturbación y dolomitización que han sufrido los sedimentos.

El tránsito de esta unidad a la formación infrayacente se hace aparentemente de una forma gradual mediante sedimentos arcillo-margosos de color crema, que tienen un espesor de unos 40 m. Sin embargo, en hojas situadas al sur de la sierra de Guadarrama este tramo intermedio no se observa, produciéndose un tránsito erosivo, más neto.

Los niveles margo-arcillosos se presentan intercalados entre los cuerpos dolomíticos, siendo su color verde y rojo. Dentro de estos niveles y de los estratos de dolomía se encuentran dispersos cristales de yeso tipo «selenita» y algunas silicificaciones.

Dadas las características sedimentarias que tiene la formación, creemos que ésta se sedimentó sobre una plataforma continental muy somera, sometida a condiciones ambientales áridas y restringidas, es decir, sería una llanura litoral tipo *sebkha*. Esta interpretación se justifica por la presencia de estromatolitos algales, yesos, acumulaciones de conchas de moluscos, e intensa dolomitización.

Posteriormente a la dolomitización de los sedimentos, la cual posiblemente fue casi singenética con su deposición, se produjeron diversos procesos diagenéticos como dedolomitización, disolución de carbonatos y silicificaciones de los mismos. La disolución de los carbonatos se manifiesta por la creación de distintos tipos de porosidad, como son la móldica y fenestral; la primera adopta la forma de las conchas de los moluscos y de los cristales de yeso y la segunda marca la laminación de los estromatolitos algales; cuando la disolución es intensa, el sedimento adquiere un aspecto brechoidal. Después de la disolución, o quizás simultáneamente, se produjeron silicificaciones dentro de la formación, adquiriendo la cristalinidad de la calcedonita, cuarcina o cuarzo.

Todos los procesos diagenéticos descritos son propios de ambientes freáticos y vadosos, lo cual nos dice que después de la sedimentación de la formación en un medio marino, se produjo la emersión de los mismos.

2.2.9. Gravas, arenas silíceas y arcillas (29)

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 supo-

nen terciarios (LEGUEY *et al.* «1984», PORTERO *et al.* «1984»). Sin embargo, el aspecto tanto litológico como de estructuras sedimentarias 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», 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 impliquen la erosión de sedimentos cretácicos en esa época.

Sin embargo, existe una discontinuidad entre estos sedimentos detríticos y las facies carbonatadas, marcada por la erosión de la formación infrayacente, pero esta situación ya se habría producido anteriormente durante el Cretácico superior.

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 característico a ambos lados del Sistema Central, sobre el que se emplazarán los sedimentos paleógenos.

El máximo espesor de la formación puede superar los 50 m, aunque por lo general presenta una potencia irregular.

Estos sedimentos detríticos silíceos tienen unas características litológicas y estructurales, así como unos límites constantes, que permitirían definir con ellos una unidad formal, pudiéndose distinguir además tres diferentes subunidades dentro de ellos.

La más basal está formada por arenas y arcillas, la intermedia es fundamentalmente arcillosa y la situada a techo está compuesta por arenas y gravas. Al parecer los tránsitos entre las subunidades se realizan de una forma gradual, pero no es descartable que existan discontinuidades entre ellas:

— La subunidad basal tiene un espesor de unos 15 m y está formada por arenas de cuarzo, encontrándose en menor proporción feldespatos y micas; estos últimos están parcialmente alterados. Intercalados con las arenas hay arcillas con colores blancos, verdes y rojos. Los depósitos arenosos se organizan en cuerpos lenticulares que interiormente muestran estratificación cruzada y superficies de reactivación; la dirección de desplazamiento de los cuerpos es N 30° E, teniendo dos sentidos opuestos de movimiento. A su vez las arcillas se presentan unas veces en forma de lentejones intercalados entre los cuerpos arenosos, otras en forma de láminas recubriendo las superficies de reactivación y otras dispersas entre los granos, recubriéndolos a modo de película.

— La subunidad formada por arcillas tiene unos 20 m de espesor y está formada por arcillas verdes, pardas y algún nivel de color negro. Intercalados con las arcillas se encuentran escasos paquetes de arenas de cuarzo. Estas arenas están muy alteradas, habiendo sido cementadas por calcedonita y ópalo. Otro dato importante a reseñar dentro de este tramo es la presencia de pedotúbulos silíceos, de algunos centímetros de longitud, situados entre las arcillas.

— La subunidad superior es litológica y estructuralmente parecida a la basal, si bien es de un carácter detrítico más grueso y presenta encostramientos ferruginosos, que aparecen con más frecuencia que en el tramo basal. También, debido al carácter más grueso de este tramo, aparecen gravas, que se disponen o bien en la base de los cuerpos de arenas o bien formando estratos con estratificación cruzada.

Dadas las características litológicas y estructurales descritas, pensamos que el medio donde se produjo la sedimentación de esta unidad corresponde a un medio de transición marino-continental. En este medio la influencia marina se marca, entre otras estructuras, por la dirección de desplazamiento de los cuerpos detríticos, que coinciden con direcciones de desplazamiento de formaciones marinas cretácicas anteriores; además de esta dirección tiene dos sentidos opuestos de movimiento, lo cual indica posiblemente influencia de las mareas, criterio que viene apoyado por la presencia de arcilla tapizando las superficies de reactivación (*mud drapes*), encontrándose esta última frecuentemente en depósitos mareales. A su vez la influencia continental o subaérea se refleja en la presencia de huesos de vertebrados (*Chelonia* y *Crocodylia*) en las proximidades de Madrona, de pedotúbulos y de películas de arcillas rodeando los granos de cuarzo, así como en su dispersión de una matriz arcillosa, que nos hablan de que la unidad estuvo sometida a edafizaciones.

Posteriormente a la sedimentación de la unidad se produjeron procesos diagenéticos, que produjeron la alteración de los granos de cuarzo y su cementación silícea. Otro proceso realizado, probablemente durante la diagénesis, es la creación de costras ferruginosas. Todos estos procesos son propios de un ambiente vadoso y freático.

La edad que atribuimos a esta unidad es Maastrichtiense, aunque es posible que en parte sea Paleógena.

2.3. SEDIMENTOS TERCIARIOS

2.3.1. Sedimentos paleógenos

Los depósitos cretácicos anteriormente descritos están recubiertos por sedimentos de naturaleza litológica variada, pero con características comunes que permiten englobarlos dentro de una misma secuencia deposicional, que estaría a su vez subdividida en otras de orden menor. El contacto con los sedimentos cretácicos es una superficie de erosión, no observándose pliegues cretácicos que sean fosilizados por estos sedimentos.

Estos depósitos están limitados por dos superficies de discontinuidad muy netas, situadas ambas en la base y el techo. Las distintas subunidades que se distinguen dentro de los sedimentos se describirán a continuación.

No se ha podido precisar la edad de estos sedimentos polimícticos, al no haber encontrado yacimientos con fósiles de mamíferos que permitan datarlos. Sin embargo, se pueden relacionar con otros materiales litológicamente similares, situados en áreas próximas donde existen yacimientos de vertebrados fósiles y que pertenecen posiblemente a la misma secuencia deposicional. En Los Barros (valle del Ambles, Avila) la edad es Oligoceno inferior (GARZON y LOPEZ-MARTINEZ, 1978 y SACRISTAN, en prensa), en Huérmeces del Cerro, Torremocha de Jadraque y Espinosa de Henares (CRUSAFONT *et al.* 1960, 1962 y ARRIBAS *et al.*, 1983), al Sur de la Sierra de Guadarrama, la edad es Headoniense superior (Eoceno superior) y Oligoceno inferior. Por lo tanto podemos atribuir una edad el menos Eoceno superior-Oligoceno inferior, a los sedimentos estudiados en el presente apartado.

La naturaleza litológica de estos sedimentos es variable. Así, unos son granitos y neises procedentes del zócalo hercínico, mientras que otros son carbonatados procedentes a su vez del Cretácico. Este hecho de tener clastos cretácicos los distingue de la formación detrítica siliciclástica infrayacente, cuya área madre es el zócalo hercínico; sin embargo, para estos depósitos polimícticos el Cretácico forma ya parte del área madre, lo cual significa que es el primer ciclo sedimentario distinto del Cretácico.

2.3.1.1. *Conglomerados de cantos y bloques polimícticos (30)*

Los materiales que integran este apartado son bloques, cantos y, en menor proporción, arena, estando cementados la mayor parte de ellos por carbonatos.

La naturaleza litológica de los bloques y cantos es diversa, así unos son de origen ígneo o metamórfico y otros carbonáticos de procedencia cretácica. Se apoyan sobre el Cretácico, discordantemente sobre él mediante superficie erosiva en la cual se encuentran moldes de raíces.

Los sedimentos se organizan en cuerpos de forma canalizada de 0,1 a 2 m de potencia que interiormente muestran estratificación cruzada. Esta va marcada por los cantos y las arenas, mientras que los bloques se sitúan en la base de los cuerpos. La estratificación se halla muchas veces distorsionada por la acción de raíces y por disolución de las rocas carbonáticas y posterior cementación carbonatada. La cementación va acompañada por la presencia de arcillas fibrosas, como atapulgita y sepiolita, además de esmectitas, y por óxidos de hierro; el óxido férrico otorga a los materiales paleógenos un color salmón típico. Los cuerpos se superponen unos a otros, teniendo intercalado algún nivel de limos arenosos de 0,5 a 1 m de espesor, que presenta pedotúbulos y marmorizaciones.

Dadas las características sedimentarias descritas, el medio donde se realizó la sedimentación de la subunidad correspondería a un ambiente continental recorrido por canales fluviales entrelazados, los cuales pertenecerían a facies proximales y medias de abanicos aluviales. La energía tractiva de los canales sería grande, ya que permitiría arrastrar cantos y arenas en forma de barras. En las zonas no cubiertas por los canales se depositarían limos y arenas, debido a desbordamientos, los cuales muestran signos de que han sido forestados y han sufrido etapas de mal drenaje y procesos de elofisación; esta situación llevaría a la formación de arcillas fibrosas y cementaciones. A su vez, cuando los canales fluviales dejan de funcionar experimentan procesos similares. Todos estos procesos indican que el clima durante este período es árido con intervalos de más humedad.

2.3.1.2. *Arenas, limos y arcillas (31)*

Gradualmente hacia techo, y lateralmente, los materiales conglomeráticos adquieren una granulometría más fina, manifestándose como una superposición de cuerpos arenosos, limos y arcillas. Estas litologías tienen un espesor variable, pero pueden alcanzar los 50 m. Los sedimentos arenosos, que principalmente son de cuarzo y carbonatos, tienen forma tabular e interiormente muestran estratificación cruzada y signos de haber sufrido edafizaciones, como son presencia de pedotúbulos, cementaciones carbonatadas y formación de arcillas fibrosas (atapulgita y sepio-

lita). El color y la cementación están en relación con la presencia de clastos carbonáticos. Cuando están presentes el color de los sedimentos es rojo y se produce una mayor cementación; cuando no están, el color es crema y las arenas no suelen estar cementadas, adquiriendo un claro carácter arcósico, siendo entonces difíciles de distinguir de sedimentos arcósicos más recientes.

Las litologías más finas, como son los limos, están intercaladas entre los cuerpos arenosos, muestran también signos claros de edafizaciones y procesos de hidromorfismo, lo que nos habla de que han sufrido situaciones de mal drenaje.

El medio sedimentario donde se produciría la deposición de estos sedimentos, sería una llanura aluvial, recorrida por canales fluviales por los que migraban barras arenosas, en la cual se sedimentaban las arcillas resultantes del desbordamiento de los canales. Esta llanura era un área mal drenada, como lo indican los procesos hidromórficos. Corresponderían a las facies distales de abanicos aluviales cuyas facies más proximales han sido descritas en el párrafo anterior. El clima era árido, como así lo señala la presencia de las arcillas (atapulgita y sepiolita) y las cementaciones carbonatadas (Caliches).

2.3.2. Sedimentos neógenos

Apoyándose en los sedimentos de las formaciones anteriores mediante una discordancia angular y erosiva, se encuentran materiales de granulometría muy variada, cuyos límites estarían indicados por dos discordancias situadas en la base y en el techo. Esto implicaría la existencia de un ciclo sedimentario, que integraría a varias facies sedimentarias de las cuales trataremos a continuación. Las distintas facies han sido consideradas por anteriores autores como independientes las unas de las otras, no integrándolas en una misma secuencia deposicional, adjudicándoles edades que variaban desde el Oligoceno al Cuaternario.

Las paleodirecciones observadas en los sedimentos así como la distribución de las facies, nos indican que las mismas están relacionadas con las lineaciones morfo-tectónicas de la sierra de Guadarrama, a diferencia de los sedimentos terciarios paleógenos que no tienen esta relación. Esto quiere decir que el levantamiento alpino más importante de la sierra de Guadarrama se produce al mismo tiempo que la sedimentación de estas facies.

La naturaleza litológica de los sedimentos neógenos es claramente arcósica, ya que proceden de la erosión de la sierra de Guadarrama que está formada en su mayor parte por granitos y neises.

2.3.2.1. Bloques y cantos (34)

Los sedimentos se organizan en cuerpos canalizados de 1 a 3 m de espesor, donde los bloques y cantos se encuentran en contacto entre sí, formando una burda imbricación; los huecos que dejan los bloques y cantos están rellenos por gravas muy gruesas y cantos pequeños. Los cuerpos se superponen unos a otros presentando una base irregular y erosiva, e intercalado entre ellos hay algún estrato formado por cantos pequeños que muestra estratificación cruzada.

El medio sedimentario donde se depositan estos materiales serían canales fluviales entrelazados, con una energía tractiva enorme, localizados en las zonas proximales de abanicos aluviales. En este tipo de canales los cuerpos de cantos con estratificación cruzada corresponden a barras y los bloques imbricados son los depósitos residuales o de lag.

Esta subunidad ha sido reconocida a lo largo de todo el Sistema Central, tanto en la cuenca del Duero como en la del Tajo. El espesor de la misma es variable pero puede alcanzar en esta Hoja los 15 m.

2.3.2.2. *Cantos y arenas (33)*

Los sedimentos se organizan en cuerpos canalizados de 0,5 a 1 m de potencia e interiormente ofrecen estratificación cruzada de surco. Los cuerpos canalizados tienen base erosiva y están tapizados por cantos de tamaño mediano o pequeño, y los formados por arenas tienen signos de haber sido edafizados en el techo.

Corresponden a una sedimentación realizada mediante canales fluviales de curso entrelazado, los cuales arrastraban barras de cantos y de arena gruesa perteneciendo a las partes medias y proximales de abanicos aluviales. El espesor de la subunidad puede alcanzar los 60 m.

2.3.2.3. *Arenas (32)*

Los materiales descritos en el párrafo precedente, pasan lateralmente a facies menos gruesas, representados por sedimentos arenosos, que se organizan en cuerpos cuya forma es casi tabular, con base suavemente canalizada. Están formados en gran parte por arenas cuya granulometría varía de gruesa a fina.

Los cuerpos presentan estratificación cruzada tendida, superficies de reactivación, tapices de cantos pequeños en la base y edafizaciones a techo que pueden alcanzar a la totalidad del cuerpo, perdiéndose las estructuras sedimentarias y adquiriendo el estrato un aspecto desorganizado.

Intercalados entre los cuerpos de arena se encuentran limos arenosos que muestran procesos de hidromorfismo y edafización.

La sedimentación de esta subunidad se realiza mediante corrientes de agua que tenían cauces amplios y poco profundos, circulando a través de una llanura cubierta por estos canales. Los cursos de agua arrastraban fangos arenosos, cuyo desplazamiento no era continuo, sufriendo interrupciones ligadas posiblemente a descensos del caudal de agua y marcados por superficies de reactivación. Cuando los canales dejaban de funcionar eran edafizados. La edafización se aprecia en la pérdida de organización interna de los cuerpos arenosos y las películas de óxidos y de arcillas que bordean los granos de cuarzo. El espesor de la subunidad puede superar los 80 metros.

Las condiciones paleoambientales que se deducen de las facies estudiadas y de las estructuras encontradas en ellas indican un ambiente árido, ya que apenas hay indicios de forestación en los paleosuelos y éstos son de reducidas dimensiones. Además, los aluminosilicatos como feldespatos y micas se encuentran en los sedimentos que no están excesivamente alterados; también las arcillas son esmectitas o

illitas, con alguna muestra de paligorsquita, lo que nos confirma la aridez del clima. Sin embargo, dentro de esta tendencia árida, se producían épocas de mayor humedad, que hacían que los abanicos adquirieran carácter torrencial con una intensidad difícil de imaginar hoy, transportando, en la zona de cabecera, bloques de hasta 3 m de diámetro.

2.4. CUATERNARIO

2.4.1. Bloques, cantos y arenas (conos de deyección) (35)

Se localizan en los márgenes de los cursos fluviales, relacionados con salidas de barrancos.

Se componen de bloques, cantos y gravas con matriz arenosa. En zonas proximales y relacionados con relieves fuertes el tamaño bloque es dominante. La litología depende de los materiales existentes en la cuenca de recepción, pero en general son cantos de rocas graníticas, néisicas y cuarzo, con una matriz arcósica.

2.4.2. Arenas, cantos y limos (coluviones) (36)

Los coluviones adquieren mayor desarrollo en las áreas más montañosas de la Hoja, donde proliferan los canchales o pedrizas.

Son arenas, cantos y limos, generalmente sueltos, sin matriz y de poco espesor. Ocasionalmente pueden alcanzar el tamaño bloque.

2.4.3. Bloques, cantos y gravas (morrenas) (37)

Materiales muy heterométricos y poco organizados. Bloques, cantos y gravas angulosos. Se corresponden con morrenas terminales, producto de la actividad glaciaria cuaternaria.

2.4.4. Bloques y cantos (38)

Son depósitos que presentan una granulometría muy gruesa, y están ligados a los fuertes relieves que circundan el valle del Lozoya. Sin embargo, en la actualidad ya no son en su mayor parte funcionales, y están disectados por los cursos de agua actuales.

2.4.5. Gravas, arenas y limos (terrazas) (39 y 40)

Las terrazas, en el ámbito de la Hoja, tienen un desarrollo muy desigual. Las más desarrolladas son las que corresponden al río Eresma, donde se han diferenciado dos niveles.

Están constituidas por gravas, arenas y limos, de naturaleza predominante ígnea y metamórfica (granitos, neises, cuarzo, etc.).

2.4.6. Arenas, limos, gravas y cantos (Aluviales. Fondos de valles) (41)

Son sedimentos ligados a los cursos fluviales (estacionales o no) y constituidos por gravas, arenas y limos de naturaleza poligénica (granitos, neises, cuarzo, etc.) y granulometría muy heterogénea.

Los depósitos ligados a los cursos fluviales encajados en los sedimentos terciarios suelen tener una granulometría más fina y homogénea que los instalados sobre los materiales del zócalo hercínico.

En los depósitos del río Eresma se forman barras de meandro (*point bars*) bien desarrolladas.

2.4.7. Limos, arenas y turberas (fondos de navas) (42)

Corresponden a depósitos detríticos finos que rellenan fondos de áreas deprimidas y mal drenadas.

Suelen poseer un alto contenido en materia orgánica, pudiendo llegar a desarrollar turberas.

2.4.8. Antrópico (43)

Se han representado aquellos depósitos producto de la actividad del hombre con entidad cartografiable: escombreras de canteras y residuos urbanos.

3. PETROLOGIA

3.1. DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

3.1.1. Rocas metamórficas paraderivadas

3.1.1.1. Introducción

Las litologías metasedimentarias son escasas en la Hoja de Segovia, ya que están limitadas a unas pocas bandas de pequeña potencia y continuidad. Pese a ello alcanzan una variedad considerable, incluyendo: 1. bandas de paraneises y cuarcitas alternantes; 2. niveles de paraneises semipelíticos con intercalaciones esporádicas de rocas calcosilicatadas de origen margoso; 3. paquetes de paraneises pelíticos corneanizados, y 4. bandas o pequeños niveles de mármoles y rocas de silicatos cálcicos variablemente skarnificados.

Sus relaciones con los materiales encajantes (neises glandulares) son de dos tipos. El primero lo definirían los niveles paraderivados que yacen entre ortoneises glandulares moderadamente deformados. Los contactos entre ambas litologías son netos y no están jalonados por un gradiente de deformación importante, lo que sugiere que estos contactos son de origen primario. De entre las posibilidades existentes para explicar la relación entre metasedimentos y ortoneises (discordancia de los primeros sobre un zócalo cristalino o intrusión de los protolitos de los neises glandulares), la hipótesis intrusiva parece la más probable, ya que hay evidencias de campo que avalan esta idea (VILLASECA, 1983; MACAYA *et al.*, en prensa). Un buen ejemplo de intrusividad se encuentra en las proximidades del Collado de la Flecha (al este de El Calderón), donde un ortoneis metagranítico isoglandular (ortoneis del Reventón de TORNOS y CASQUET, 1982) aflora debajo de diferentes niveles metasedimentarios. La intrusión se considera responsable de la transformación en corneanas de los sedimentos pelíticos situados en las proximidades del contacto (los mismos enclaves corneánicos también son frecuentes dentro del ortoneis), y también, probablemente, de una primera etapa de skarnificación de las rocas carbonatadas.

Otro tipo de contacto lo presentan los metasedimentos que afloran en los corredores de máxima deformación de F_2 , los cuales coinciden con las superficies basales de las láminas aloctonas emplazadas durante esa etapa de deformación. Dentro de la Hoja de Segovia, las cizallas de F_2 que contienen una mayor cantidad de metasedimentos son las de la antiforme de Revenga (MACAYA, 1983; VILLASECA, 1983) y las del cabalgamiento de Peñalara. Los metasedimentos son sobre todo paraneises corneanizados, rocas de silicatos cálcicos y mármoles, que muestran siempre una S_2 muy intensa y frecuentes láminas ultramiloníticas. Los niveles paraderivados aparecen siempre entre tipos néisicos miloníticos, ya sea en bandas de pocos metros de potencia y moderada continuidad, o como pequeños enclaves de dimensiones centimétricas o métricas. Los paquetes mayores tienen geometría lenticular, quedando a grandes rasgos rodeados por una S_2 fuertemente anastomosada. Los cuerpos metasedimentarios más pequeños suelen corresponderse con pliegue de F_2 , los cuales

se caracterizan por un fuerte engrosamiento en las charnelas, flancos laminados y una gran variación en la orientación de los ejes. La fuerte fragmentación y dispersión que sufren los metasedimentos dentro de las cizallas de F_2 está motivada, sobre todo, por la laminación de los flancos de dichos pliegues (magníficos ejemplos pueden observarse en el despegue basal del cabalgamiento de Peñalara). La concentración de niveles metasedimentarios fuertemente deformados en los despegues de F_2 , indica que estos materiales jugaron un papel importante en la localización de las cizallas.

Las series metasedimentarias que afloran en la Hoja de Segovia no han suministrado registro faunístico alguno, como cabía esperar en función del grado de deformación y de metamorfismo. Por tanto, la única aproximación posible a la cronología precisa de estos materiales, básicamente considerados preordovícicos (VILLASECA, 1983), debe realizarse en base a correlaciones regionales. Según MACAYA *et al.* (en prensa), los metasedimentos de la región de Segovia pueden considerarse equivalentes a los que afloran en el núcleo del anticlinorio del Cardoso (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1988) y en el sector más profundo de la zona de Santa María la Real de Nieva (ALVAREZ LOBATO, 1982). En ambos dominios aflora un conjunto metasedimentario basal de composición variada, sobre el que descansa en discordancia cartográfica el Ordovícico inferior pre-Arenigiense. La edad de la serie basal debe corresponder probablemente al Precámbrico superior, aunque una equivalencia con el Cámbrico inferior no se descarta para los tramos más altos del conjunto preordovícico. ALVAREZ LOBATO (1982) defiende la equivalencia del Preordovícico de Santa María la Real con el tramo superior del Complejo Esquisto Grauváquico, para el que también se ha sugerido una edad Precámbrica superior (DIEZ BALDA, 1986). Por tanto, si se aceptan las correlaciones indicadas, parece probable que los metasedimentos de la Hoja de Segovia sean también equivalentes al Complejo Esquisto Grauváquico.

3.1.1.2. *Pareneises y cuarcitas alternantes (20)*

Afloran, fundamentalmente, en el ángulo SE de la Hoja, donde aparece una banda principal y otras dos menores. La banda mayor tiene unos 200 m de potencia y mantiene una dirección NO-SE, dibujando una uve muy marcada al atravesar el cauce del arroyo del Aguilón. El contacto inferior se realiza con un paquete de leuconeises que discurre paralelo al tramo metasedimentario; a techo se encuentran siempre ortoneises glandulares. La base del paquete paraderivado contiene un tramo de esquistos biotíticos de grano fino; la parte superior consiste en una alternancia de cuarcitas, más o menos impuras, y paraneises biotíticos de grano medio. Las cuarcitas están muy recrystalizadas y contienen abundantes exudaciones cuarzosas; aparecen en paquetes de 1-2 m que alternan con otros más finos de paraneises, aunque la parte más alta de la serie contiene tramos más potentes de cuarcitas masivas. La banda más meridional está constituida por niveles de cuarcitas masivas alternantes con otros de paraneises; mientras que la banda que aflora en el alto del Robledillo, la de más al Norte, contiene sobre todo paraneises de grano medio-grueso y composición semipélfica. Los mejores afloramientos de estas litologías se encuentran en las pista forestal que asciende hacia el puerto de Morcuera.

Otra banda menos continua aparece en los alrededores de San Cristóbal de Segovia, en contacto tanto a techo como a muro con ortoneises glandulares mesocratos, en ocasiones esquistosados por la deformación de F_2 . El paquete más occidental de este sector se apoya sobre los paraneises pelíticos con mármoles y rocas calcosilicatadas y niveles corneánicos, por lo que parece lógico suponer que el conjunto paraderivado de la Hoja representa una única serie metasedimentaria desmembrada por los ortoneises, en la que existían algunos niveles cuarcíticos de importancia.

Sobre el afloramiento las cuarcitas muestran una foliación poco marcada, definida por variaciones en el contenido de cuarzo y en la proporción de filosilicatos. Al microscopio presentan texturas inequigranulares, débilmente orientadas y con fuerte suturación de los cristales de cuarzo. Además de este mineral, muy dominante en volumen, también contienen feldespato potásico, biotita, plagioclasa, moscovita-sericita, clorita, rutilo sagenítico, circón, pirita y opacos indiferenciados. Los feldespatos deben ser resultado de la recristalización de un componente feldespático detrítico original. La biotita se transforma a fases retrometamórficas de baja temperatura, como clorita, mica blanca y rutilo sagenítico.

Los paraneises desarrollan una foliación muy marcada, definida por la alternancia de niveles con biotita-sillimanita y cuarzofeldespáticos. La textura es lepidoblástica o granolepidoblástica y la mineralogía está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, sillimanita, cordierita, distena, clorita, moscovita-sericita, turmalina, rutilo sagenítico, apatito, circón, pirita y opacos indiferenciados; en las muestras estudiadas no se ha encontrado granate, aunque es muy probable que este mineral también forme parte de la mineralogía de los paraneises.

La distena es el mineral más escaso, ya que solamente se encontraron dos cristales, menores de 0,5 mm, en una única lámina. Es subidioblástica y muestra una fina corona reaccional, constituida probablemente por sillimanita. Los feldespatos y el cuarzo forman mosaicos subgranoblásticos constituidos por cristales alotrioblásticos o subidioblásticos; el feldespato potásico puede llegar a ser abundante, apareciendo variablemente microclinizado y pertitzado. La cordierita suele estar completamente pinnitizada, por la acción del metamorfismo retrógrado que siguió al pico térmico de alta temperatura. La etapa retrógrada, muy intensa en los paraneises, también se manifiesta por la cloritización de la biotita y la moscovitización de sillimanitas, plagioclasas y feldespatos potásicos.

3.1.1.3. *Paraneises semipelíticos (21)*

El afloramiento principal dentro de la Hoja está constituido por una banda muy continua de menos de 100 m de potencia. La banda se sigue por ambas laderas de la Sierra de Guadarrama y dibuja una estructura de interferencia compleja. Esta estructura puede relacionarse con la cubeta de F_4 que MACAYA *et al.* (en prensa) describen en el sector. Otros paquetes de paraneises semipelíticos se encuentran en las proximidades de la cuesta de Mataburros, en el sector NE de la Hoja, y al N del cerro de la Atalaya. Además, también existen afloramientos pequeños de niveles con escasa continuidad y potencia, como los que se localizan entre los ortoneises glandulares al NO de Rascafría (Collado Viñuelas).

Los paraneises semipelíticos tienen grano medio y desarrollan una foliación grosera. Según ella se distingue un bandeado tectonometamórfico, en ocasiones meta-

téctico, definido por la alternancia de niveles biotíticos y cuarzofeldespáticos. La foliación de los paraneises es en realidad una polifábrica, resultante de la superposición de la S_2 sobre la S_1 ; la última sólo se conserva localmente y está siempre muy recrystalizada. Menos influencia en la fábrica planar tienen las estructuras de F_3 , ya que éstas no llevan asociada una S_3 muy penetrativa en los sectores de afloramiento de las bandas de paraneises. No obstante, la foliación sí puede sufrir una recrystalización importante en momentos posteriores a F_2 , inducida por la etapa térmica paroxismal o pico metamórfico, responsable también de la migmatización más importante que se observa en estas litologías.

Los paraneises semipelíticos son resultado del metamorfismo de una alternancia de sedimentos pelíticos impuros y areniscas. La presencia ocasional de intercalaciones delgadas de rocas de silicatos cálcicos (como en la divisoria de la Sierra de Guadarrama), o de mármoles (cerro Milanero) indica que entre los sedimentos detríticos originales también existieron algunos niveles carbonatados. El contacto entre los paraneises y los neises glandulares es siempre neto, sin que pueda encontrarse alternancia alguna entre ambas litologías.

Los paraneises tienen texturas foliadas, de naturaleza lepidoblástica o granolepidoblástica, con microbandeado composicional frecuente. La foliación está definida por cristales de biotita y por agregados de sillimanita fibrolítica o prismática. Además de estas fases, también contienen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, granate, cordierita, estaurolita, clorita, mica blanca, rutilo, circón, apatito, pirita y minerales opacos indiferenciados.

El granate y la estaurolita muestran características predeformativas en relación a la fábrica planar dominante en la roca. El primero aparece en cristales subidioblásticos o alotrioblásticos, que rara vez superan los 3 mm de diámetro. Contienen inclusiones de cuarzo, circón, opacos y estaurolita, que pueden aparecer desorientados o definiendo una S_1 que probablemente corresponde a S_1 ; el mineral ha crecido por consiguiente al final de F_1 o al principio de F_2 , existiendo también blastesis de estaurolita durante o antes de su cristalización. Con el metamorfismo progrado el granate se transforma primero en sillimanita y biotita (q cuarzo q plagioclasa) y posteriormente en cordierita (pudiendo participar también como reactantes sillimanita y cuarzo, además de H_2O , TORNOS, 1981); durante el metamorfismo retrógrado el granate es reemplazado por clorita. La estaurolita es muy rara y sólo se ha encontrado en las proximidades del puerto de las Calderuelas. Además de como inclusión en el granate, también aparece en forma de pequeños cristales xenoblásticos muy transformados a cordierita (TORNOS, 1981). En el último caso, el mineral se encuentra blindado en cordierita y sillimanita, lo que sugiere una reacción del tipo:



El cuarzo y la plagioclasa aparecen en intercrecimientos granoblásticos o subgranoblásticos, de los que también puede formar parte el feldespato potásico. En ocasiones estos agregados se desarrollan en verdaderos paraneises metatécticos, siendo por tanto resultado de la migmatización de estas litologías durante el pico térmico. En relación con este máximo termal también se produce el crecimiento más importante de cordierita. El mineral se encuentra en cristales subredondeados intercrecidos con cuarzo y plagioclasa, en agregados alargados creciendo miméticamente sobre la foliación y como producto de transformación del granate. La cordierita es un mineral

relativamente tardío, posterior al desarrollo de la S_2 , que experimenta una transformación intensa a productos pinníticos durante el metamorfismo retrógrado. Durante la etapa de enfriamiento, y en relación con una hidratación importante de los paraneises, también se desarrolla clorita y mica blanca, cuyo porcentaje está sujeto a fuertes variaciones.

3.1.1.4. *Paraneises pelíticos corneanizados (19)*

Aparecen en dos grupos principales de afloramientos: como bandas alargadas, más o menos continuas, dispuestas entre neises glandulares y como pequeños cuerpos, generalmente poco continuos, incorporados a las láminas basales de los cabalgamientos de F_2 . Al primer grupo pertenecen las bandas que afloran al N y NO del stock de Rascafría, así como las que se localizan en los ángulos NE y SE de la Hoja, las últimas dentro de los ortoneises glandulares del sector de Cabeza Mediana. El paquete principal discurre entre el Collado de la Flecha y el stock de Rascafría, con una potencia que, aunque es bastante variable, no supera los 50 m. El segundo grupo de afloramientos está representado por los paraneises que afloran en las zonas de cizalla de F_2 en Peñalara, alto del Parrinoso-Oteruelo del Valle, Revenga y San Cristóbal de Segovia. Como ya se comentó en un apartado previo, la incorporación de los metasedimentos a las láminas basales de los cabalgamientos responde a causas exclusivamente mecánicas.

La presencia de paraneises corneanizados en la Hoja de Segovia ha sido puesta de relieve por diferentes autores, tanto en los alrededores de Peñalara (WAARD, 1959, TORNOS, 1981), como en la región de Segovia-Revenga (VILLASECA, 1983). Estos paraneises han sido asignados a la denominada «Serie Fémica Heterogénea», conjunto litológico muy variado constituido por los propios paraneises corneanizados, materiales metacarbonatados, metabasitas y, en ocasiones, ortoneises glandulares mesocratos (BELLIDO *et al.*, 1981). La agrupación dentro de la misma secuencia de materiales metasedimentarios y de tipos ortoderivados intrusivos sobre los primeros, junto con el carácter probablemente heterocrono del conjunto, desaconsejan en la actualidad el uso de tal denominación. Por otra parte, hay que tener en cuenta que en muchos sectores, y desde luego en los más característicos (Peñalara y Revenga), la asociación litológica responde a condicionamientos estructurales, coincidiendo los afloramientos de la Serie Fémica Heterogénea con los sectores de mayor deformación de las cizallas de F_2 , caracterizadas por la fuerte imbricación tectónica.

Existen dos subtipos principales de paraneises corneanizados, según contengan o no porfiroblastos milimétricos de cordierita; ambas litologías se encuentran estrechamente relacionadas en la mayoría de los afloramientos. Los paraneises sin blastos de cordierita son rocas muy oscuras, de grano fino y variablemente esquistosas; su origen corneánico es todavía reconocible, a pesar de que han sufrido todas las fases de deformación y metamorfismo existentes en la región. El crecimiento relativamente tardío, post F_2 , de blastos de cordierita es responsable del aspecto «mosqueado» que caracteriza al segundo tipo de paraneises. Esta blastesis no está asociada a ningún fenómeno de contacto (como ya reconoció VILLASECA, 1983), debiendo relacionarse con la recristalización regional inducida por el pico metamórfico. Una prueba de ello es la aparición ocasional de blastos cordieríticos similares en las matri-

ces finas miloníticas de algunos ortoneises glandulares mesocratos. El desarrollo de los grandes cristales de cordierita se vio favorecido por varios factores, entre los que cabe destacar: 1) composición adecuada de los paraneises; 2) un gradiente de deformación bajo o moderado y 3) un tamaño de grano fino inducido por la corneanización prehercínica (o por la milonitización previa, para el caso de los neises mesocratos).

Uno de los aspectos más problemáticos de la interpretación de los paraneises corneanizados como paleocorneanas (ligadas a la intrusión prehercínica de los ortoneises) parte del hecho de su conservación como tales rocas después de sufrir las etapas tectonometamórficas Hercínicas. Sin embargo, tanto las metapelitas como los ortoneises que aparecen en sus proximidades están afectados por todas las fases de deformación y metamorfismo presentes en la región, por lo que la relación de las corneanas con una intrusión sintectónica (como ya propuso TORNOS, 1981) parece descartable. En el sector de Peñalara y de la Flecha, donde se encuentran las paleocorneanas mejor preservadas, los niveles de metapelitas ocupan la posición estructural culminante, quedando bastante alejadas de los sectores de máxima migmatización. Es posible que esta disposición haya impedido una recrystalización más intensa de las paleocorneanas durante el pico térmico, permitiendo la conservación parcial de sus características originales. Por otra parte, la alta competencia mecánica de estas rocas y su composición las hacen difícilmente «migmatizables» y resistentes a transformaciones texturales importantes, como ocurre, por ejemplo, en las bandas estrechas de paraneises corneanizados que se intercalan entre ortoneises cuarzofeldespatíticos comunes en el sector de Cabeza Mediana (ángulo SE de la Hoja).

Los paraneises pelíticos corneanizados muestran al microscopio texturas grano-lepidoblásticas, que pasan a ser porfidoblásticas en los tipos más ricos en cristales de granate de considerable tamaño. En las zonas de cizalla las metapelitas desarrollan una esquistosidad de F_2 muy apretada, originándose fábricas miloníticas o ultramiloníticas. Por el contrario, y casi siempre fuera de los corredores de máxima deformación, también existen paraneises que han sufrido una recrystalización intensa, asociada al pico termal, en una etapa posterior al desarrollo de la S_2 ; estas rocas pueden presentar texturas granoblásticas bien definidas, con crecimiento de mosaicos equidimensionales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico variablemente microclinizado. Además de los minerales anteriores, los paraneises corneanizados contienen biotita, sillimanita, granate, cordierita, rutilo, espinela, sericita, clorita, turmalina, circón, apatito, epidota-clinozoisita y opacos indiferenciados.

La biotita aparece en pequeños lepidoblastos orientados en la S_2 o de crecimiento tardío en relación a esa fábrica planar. En general no muestra transformaciones a sillimanita (muy comunes en los otros tipos de paraneises) que en estas litologías es de naturaleza prismática y crecimiento esquelético, lo que se interpreta como un resultado de la sobresaturación en aluminio de la roca (AMOROS y BARRERA, 1979).

La cordierita es un mineral abundante, que se encuentra en cristales subidioblásticos o xenoblásticos de hasta 3 mm de longitud. Su crecimiento se produce en un momento posterior al desarrollo de la S_2 , lo que se manifiesta por la aparición frecuente de relictos de esa fábrica en el interior de los blastos de cordierita. No obstante, la blastesis del mineral no puede considerarse postectónica, ya que casi siempre aparece elongado y reaplastado al plano de foliación, sugiriendo un crecimiento relacionado, en sentido amplio, con el desarrollo de la tercera fase de deformación. Además de las cordieritas blásticas, también se encuentran cristales menores formados a partir de granate. Como productos de esta transformación también aparecen biotita,

sillimanita, opacos y, más raramente, espinela verde en granos minúsculos arrosariados (VILLASECA, 1983).

El granate es el mineral índice más antiguo existente en los paraneises corneanizados, ya que su crecimiento se produjo antes del desarrollo principal de la S_2 . No obstante, su localización preferente en las cizallas de F_2 sugiere que el crecimiento del mineral tuvo lugar al comienzo de esta etapa, aunque una cristalización algo más antigua de parte de los granates (tardi F_1) también resulta probable. El granate se encuentra en cristales subidioblásticos o xenoblásticos que casi nunca superan 1 cm de diámetro. Con frecuencia es de naturaleza poiquiloblástica, conteniendo cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, y, más raramente, granos de rutilo parcialmente transformados a ilmenita. Otros minerales que muestran en la región crecimientos precoces y que suelen acompañar al granate durante su cristalización, como la distena y la estauroлита, no se han encontrado en las muestras estudiadas. No obstante, su existencia inicial en la paragénesis parece probable, sobre todo en el caso de la distena, ya que este es un mineral frecuente en los neises glandulares mesocratos asociados a los paraneises en las zonas de cizalla.

Por último, la etapa retrometamórfica da lugar en los paraneises corneanizados a clorita y rutilo sageníticos —formados a partir de biotita—, mica blanca —procedente de la transformación de la biotita, sillimanita, plagioclasa y feldespato potásico— y agregados pinníticos resultantes de la desestabilización de la cordierita. En relación con esta etapa también se produce la microclinización del feldespato potásico y la albitización y saussuritización local de la plagioclasa.

3.1.1.5. Mármoles, rocas de silicatos cálcicos y skarns (18)

Las litologías metacarbonatadas son frecuentes en la Hoja de Segovia, aunque sus afloramientos están limitados a estrechas bandas de extensión cartográfica reducida. El primer trabajo dedicado a estos materiales fue el de CARANDELL (1914), que tiene continuación en una época más reciente con las investigaciones de TORNOS (1981) y CASQUET y TORNOS (1984), en el sector oriental de la Hoja, y de VILLASECA (1983), en la región de Segovia.

El paquete más potente y continuo de materiales metacarbonatados es el que aflora, con varias repeticiones, entre el Collado de la Flecha y el stock de Rascafría; está constituido por mármoles con intercalaciones delgadas de rocas de silicatos cálcicos y skarnificaciones locales. Su anchura de afloramiento supera los 200 m en la parte más alta, pero su potencia real, difícil de estimar por el fuerte replegamiento interno, no debe sobrepasar los 10-20 m. El resto de los afloramientos de estas litologías aparecen incorporados a las zonas de máxima deformación de las cizallas de F_2 , estando relacionadas con paquetes de paraneises pelíticos variablemente corneanizados. Son bancos de mármoles y rocas de silicatos cálcicos que aparecen en bandas discontinuas, con una potencia muy reducida que en raras ocasiones supera los 2-3 m. En la antiforma de Revenga es donde aparece una mayor cantidad de cuerpos metacarbonatados, aunque también son frecuentes en las proximidades de Segovia y en el plano basal de los cabalgamientos de Peñalara y del alto del Parrinoso-Oteruelo del Valle.

Teniendo en cuenta las condiciones de afloramiento, resulta prácticamente imposible conocer si existen uno o varios niveles metacarbonatados. La primera posibili-

dad es la considerada como más probable por VILLASECA (1983). También hay problemas para determinar la edad de los protolitos carbonatados, a pesar de que estos materiales no siempre son azoicos y han proporcionado estructuras estromatolíticas, sin valor cronológico, en los afloramientos vecinos de Santa María de la Alameda (CAPOTE *et. al.*, 1981) y del cerro del Caloco (FUSTER *et al.*, 1981).

Mármoles

Son rocas masivas de colores grises o blancos y tonalidades claras. Tienen texturas granoblásticas heterogranulares de grano fino o medio y poco elongadas. En la mayoría de los afloramientos se reconoce un bandeo de escala variable, resultado tanto de la existencia de variaciones composicionales dentro de los paquetes (estratificación original) como de la actuación de las diferentes etapas tectonometamórficas. Los mármoles más frecuentes son tipos dolomíticos, aunque de manera más aislada también se encuentran composiciones cálcicas (TORNOS, 1981; VILLASECA, 1983). Los primeros tienen una mineralogía muy variada que da lugar a un número elevado de paragénesis, siendo las fases principales: calcita, dolomita, forsterita, clinohumita, flogopita, diópsido, periclasa, espinela, tremolita, brucita, grosularia, serpentina y clorita. La mineralogía característica de los mármoles calcíticos es más limitada, e incluye: calcita, cuarzo, diópsido, flogopita, wollastonita, feldespato potásico y tremolita.

Resulta muy difícil realizar una cronología precisa de los minerales de los mármoles, ya que la ausencia de una fábrica penetrativa a escala de lámina delgada es una característica de estas rocas. No obstante, si se tienen en cuenta las condiciones de equilibrio de las diferentes paragénesis existentes y las relaciones texturales entre fases, resulta claro que parte de los minerales han crecido durante el metamorfismo retrógrado (tremolita, brucita, serpentina, clorita), mientras que la blastesis de otros debe ser esencialmente contemporánea con el máximo termal (diópsido, forsterita, clinohumita, espinela, wollastonita, entre otros). Parece que, por tanto, las litologías metacarbonatadas no han conservado relictos de la paragénesis más antigua, contemporánea con el crecimiento de estauroлита, granate y distena en las rocas pelíticas y cuarzofeldespáticas.

Rocas de silicatos cálcicos

Aparecen en bandas delgadas intercaladas entre los paquetes marmóreos o como niveles propios alternantes con paraneises; en cualquiera de los dos casos, la potencia no suele superar los 50 cm. Las rocas de silicatos cálcicos son litologías variablemente oscuras que casi siempre presentan un bandeo composicional muy intenso. Las texturas son variables, encontrándose diferencias incluso dentro de las distintas bandas de un mismo nivel calcosilicatado. Dominan las granoblásticas tanto equi como inequigranulares, con tamaños de grano que oscilan entre finos y medios; no obstante, la aparición local de un contenido elevado en filosilicatos da lugar a fábricas granolepidoblásticas.

La mineralogía de las rocas de silicatos cálcicos es muy variada, como corresponde a la existencia de notables diferencias composicionales. En base a estas variaciones, VILLASECA (1983) distinguió tres tipos distintos de litologías, a las que denomina rocas de silicatos cálcicos s.s., parafibrolitas y rocas de silicatos cálcicos inter-

medias con mármoles. Las asociaciones más significativas incluyen como minerales principales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, diópsido, carbonatos, granate, hornblenda, actinolita, biotita-flogopita, mica blanca, epidota-clinozoisita, escapolita y clorita; las fases accesorias más frecuentes son circón, apatito, esfena y opacos indiferenciados.

Skarns

En muchos de los afloramientos de mármoles y rocas de silicatos cálcicos se reconocen fenómenos de skarnificación de una intensidad variable. Existen dos grupos fundamentales de skarns, según que su desarrollo responda a procesos de difusión contemporánea con el metamorfismo regional (skarns bimetasomáticos o difusionales), o a procesos infiltracionales relacionados con el emplazamiento de masas graníticas tardi o postectónicas (skarns infiltracionales).

Los skarns de probable origen difusional son de tipo magnésico o cálcico; los primeros son de carácter estéril, mientras que los segundos suelen ir acompañados de mineralizaciones. Un buen ejemplo de skarn magnésico es el que se encuentra en la cantera de calizas cristalinas de Las Romeras de Segovia, descrito por VILLASECA (1983). Entre los mármoles y los neises glandulares se desarrolla un frente metasomático que da lugar a seis zonas subparalelas con mineralogía diferente, destacando las bandas biminerálicas compuestas por diópsido y flogopita. Los skarns cálcicos pueden llevar mineralizaciones de magnetita, sulfuros y scheelita, y son muy frecuentes en las bandas de cizalla de Revenga-Hontoria. Los que afloran en las proximidades de la laguna de los Pájaros (macizo de Peñalara) y en las bandas metacarbonatadas que pasan por el Collado de la Flecha, han sido estudiados por TORNOS (1981) y CASQUET y TORNOS (1984). Estos autores distinguen una primera etapa de reemplazamiento por granate rico en grosularia, a la que sigue un aposkarn de intensidad y mineralogía variable. La aparición de scheelita va ligada a la etapa con idocrasa, mientras que la etapa de baja T (aposkarn) está acompañada de la aparición de sulfuros (arsenopirita, calcopirita, pirrotina y pirita).

El mejor ejemplo de skarn infiltracional ligado a granitoides tardihercínicos se encuentra en la parte septentrional del stock de Rascafría, afectando a las rocas carbonatadas y cuarzofeldespáticas de las series metamórficas (exoskarn) y al propio granito (endoskarn). De acuerdo con CASQUET y TORNOS (1984), el skarn está ligado a la actuación de fluidos hidrotermales de edad tardi y postmagmática. Siempre de acuerdo con estos autores, el skarn desarrollado sobre las rocas calcomagnéticas es de tipo venular o laminar y de composición magnésico-estannífera (casiterita-estannita); también existen recurrencias cálcicas tardías responsables de la aparición de una mineralización de scheelita.

En ocasiones, los contactos entre las litologías metacarbonatadas y su encajante está jalonado por la aparición de pegmatitas feldespáticas. Estas rocas han experimentado procesos reaccionales complejos con los mármoles y rocas de silicatos cálcicos, como lo atestigua la presencia en la pegmatita de minerales cálcicos como diópsido y clinozoisita. La interpretación de estas litologías es incierta, ya que para su origen pueden invocarse mecanismos intrusivos (fundido interaccionando con los niveles carbonatados) o puramente reaccionales. En el segundo caso, la roca cuarzo-feldespática representaría una facies de endoskarn desarrollada sobre las litologías silico-alumínicas (VILLASECA, 1983).

3.1.2. Rocas ígneas prehercínicas

3.1.2.1. *Ortoneises glandulares mesocratos-melanocratos (14)*

Alcanzan una entidad cartográfica considerable, aunque la extensión de sus afloramientos es mucho menor que la de los ortonéis glandulares del tipo más ácido. Estos neises son equivalentes a los que se han descrito, en este u otros sectores, como neises máficos (NAVIDAD y PEINADO, 1977), neises glandulares heterogéneos (NAVIDAD, 1979), neises de la Serie Fémica Heterogénea (BELLIDO *et al.*, 1981) o neises miloníticos asociados a zonas de cizalla (VILLASECA, 1983).

Los afloramientos de neises mesocratos-melanocratos tienen casi siempre un control estructural, apareciendo en relación con las zonas de cizalla de la segunda fase de deformación. Este es el caso de las bandas néisicas de la antiforma de Revenga, o de los paquetes ortoderivados que se disponen en el compartimento alóctono de los cabalgamientos de Peñalara y del alto del Parrinoso; el control estructural es menos claro en el caso de la banda de neises que discurre al oeste del plutón de La Granja.

Los neises de este grupo son rocas blastoporfídicas con una composición algo más básica que la de los tipos cuarzofeldespáticos más extendidos. Este carácter se manifiesta por la riqueza en biotita de la matriz (ocasionalmente también es rica en cordierita y granate) y por un mayor contenido en plagioclasa. Las glándulas más gruesas corresponden a cristales idiomorfos o subidiomorfos de feldespato potásico, cuya longitud oscila normalmente entre 3 y 7 cm. También existen microglándulas, de origen primario o blástico, de feldespato potásico, cuarzo o plagioclasa. El contenido en glándulas puede experimentar variaciones importantes entre diferentes sectores, alternando en ocasiones tipos muy glandulares con otros donde la matriz biotítica es el rasgo textural dominante. No obstante, la presencia de los dos tamaños de glándulas es bastante general, lo que confiere a los neises un carácter bimodal.

En las zonas de cizalla de F_2 los neises están afectados por una deformación intensa y marcadamente heterogénea (MACAYA, 1983; VILLASECA, 1983; MACAYA *et al.*, en prensa). Los tipos néisicos miloníticos o blastomiloníticos, muestran glándulas feldespáticas aplastadas y muy estiradas dispuestas en una matriz que supone más del 50% de la roca. El alargamiento de las glándulas define una lineación mineral de estiramiento, de orientación variable por el plegamiento posterior; esta lineación también se manifiesta por la orientación de los agregados de biotita y sillimanita de la matriz. En ocasiones, junto con las glándulas más estiradas, aparecen otras redondeadas que muestran evidencias de haber rotado. Los bordes de las glándulas están variablemente recrystalizados y pueden continuarse en sombras de presión de longitud cambiante. Si la deformación de las glándulas es muy importante, ésta puede recrystalizar totalmente y queda incorporada a la matriz como un elemento cuarzofeldespático más; no obstante, el mayor tamaño de grano de estos agregados suele permitir identificarlos como procedentes de tales glándulas (MACAYA, 1983).

En los sectores inferiores de las láminas alóctonas, junto al cabalgamiento basal, y en otras posiciones en el interior de las masas transportadas, se encuentran paquetes de neises ultramiloníticos que generalmente no superan los 2-3 m de potencia. Las ultramilonitas néisicas son rocas oscuras de grano fino, donde una matriz muy

rica en biotita constituye más del 90% de la roca. Casi siempre se distinguen algunas glándulas feldespáticas redondeadas, que permiten la distinción entre estas tectonitas néisicas y los tipos metapelíticos que también aparecen asociados a estos dominios. Sin embargo, las ultramilonitas que han experimentado la mayor deformación pueden estar desprovistas de relictos glandulares (ultramilonitas con el 100% de matriz), lo que dificulta notablemente su distinción de los tipos metapelíticos miloníticos. Las láminas ultramiloníticas mejor desarrolladas se encuentran en los sectores basales de los cabalgamientos de Revenga, Peñalara y alto del Parrinoso, donde la roca de falla puede seguirse en la mayor parte del contacto occidental del cabalgamiento, manteniendo una potencia constante en torno a 1-2 m.

En los neises mesocratos-melanocratos son muy frecuentes las inclusiones xenolíticas, de características similares a las que se encuentran en los ortoneises glandulares más ácidos (rocas microgranudas, metacarbonatadas, cuarcitas y paraneises pelíticos generalmente conneanizados). En muchas ocasiones, las relaciones entre xenolitos y encajante indican que la inclusión es de naturaleza tectónica, correspondiendo por tanto a verdaderos tectoenclaves incorporados a las zonas de máxima deformación de la F_2 . Otras veces, la presencia de los enclaves no puede explicarse por mecanismos deformativos (como sucede en aquéllos que se encuentran entre neises poco deformados), por lo que deben representar, sobre todo en el caso de los metasedimentos, fragmentos de las series sedimentarias intruidas por los protolitos de los neises.

La matriz de los ortoneises muestra al microscopio una textura lepidoblástica o granolepidoblástica, siendo frecuente la presencia de un bandeo tectónico definido por la alternancia de niveles ricos en biotita y sillimanita con otros cuarzo-feldespáticos. En los últimos suelen dominar los cristales subidioblásticos de plagioclase bien maclada y, en menor medida, de cuarzo; más ocasional es la presencia de feldespato potásico. Los neises más deformados tienen texturas blastomiloníticas características, resultado de la recrystalización de las fábricas miloníticas-blastomiloníticas originadas al principio de F_2 .

La recrystalización tiene lugar en momentos posteriores del desarrollo de la misma etapa deformativa y, sobre todo, en momentos más recientes relacionados con el máximo termal.

Estos ortoneises tienen como minerales principales cuarzo, biotita, sillimanita, plagioclase, feldespato potásico, cordierita, granate y distena, encontrándose como accesorios espinela, rutilo, circón, apatito, esfena, turmalina, piritita y opacos indiferenciados; además, durante el metamorfismo retrógrado, también se originaron cantidades variables de clorita, moscovita y agregados pinníticos.

La biotita aparece en lepidoblastos orientados en la S_2 y, en menor medida, como cristales más pequeños definiendo la foliación ligada al desarrollo de los pliegues de F_3 . La sillimanita también se encuentra, sobre todo, marcando la fábrica planar de los ortoneises, apareciendo la variedad fibrolítica o la prismática. Tanto la biotita como la sillimanita se transforman a fases de menor temperatura, relacionadas con el metamorfismo retrógrado; la primera es reemplazada por clorita y rutilo sagenítico (rutilo 2), mientras que el silicato aluminico lo es por mica blanca.

En las matrices de los ortoneises el feldespato potásico casi nunca es muy abundante, apareciendo en cristales xenoblásticos que definen agregados subgranoblásticos con plagioclase y cuarzo. Su proporción se reduce con el incremento de la deformación milonítica (como ya reconociese MACAYA, 1983), llegando a faltar en la

mayoría de las bandas ultramiloníticas; esta reducción va acompañada de un incremento en el contenido de biotita lepidoblástica. Lo contrario sucede con la cordierita, que es tanto más abundante cuanto más deformada y rica en biotita es la roca; es decir, el mineral crece sobre todo en litologías afectadas previamente por una reducción de grano (blastesis post F_2) y con contenidos importantes en FeO y MgO.

El granate se encuentra en cristales subidioblásticos o xenoblásticos, de hasta 2 cm de diámetro, que han crecido con anterioridad al momento de máxima deformación milonítica ligada a F_2 . Incluye pequeños cristales de cuarzo, opacos, circón y rutilo (rutilo 1), los cuales pueden definir una S_1 rectilínea correspondiente a la S_1 o a una S_2 contemporánea. Con frecuencia los cristales de granate se encuentran en vías de transformación a biotita, sillimanita, cordierita, plagioclasa, cuarzo y opacos; menos corrientes son las transformaciones a cordierita y espinela, similares a las descritas en los paraneises corneanizados (VILLASECA, 1983).

La distena es un mineral común, aunque poco abundante, en los ortoneises mesocratos-melanocratos. Aparece en cristales muy pequeños (casi siempre menores de 0,2 mm) incluidos en plagioclasas, que a su vez se encuentran envueltas por la S_2 . Su crecimiento debió producirse, por tanto, en momentos similares al del granate, siendo un mineral que forma parte de la paragénesis metamórfica más antigua preservada en estas litologías.

En la bibliografía existente sobre el sector central de la sierra de Guadarrama, los protolitos de los ortoneises glandulares mesocratos-melanocratos han sido interpretados como de naturaleza volcánica-volcanoclástica (NAVIDAD y PEINADO, 1977; NAVIDAD, 1979) o granítica (VILLASECA, 1983).

Dentro de la Hoja de Segovia algunas de las bandas de estos neises aparecen en sectores identificables como zonas de cizalla de F_2 , lo que plantea la posibilidad de que parte de estas litologías puedan ser tectofacies néisicas, originadas por mecanismos de movilidad química que afectaron en zonas de fuerte deformación a los ortoneises glandulares. Por el contrario, en otros sectores afloran extensiones considerables de neises mesocratos-melanocratos no afectados por una deformación especialmente destacable. La composición de tales tipos néisicos debe considerarse, por tanto, como primaria (afinidad granodiorítica), y plantea la posibilidad de una equivalencia entre estas litologías y las que se encuentran afectadas por una deformación de F_2 intensa. Por consiguiente, los ortoneises mesocratos-melanocratos de la Hoja de Segovia pueden considerarse, en su mayor parte, como protolitos de composición granodiorítica, aunque parece probable que algunos procesos geoquímicos ligados a las zonas de cizalla hayan incrementado en ocasiones la basicidad de tales rocas (VILLASECA, 1983).

3.1.2.2. *Ortoneises glandulares (15)*

Sin lugar a dudas, son las formaciones metamórficas más abundantes de la Hoja, especialmente en las partes topográficamente más altas, dando relieves de aspecto granítico. Forman macizos bandeados intercalados con el resto de la serie metamórfica, con contactos netos con las distintas litologías descritas en la columna, salvo ciertas imprecisiones, mencionadas en su caso, con los otros tipos cuarzofeldespáticos más mesocratos o no glandulares (leuconeises). En otros sectores de la Sierra de Guadarrama han recibido denominaciones variadas de tipo geográfico o referente a

cualidades estructurales y/o composición, tales como las de homogéneas, sálicos, monzoníticos, ácidos o metagraníticos en sentido amplio (véase BELLIDO *et al.*, 1981 o VILLASECA, 1983).

En general, estos materiales suelen presentar un grado variable de migmatización. Ésta es especialmente importante en sectores (p. ej., zona del río Pirón o cerro Pelado), llegando a formarse nebulitas glandulares y granitoides heterogéneos muy contaminados. En la penillanura segoviana los fenómenos migmatíticos más frecuentes son metatexitas de estructura estromática, flebítica o estictolítica, en forma de venas leucosomáticas ricas en nódulos cordieríticos (VILLASECA, 1983). Las variedades migmatíticas, independientemente de su protolito glandular, no han sido discriminadas cartográficamente y están agrupadas en este conjunto de ortoneises glandulares, más o menos leucocráticos o ácidos en composición.

Aunque de unos sectores a otros presentan variaciones en la repartición y tamaños de las glándulas, así como en la composición de la matriz, hay una serie de caracteres comunes que son los que trataremos a continuación.

Se distinguen por el carácter blastoporfídico que le confieren los cristales mayores de feldespato potásico, en ocasiones superiores a los 10 cm, envueltos por la foliación de F_2 dominante. Estas glándulas, normalmente subidiomorfas, son de ortosa variablemente microclinizada, y pueden presentar inclusiones micáceas dispuestas concéntricamente, reflejo del antiguo zonado complejo del megacristal. La repartición homogénea, en sectores, de glándulas homométricas, ha sido ya mencionada en la bibliografía (p. ej., zona del Reventón, TORNOS y CASQUET, 1982).

Aunque de tamaño excepcionalmente centimétrico, hay microglándulas o porfido-blastos de plagioclasa y cuarzo. Las plagioclasas pueden terminar definiendo antiguos agregados en sinneusis, y raramente conservan restos de zonado oscilatorio ígneo. Otra estructura frecuente en diversas facies glandulares es la aparición esporádica de pequeños enclaves. Se han distinguido tres grandes tipos de inclusiones (VILLASECA, 1983): las microgranudas con texturas ígneas residuales, los enclaves xenolíticos de carácter pelítico-semipelítico, y los enclaves de metacarbonatos transformados, con zonado calcosilicatado concéntrico. Estos dos últimos tipos de xenolitos son claramente correlacionables con los metasedimentos frecuentes en estos sectores, por lo que en la actualidad apenas existe discusión sobre el carácter intrusivo de estos metagranitoides en las series metasedimentarias prearenigienses, previamente descritas. Máxime, cuando recientes datos geocronológicos definen una edad Ordovícico inferior-Cámbrico superior, para estos materiales. VIALETTE *et al.* (1986, 1987) dan edades de intrusividad ígnea de facies glandulares equivalentes de 470-500 m.a., basadas en métodos de isócrona Rb-Sr. No obstante, aunque hay un cierto consenso científico sobre el origen intrusivo de estas facies, existe mayor discrepancia en cuanto a la edad real de dicho evento. Aparte de los datos mencionados, otros autores suponen una edad más antigua de unos 540-560 m.a. (método de datación U-Pb en circones, BISCHOFF *et al.*, 1986) o de edad intrahercínica (p. ej., los mencionados ortoneises del Reventón de TORNOS y CASQUET, 1982, ya discutidos previamente en los fenómenos de corneanización).

La matriz metamórfica de estas rocas blastoporfídicas es de textura granolepidoblástica bandeada, con cierta segregación de minerales máficos incompetentes y bandas granudas cuarzofeldespáticas. La composición mineral de estas rocas comprende cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, y cantidades variables de sillimanita, cordierita y granate. Muy ocasionalmente, en variedades protomiloníticas

a veces próximas a los neises glandulares mesocratos milonitizados, aparece distena residual. Como minerales accesorios existen apatito, circón, monacita, topacio, turmalina y opacos. Son minerales secundarios moscovita, clorita, pinnita, albita, esfena y epidota, que aparecen en grado variable.

La plagioclasa de la matriz es oligoclasa (An_{20-30}) sin zonado visible salvo ligeros rebordes albiticos intergranulares. En algunas facies se conservan texturas metaígneas como son los agregados en sinneusis de individuos mayores. Solamente estos cristales presentan exoluciones reticulares de sillimanita y micas aciculares.

El feldespato potásico suele ser microclina con micropertitas en grado variable, normalmente con morfología de venas y más rara en parches. Puede llevar cuarzo en gotas dándoles un aspecto mirmequítico. También puede ser sustituido en bordes, por albita intersticial.

La biotita es de composición eastonítica. Suele llevar sillimanita asociada y terminan por estar ambos silicatos parcialmente englobados en la cordierita.

El granate ocasional suele ser xenoblástico y normalmente de carácter restítico. Aparece metaestable cuando son pequeños granos dispersos en plagioclasa, o cuando está aureolado bien por coronas biotítico-sillimaníticas, bien por coronas más complejas que incluyen, además, cordierita. No obstante, en algún ejemplar puede verse granate alotrioblástico sin síntomas claros de metaestabilidad, disperso en la paragénesis del ortoneis. Son de pequeño tamaño y sin inclusiones.

Finalmente, sólo hemos encontrado distena accesoria en zonas de reconstrucción granoblástica de feldespatos triturados (protomilonitas), a veces asociada a granate, muy abundante en estos mismos tipos.

3.1.2.3. *Leuconeises* (16)

Los leuconeises son rocas cuarzofeldespáticas foliadas de grano fino a medio y de carácter hololeucocrático. Forman macizos y niveles estratoides entre los ortoneises glandulares, aunque también aparecen con frecuencia asociados a los contactos de éstos con las bandas metasedimentarias semipelíticas (Caladeruelas, Las Corzas, cerro Milanero...). Algunos cuerpos leuconésicos no han sido representados por su escasa potencia, siendo frecuentes en diversos niveles de las series metamórficas; en particular, adquieren aspecto leptinitico los que afloran en las bandas miloníticas entre neises glandulares mesocratos.

Cuando son bandas de aspecto metapelítico (p. ej. caso de los niveles asociados a metasedimentos) los contactos son netos con los materiales a techo o muro. En los macizos mayores, muchos más heterogéneos, puede haber un cierto interestratificado complejo con bandas más o menos glandulares que proporciona un cierto aire de transicionalidad a mesoescala. Estos caracteres estructurales les confieren un carácter ortoderivado, corroborado por aspectos geoquímicos que serán detallados aparte, como vienen siendo definidos en estos sectores centrales del Guadarrama (BISCHOFF *et al.*, 1973; BELLIDO *et al.*, 1981).

El rasgo definitorio para cartografiar estos neises es la ausencia generalizada de grandes cristales de feldespato o cuarzo (glándulas), aunque esporádicamente haya cristales leucocráticos próximos al centímetro, así como microglándulas muy dispersas en algunas bandas.

En los leucones no hemos encontrado metaenclaves, a pesar del aspecto metafiloniano de algunas de sus variedades. Existen algunas facies de aspecto metapegmatítico ricas en granate (a veces, de tamaño centimétrico), así como tipos con nodulillos lenticulares ricos en biotita, cuarzo y moscovita, algo disarmónicos con la foliación visible.

Petrográficamente son rocas granoblásticas de tendencia equigranular, compuestas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa como minerales fundamentales. Accesorariamente hay biotita, granate, sillimanita, apatito, circón, monacita y turmalina. En los afloramientos de las bandas miloníticas de Hontoria-Revenge llega a aparecer distena con relativa frecuencia. Presentan como minerales secundarios moscovita, clorita, albita y opacos.

Las plagioclasas de los leucones son de composición ácida (An_{10-15}) sin zonar, salvo ligeros rebordes albiticos intergranulares. El feldespato potásico es, mayoritariamente, microclina micropertítica en venas.

La escasa biotita del leuconeis, que define una imprecisa foliación lepidoblástica, es de composición siderofilítica. Suele llevar asociada sillimanita fibrosa, que parece nuclearse en ella. Ambos minerales pueden aparecer aureolando, en cierto modo, al granate de composición almandínica (Alm_{90-80} , Sp_{5-17} , VILLASECA, 1983), en ocasiones metaestable. El aspecto micropegmatítico o metanodular de algunos agregados granatíferos de los leucones (p. ej. en el sector de las Corzas de Malagosto) apunta a una recrystalización o rehomogeneización metamórfica del granate ígneo primario de estos ortoneises.

En los leucones milonitizados aparece accesorariamente distena en las matrices granoblásticas finas. Este mineral parece residual, aunque no se observe transformado a sillimanita y biotita posteriores, pues suele estar blindado en feldespatos. En las mismas bandas de cizalla de Revenge hay niveles decimétricos de leucones anfibólicos milonitizados, que en lugar de biotita presentan clinofibrol de composición ferroactinolítica (VILLASECA, op. cit.). Estas rocas, que *de visu* no son fácilmente discernibles de los tipos biotíticos, por su granulometría tan fina, deben representar metagranitos de composición más alcalina, muy poco abundantes.

3.1.2.4. *Metadioritas-metagabros (17)*

Dispersos entre las bandas de neises glandulares mesocratos de Ríofrío, Revenge y Hontoria, aparecen diversos cuerpos menores de rocas metabasíticas intrusivas, de las cuales sólo se han representado los afloramientos mayores próximos al río Frío. Sólo un único afloramiento ha sido encontrado fuera de este sector, en ortoneises glandulares al E del río Lozoya, en el Alto de Robledillo. Hay, pues, una cierta asociación de estos materiales metabásicos con los materiales más milonitizados de la Hoja, como si su intrusividad estuviera conectada de alguna forma a la tectónica principal de cabalgamientos.

Estas rocas intruyen como diques o sills en los materiales encajantes, enclavándolos muy ocasionalmente. Los sills más potentes (aproximadamente 15 m de ancho) conservan texturas ígneas intergranulares y porfídicas en las partes centrales, mientras los bordes están fuertemente anfibolitizados y cizallados por la foliación regional de F_2 . Los numerosos pequeños apuntamientos metadiabásicos, anfibolitizados, del sector de Revenge-Hontoria, afloran como pequeñas bandas concordantes con las

series metamórficas y esquistosadas conjuntamente con ellas. En ningún caso se ha detectado metamorfismo térmico ligado a su intrusión. Son intrusivos en momentos previos a F_2 , habiéndose propuesto una cierta ligazón precoz con el engrosamiento cortical iniciado en el Devónico (VILLASECA, 1985).

Las metadiabasas varían de grano medio a fino, siendo localmente porfídicas con fenocristales de plagioclasa. Aparte de escasos microenclaves microgranudos de aspecto autolítico, se encuentran, raramente, xenolitos de facies glandulares encajantes. No muestran excesiva heterogeneidad dentro del dique, salvo los fenómenos de tectonización de sus bordes.

Petrográficamente todas estas metabasitas están metamorfizadas en grado variable, aunque se pueden diferenciar las paragénesis ígneas primarias de las sucesivas blastesis metamórficas. En general, son rocas granonematoblásticas con abundante recristalización simplectítica ligada a la anfibolitización de la diabasa original. Parece probable que la composición ígnea original comprendiera plagioclasa y uno o dos piroxenos (clinopiroxeno y ortopiroxeno), como minerales fundamentales.

El ortopiroxeno, cuando aparece, es de color rosa pleocroico, de carácter hiperséntico, y con bandas de exolución aparentemente de clinopiroxeno o biotita. Son grandes cristales que forman con la plagioclasa y el clinopiroxeno, que suele terminar por englobarle, la textura diabásica primaria. El clinopiroxeno es verde pálido y podría ser de composición diopsídica. Ambos máficos terminan por ser aureolados y corroídos por coronas simplectíticas simples o compuestas de minerales metamórficos de grano fino. La plagioclasa primaria, fuertemente reabsorbida, está zonada irregularmente con carácter directo, desde labradorita en el núcleo (An_{55}) a andesina en bordes (An_{35}), lo que sugiere que ha sido poco rehomogeneizada en el metamorfismo.

Los minerales metamórficos catazonales comprenden plagioclasa, piroxeno, anfíbol, biotita, granate, feldespato potásico y cuarzo, y existe una segunda blastesis, ya retrometamórfica, con actinolita, clorita, sericita, calcita, clinozoisita, epidota y albita. Los minerales accesorios son: apatito, circón, allanita, esfena, ilmenita y opacos.

Conviene destacar que existen coronas simples piroxénicas, de textura granoblásticas de grano fino a muy fino y coronas compuestas de plagioclasa-homblenda y plagioclasa-clinopiroxeno, con biotita asociada, normalmente de textura simplectítica. Estas coronas se desarrollan indistintamente alrededor de ambos piroxenos primarios. En ocasiones la sustitución es total y se observa una metadiorita con simplectitas anfibólicas y pseudomorfo granoblástico de oligoclasa (An_{27}), que reemplaza a la plagioclasa idiomorfa original. En esta matriz granoblástica-simplectítica puede, ocasionalmente, encontrarse granate accesorio muy alotrioblástico y de pequeño tamaño (Alm_{50} , $Gros_{23}$, Pir_{27} , VILLASECA, 1983), que podría interpretarse, como en otros tipos litológicos, de blastesis metamórfica al final de F_1 o al principio de F_2 .

3.1.3. Rocas graníticas hercínicas

En la Hoja de Segovia las rocas graníticas no son volumétricamente abundantes, aunque sí destaca la variedad de facies plutónicas. De hecho, salvo el plutón de La Granja, el resto de facies graníticas aflorantes no superan los 7 km² de superficie.

Las distintas facies graníticas cartografiadas forman parte del conjunto plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central Español (BRANDEBOURGER, 1984; FUSTER y VILLASECA, 1987), posteriormente distendido e intruido por un conjunto

de redes filonianas que serán tratadas aparte. Aparecen representados desde granitoides palingenéticos sinorogénicos (plutón de Torrecaballeros) hasta plutones alóctonos sin-tardiorogénicos adamelliticos, graníticos y leucograníticos. No hay plutones básicos o de rocas de composición intermedia (cuarzodiorita-tonalita) como suelen ser norma en las áreas más orientales del Sistema Central Español.

La ordenación de los materiales plutónicos sigue un criterio cronológico aproximado en base a caracteres cartográficos y estructurales de los granitoides, así como a los escasos datos geocronológicos existentes en este sector (plutón de La Granja, IBARROLA *et al.*, 1987) o de facies equivalentes en sectores próximos de la Sierra de Guadarrama. Existen imprecisiones cronológicas entre algunos de estos granitoides, ya que aparecen como pequeños plutones muy desconectados geográficamente y sin criterios precisos de relaciones de intrusividad.

De cualquier forma, siguiendo el trabajo citado de IBARROLA *et al.*, se puede suponer un período superior a los 70 m.a. de intrusividad de granitoides en este sector, pues rocas más deformadas que las adamelliticas de Villacastín (que ha dado edades por métodos de isócrona Rb-Sr de 344 m.a.) son los tipos de Torrecaballeros u Otero de Herreros. Por otra parte, el plutón de La Granja ha dado una isócrona de 275 m.a., y es aparentemente intruido por los leucogranitos de Peñalara y los del puerto de Navacerrada.

3.1.3.1. *Leucogranitos deformados (tipo Torrecaballeros) (5)*

Afloran en la parte septentrional de la Hoja formando el macizo de Torrecaballeros y un pequeño cuerpo próximo a Bernuy de Porreros, que se continúa hacia el norte en la Hoja de Turégano.

Aunque intrusivos en áreas metamórficas, no se ha detectado metamorfismo térmico asociado en el encajante. Este factor, junto al carácter hololeucocrático de estos granitos de composición eutéctica, así como su asociación a estos sectores profundos, con migmatización importante y extensa, han sido determinantes en su designación como granitoides para-autóctonos (VILLASECA, 1983).

Los leucogranitos de Torrecaballeros y Bernuy de Porreros son muy heterogéneos en caracteres petrográficos. Están deformados tectónicamente con diferente grado de penetratividad, siendo en sectores incluso isótropos. El líneas generales la foliación local es concordante con la del encajante, haciendo pensar en momentos de intrusividad sin-tarditectónicos a F_3 .

Estos granitoides varían de facies de grano fino a grano medio con fenómenos locales de bandedado, siendo frecuentes las venas, vénulas y bolsadas de pegmatitas, a veces algo discordantes con la vaga estructuración del granitoide. Es también característica la aparición esporádica de agregados y nódulos ricos en granate o turmalina. En estos granitoides los únicos enclaves encontrados son fragmentos parcialmente digeridos de los neises glandulares migmatizados de los alrededores.

Petrográficamente son leucogranitos de dos micras en los que la mica blanca suele dominar sobre la biotita, que ocasionalmente puede faltar. Ambas son, de cualquier forma, accesorias. Otros minerales esporádicos son: granate, sillimanita, andalucita, pinnita (cordierita) y turmalina. Los accesorios comunes son apatito, circón, monacita y opacos. Los minerales de alteración incluyen sericita, clorita, rutilo, esfena y pinnita.

Los feldespatos del granito son plagioclasa ácida (de composición An_{10}) sin zonado apreciable. El feldespato potásico es microclina con microperfitas en venas, que puede envolver, en sectores, a la plagioclasa. Hay albita intergranular. El cuarzo, que suele estar recrystalizado, es granoblástico.

De las dos micas, la biotita parece de cristalización previa, estando a veces transformada a moscovita. La mica blanca no es sólo reaccional (subsólido) sino que aparece también en grandes placas subidiomorfas tardías.

Los silicatos aluminicos y silicoaluminatos féficos tal vez sean algo tardimagmáticos. El granate es almandino (VILLASECA, *op. cit.*) y no hemos observado transformaciones entre los polimorfos del silicato aluminico, aunque están próximos entre sí. Estos y la cordierita están siempre aureolados por minerales secundarios. La turmalina destaca por su carácter intersticial ligado, en ocasiones, a la fracturación generalizada del granitoide. Este mineral postmagmático se nuclea con frecuencia a partir de biotita y sillimanita o andalucita.

3.1.3.2. Adamellitas-granodioritas deformadas (tipo San Medel) (6)

Afloran exclusivamente en el pequeño apuntamiento al O de Bernuy de Porreros, al norte de la Hoja. Son también granitoides deformados, con foliaciones aproximadamente concordantes con la foliación regional, estando a veces afectados por cizallas subverticales, sinestrasles, prácticamente E-O.

Son rocas mesocratas, más o menos homogéneas, de grano medio a fino, salvo sectores de ligero porfidoismo. En ellos los cristales centimétricos de feldespato están reorientados. Hacia las ruinas de la ermita de Bernuy este granitoide es de composición más básica, granodiorítica, poniéndose en contacto subconcordante con los leucogranitos previamente estudiados. No se han observado criterios claros de intrusividad, aunque en algunos bloques sueltos se ve material leucogranítico fragmentado dentro de la granodiorita.

Pueden presentar dispersos enclaves microgranulares oscuros, que son más frecuentes en las facies granodioríticas. También existen enclaves fusiformes de aspecto supermicáceo.

Petrográficamente, son granitoides heterogranulares hipidiomorfos de tendencias intergranulares en las facies granodioríticas de grano fino. Aunque son granitos fundamentalmente biotíticos, hay moscovita reaccional ligada a las transformaciones postmagmáticas de la roca. Como accesorios esporádicos pueden aparecer cordierita, andalucita y muy escasa espinela verde (pleonasto). Los accesorios típicos son: apatito, cónon y opacos y tienen cantidades variables de minerales secundarios: clorita, pinnita, sericita, albita, epidota, esfena, calcita y rutilo.

Los primeros cristales en formarse debieron ser de plagioclasa y algo de biotita y cuarzo. La plagioclasa se presenta en cristales idiomorfos con zonado oscilatorio complejo de carácter directo. Son frecuentes los fenómenos de sinneusis y un cierto carácter subporfídico de la misma. El feldespato potásico es más tardío, intersticial y algo poiquilítico, probablemente ortosa poco perfitica, en venas. El cuarzo suele estar recrystalizado en agregados granoblásticos más o menos poligonales.

La mica primaria y dominante, la biotita, suele estar fuertemente recrystalizada. Así, hay escasos prismas alargados subidiomorfos que aparecen incluidos en feldespatos, mientras que la mayor parte de esta mica forma agregados granolepidoblásticos.

cos que envuelven los cristales competentes de feldespatos, o crecen a favor de microfaturas y dislocamientos tectónicos de los mismos.

La andalucita tardía, en ocasiones claramente intersticial, está intercrecida con biotita recrystalizada o incluida en la cordierita. Esta, también tardía, ocasionalmente incluye microgranos de espinela verde. Si a estos crecimientos tardíos unimos el carácter granoblástico de las recrystalizaciones de cuarzo, biotita y algunos feldespatos, no parece arriesgada la posibilidad de una cierta comeanización de estos granitoides por la intrusión de la adamellitita posttectónica de Segovia, próxima a estos sectores.

3.1.3.3. *Adamellititas deformadas (tipo Otero de Herreros) (7)*

Aparecen en el ángulo SO de la Hoja, prolongándose hacia el oeste en las hojas adyacentes de Valverde del Majano (482) y de El Espinar (507). En esta Hoja ocupan una superficie de extensión aproximada de 0,5 km² en una zona de poco relieve con morfología de berrocal con piedras caballerías.

Es un granitoide porfídico con una proporción moderada de fenocristales alargados de feldespato potásico de unos 2 cm de dimensión mayor. En sectores, los fenocristales tienen orientación lineal comprendida entre los valores de 15° y 40° al E en posición subhorizontal. La orientación parece debida al flujo viscoso durante el emplazamiento. La matriz es de grano medio a grueso, en donde el cuarzo forma cristales de mayor tamaño con secciones subredondeadas. La biotita es idiomorfa o subidiomorfa y su abundancia es moderada (en torno al 10 %). Esporádicamente se observan pequeños agregados de cloritas que pueden proceder de antiguas cordieritas.

En el interior del macizo, el granito es homogéneo y en él no se observan inclusiones microgranudas melanócratas (gabarros) pero sí, aunque muy esporádicamente, pequeños enclaves de dimensiones centimétricas ricos en mica con restos de orientación metamórfica.

Este granitoide es intrusivo en los ortoneises adyacentes. La traza del contacto es discordante respecto a la esquistosidad del neis, aunque en algunos puntos ésta tiende a adaptarse respecto a la dirección del contacto, indicando una penetración moderadamente forzada. En el contacto E, que es donde se observan mejor las relaciones entre ambos materiales, existe una banda de unos 20 a 50 m de espesor en donde el granito tiene xenolitos decimétricos a métricos de ortoneises glandulares parcialmente granitizados; también hacia el neis se observan penetraciones irregulares sin contactos netos del granito dentro de la roca metamórfica y zonas en donde aparecen rocas de grano más fino y mayor proporción de mica, que pueden considerarse como híbridos producidos por asimilación parcial de la roca néisica. En estas zonas son también muy abundantes los enclaves centimétricos ricos en biotita.

El contacto N del granito es tectónico según una fractura orientada unos 130°. Tanto el granito como el neis están intensamente cataclastizados, con vénulas oscuras miloníticas en algunos sectores. El contacto meridional, que prácticamente coincide con la carretera de Ortigosa a Otero de Herreros, también puede ser mecánico.

Petrográficamente, los granitos de este macizo pueden considerarse granitos relativamente ricos en plagioclasa (adamellititas) aunque predomina el feldespato potásico sobre el calcosódico. Del feldespato alcalino existen dos generaciones:

grandes cristales idiomorfos que son ortosas microclinizadas con macla de Carlsbad, con perlititas en parches y cuerdas, y cristales más pequeños en la matriz, alotriomorfos e intersticiales. La plagioclasa idiomorfa o subidiomorfa es una andesina o andesina-oligoclasa zonada, con zonas exteriores más tardías e irregulares de composición más sódica; en contacto con el feldespato potásico tiene frecuentes mirmequitas.

El cuarzo se presenta como agregados en mosaico debidos a una deformación frágil tardía; en los agregados predominan los contactos netos sobre los suturados, indicando una posible recrystalización sindeformativa. Entre los minerales accesorios, aparte de los apatitos, circones y opacos, se han encontrado esporádicamente xenotima y monacita. Los secundarios más banales son clorita, sericita, prehnita, epidota y algo de esfena.

En los sectores inmediatos al contacto con el neis, de grano más fino, es relativamente abundante la moscovita.

3.1.3.4. *Leucogranitos de dos micas (tipo La Losa) (8)*

En las inmediaciones de esta localidad, penetrando a los ortoneises glandulares de este sector, aparecen dos pequeños asomos de leucogranitos de grano medio no porfídicos con moscovita y biotita, que en total cubren una superficie de 1 km² aproximadamente. Su límite meridional son fallas importantes orientadas entre 115 y 130°, que milonitizan intensamente tanto a los granitos como a las rocas néisicas. El afloramiento más septentrional es intrusivo y discordante respecto a la foliación de las rocas metamórficas encajantes. Como es frecuente en los granitos con moscovita del Sistema Central, presenta una coloración ocre clara debida a procesos de alteración superficial que penetra hasta varios metros desde la superficie expuesta. En roca fresca es de color gris claro.

No se encuentran en este granito inclusiones de ningún tipo, excepto en las zonas inmediatas al contacto donde aquéllas son de rocas metamórficas encajantes poco transformadas.

Aunque en general no se observan orientaciones, en algunos puntos, como al N de la iglesia de La Losa, se observan orientaciones lineales de las micas en direcciones cercanas a N-S; estas orientaciones parecen deformativas.

En los límites meridionales de los afloramientos hay además bandas subverticales cataclásticas y de deformación milonítica subparalelas a los planos de fractura.

La edad relativa de estos granitoides respecto al resto de los existentes en la Hoja no es fácil de establecer, ya que están aislados dentro de las rocas metamórficas. Tampoco son muy comparables al resto de los macizos teniendo en cuenta la relativa abundancia de moscovita. En la columna se han incluido después de los de Otero de Herreros teniendo en cuenta la aparición de estructuras deformativas, aunque este criterio es también inseguro si se tiene en cuenta que el pequeño yacimiento debe representar una apósis apenas erosionada en donde los procesos de orientación de flujo ígneo y deformación tectónica son poco discriminables.

Petrográficamente todos ellos son leucogranitos de dos micas, de grano medio, en general con proporciones de plagioclasa ligeramente superiores a las del feldespato alcalino (podrían por ello denominarse leucadamellitas). La biotita existe en

proporciones superiores a la moscovita, aunque puede variar bastante la proporción de moscovita.

En estos leucogranitos se observan una serie de fenómenos de recrystalización que parecen originados después de la solidificación inicial de la roca, entre ellos la sustitución por feldespato potásico de algunas zonas o sectores de la plagioclasa primaria, formación de albita intergranular a costa del feldespato potásico, y de moscovitización de feldespatos y biotita.

La plagioclasa es en general oligoclasa ácida y el feldespato alcalino, más tardío, es microclina con pertitas, en parte también formadas por sustitución.

Los minerales accesorios más frecuentes son circón, apatito y minerales opacos. Muy esporádicamente se han encontrado pequeños granos de granate que por su poca abundancia no llegan a aparecer en las secciones delgadas.

Un pequeño afloramiento de granito de dos micas de no más de 100-150 m de dimensión mayor aparece también entre los ortoneis glandulares al NE del km 85 de la carretera Madrid-Segovia. Aquí además tiene algo de turmalina.

3.1.3.5. *Adamellitas-granodioritas con gabarros (tipo Segovia) (9)*

Es un pequeño macizo granítico que aflora en Segovia capital, muy visible en el cauce del arroyo Cigüeñuela en el barrio de San Lorenzo. También aparece en el arroyo Tejadilla en el barrio de la Estación. Muy probablemente su extensión sea muy superior, pues la presencia de un pequeño apuntamiento en los alrededores de Bernuy de Porreros parece indicar su recubrimiento por sedimentos post-paleozoicos.

Estas adamellitas biotíticas no están aparentemente deformadas, y tampoco se les acierte a precisar flujos ígneos. Aunque entran en contacto por el E con las adamellitas cordieríticas de las Canteras, no han sido observables criterios relativos de intrusividad entre ambos granitoides. Suponemos por equivalencia con tipos semejantes (p. ej., adamellitas con gabarros de El Espinar), un carácter más antiguo para estas facies más ricas en enclaves microgranulares básicos. Ocasionalmente son atravesadas por pequeños cuerpos leucograníticos de carácter aplítico.

Es éste, pues, un granitoide mesocrato de grano medio, con cierta tendencia subporfídica de algún cristal próximo al centímetro de feldespato. *De visu* se observa algún acumulado pequeño, a modo de glomérulo, de carácter biotítico, así como *schlierens* de escasa continuidad lateral. Hemos visto alguna bolsada pegmatítica decimétrica, con dos micas.

Los típicos enclaves microgranudos oscuros (gabarros) son frecuentes, hay aproximadamente un par de ellos por m², y son de carácter cuarzdiorítico a tonalítico, a veces microporfídicos, con ocasional cuarzo xenolítico aureolado de máficos en los enclaves más básicos. También son visibles enclaves xenolíticos de las series metamórficas encajantes.

Petrográficamente son adamellitas-granodioritas biotíticas de textura inequigranular hipidiomorfa, con cantidades accesorias de apatito, circón, allanita y opacos. Los minerales secundarios frecuentes son clorita, sericita, esfena, epidota, calcita y opacos.

Grandes cristales idiomorfos de plagioclasa y cuarzo indican una cristalización temprana de estas fases. También el idiomorfismo de la biotita, y su inclusión ocasional en zonas intermedias de los cristales de plagioclasa, atestiguan su carácter tem-

prano. En ocasiones aparecen sectores con cierta agregación de biotitas y abundantes circones y allanita zonada (de hasta 1,5 mm), de probable cristalización temprana.

La plagioclasa puede aparecer como cristales con zonados oscilatorios directos, muy complejos, con núcleos básicos reabsorbidos, de morfología dendrítica. Suele aparecer en algunos sectores acumulada o agregada en sinneusis. Localmente pueden verse texturas antipertíticas de sustitución.

El feldespato potásico es la fase principal de cristalización más tardía, intersticial o terminando por englobar poiquilíticamente los cristales previos. En estos casos, puede generar pequeños bordes simplectíticos con la biotita. Es ortosa muy poco micropertítica.

Entre ambos feldespatos pueden generarse, postmagmáticamente, ligeros rebordes albiticos intergranulares, a veces de carácter mirmequítico.

3.1.3.6. *Adamellititas biotíticas (tipo Rascafría) (10)*

El *stock* de Rascafría es un pequeño cuerpo intrusivo de unos 7 km² de superficie, que por su extensión constituye el segundo afloramiento granítico de la Hoja. Tiene una geometría abovedada bastante bien definida: el contacto septentrional es vertical, mientras que el occidental está tendido y define la estructura cupuliforme apical. Por el sur el macizo queda recubierto por potentes depósitos de ladera, siendo por tanto imposible observar la terminación meridional y su relación con las fracturas que limitan el compartimiento occidental de la fosa del Lozoya.

El *stock* se emplaza sobre las litologías metamórficas que afloran al O-SO de la localidad de Rascafría. El macizo granítico corta a todas las estructuras reconocibles en el encajante metamórfico, lo que sugiere que su intrusión fue esencialmente posttectónica. Esta conclusión también está avalada por el carácter isótropo del granitoide; sólo en sectores muy localizados se reconoce una esquistosidad de fractura no acompañada de orientación mineral (APARICIO *et al.*, 1973), por lo que su desarrollo debió de ser posterior a la consolidación del cuerpo ígneo.

Los enclaves son de aparición muy ocasional y consisten en neises glandulares, tipos esquistosos (enclaves supermicáceos) y microgranudos (gabarros).

Más frecuentes son los filones de aplitas y de cuarzo, de espesores inferiores a 50 cm, y las cavidades y bolsadas pegmatíticas; las últimas abundan hacia los sectores apicales, y contienen cristales de hasta 2-3 cm de cuarzo, feldespatos, biotita, turmalina y mica blanca con característicos crecimientos en rosetas. Localizadas preferentemente en la parte norte del *stock*, existen zonas episienitizas originadas durante un estado de alteración hidrotermal que siguió al emplazamiento del cuerpo ígneo.

Los tipos composicionales dominantes son adamellititas biotíticas de grano grueso, pero localmente también aparecen composiciones algo más básicas de afinidad granodiorítica (APARICIO *et al.*, 1973). También hay facies de grano medio (en las proximidades de los contactos) y otras algo porfídicas; las últimas tienen una distribución irregular y se caracterizan por la presencia de cristales idiomorfos-subidiomorfos de feldespato potásico de hasta 2-3 cm de longitud. La disposición de las diferentes litofacies texturales y composicionales revela la existencia de una zonación grosera, que afecta a la distribución de los tipos de mayor basicidad y al tamaño de grano (APARICIO *et al.*, 1973).

La mineralogía de las adamellititas comprende cuarzo, feldespato potásico, plagio-

clasa y biotita, como minerales principales; circón, opacos y apatito como accesorios; y clorita, sericita, rutilo y epidota-clinozoisita como accesorios. Además de estas fases, también se produce la aparición esporádica de una mica blanca, moscovita, en cristales subidiomorfos de hasta 2 mm de longitud; a falta de datos químicos, su inclusión dentro de las fases primarias o secundarias resulta problemática, pero teniendo en cuenta que la mayoría de las veces su crecimiento se produce por reemplazamiento de la biotita, lo más probable es que sea de origen subsólidos.

El feldespato potásico se encuentra en fenocristales y en granos intersticiales alo-triomorfos. Los ejemplares mayores muestran maclas de dos individuos y están, junto con los individuos menores, muy pertizados y microclinizados. El cuarzo es siempre intersticial y de cristalización tardía contemporánea con la de los cristales pequeños de feldespato potásico, con los que llega a desarrollar crecimientos gráficos como resultado de la cristalización de un líquido final de composición eutéctica.

Los cristales de plagioclasa son idiomorfos o subidiomorfos, bien maclados, con zonado oscilatorio y con frecuentes crecimientos mirmecíticos en los bordes de un grano. Su composición más frecuente es la de una oligoclasa, pero en algunos sectores del macizo las zonas centrales de los cristales alcanzan composiciones andesínicas, en cuyo caso puede aparecer un reemplazamiento subsólidos por microagregados de epidota-clinozoisita. La plagioclasa, junto con la biotita y los minerales accesorios, es de cristalización temprana.

La biotita aparece en cristales subidiomorfos que rara vez representan más del 10 % del volumen de la roca. En secciones transversales su hábito más característico es rectangular, pero existen facies locales que contienen biotitas más alargadas de aspecto microlítico; en ambos casos son comunes las inclusiones de circones con típicos halos pleocroicos. Con frecuencia está reemplazada por clorita y rutilo sagenítico orientado reticularmente.

3.1.3.7. *Adamellititas cordieríticas (tipo Canteras de Segovia) (11)*

Este pequeño plutón aflora en la zona de canteras situada al E de la capital, entre el arroyo Cigüeñuela y la carretera de Segovia a Soria. Intruye en las series metamórficas, fundamentalmente en neises glandulares, aunque gran parte de su contacto meridional está tectonizado. Sólo entra en contacto con las facies graníticas de Segovia capital, por lo que la situación cronológica en la leyenda es puramente estimativa.

Es una adamellita algo leucocrática, de grano medio a algo fino, que adquiere tonos rubios al alterarse. Se aprecia *de visu* la presencia de cordierita, aunque sólo sea por los agregados moscovíticos-cloríticos de su alteración. La única mica primaria es la biotita.

El granitoide es estructuralmente isótropo, sin orientación apreciable, y relativamente homogéneo en caracteres petrográficos. Son muy escasos los enclaves microgranudos mesocratos y los fenómenos de agregación de micas. Hay xenolitos metamórficos en las proximidades del contacto.

Estas adamellititas son de textura heterogranular hipidiomorfa constante. Presentan cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, como minerales fundamentales, siendo la cordierita, el apatito, el circón y los opacos, los accesorios comunes. También hay cantidades variables de minerales postmagmáticos y de alteración, como son moscovita, clorita, pinnita, epidota, estena y calcita.

El cuarzo globular subautomorfo y la plagioclasa de mayor tamaño, idiomorfa, son fases tempranas en la cristalización del granito, superponiéndose a la cristalización de biotita, también en cristales regulares.

La plagioclasa presenta zonados complejos, oscilatorios, a veces con núcleos dendríticos, y de carácter directo o normal. Puede formar agregados en sinneusis, a veces de tendencia glomeroporfídica.

Sin duda el feldespato potásico es el mineral magmático más tardío del granitoide. Normalmente es intersticial o con tendencia como subporfídica en poiquilocristales que incluyen cristales menores, previos, de plagioclasa y biotita. En la interfase con biotita se forma en ésta una aureola simplectítica de biotita nueva, verdosa, más pálida, y feldespato potásico. Parece ser microclina poco perfitica en venas.

La cordierita accesoria del granitoide, parcial o completamente pseudomorfizada por agregados pinníticos, parece también tardía por su morfología intersticial. Incluye localmente algunos cristales de biotita.

Como minerales postmagmáticos usuales en este granitoides, están la moscovita y la albita. La mica blanca puede aparecer en agregados fibrosorradiados o rosetas intersticiales, así como ligada a procesos de alteración de los minerales magmáticos. La albita es marcadamente intergranular en las interfaces entre ambos feldespatos primarios del granito, e incluso a favor de ligeras microfracturaciones de los mismos. En ocasiones se presenta en pseudotexturas perfiticas, claramente de reemplazamiento.

Las raras inclusiones microgranulares en el granitoide son de composición tonalítica, curiosamente también cordieríticas como el granito huésped.

3.1.3.8. *Adamellitas porfídicas (tipo La Granja) (12)*

Es sin duda la formación granitoide más extensa de toda la Hoja, ocupando la zona relativamente deprimida en el sector central con unos 10 km en dirección N-S y unos 4,5 km de anchura en sentido E-O. Estas adamellitas se prolongan hacia el S en la Hoja de Cercedilla (508). El contacto occidental, a juzgar por su interferencia con las curvas de nivel, parece subvertical en sus zonas más septentrionales e inclinado hacia el O en el tramo más meridional. Donde se pueden observar en el terreno relaciones con los neises encajantes (pues la cobertura de bosque y los derrubios no siempre lo permite), se observan en el borde inclusiones, no muy abundantes, de rocas metamórficas y aparición de facies más finas del granito en las zonas de contacto. El contacto es claramente discordante respecto a las estructuras de las rocas metamórficas y probablemente fosiliza una antigua falla submeridiana pregranítica. El contacto E de esta masa granítica es en grandes sectores tectónico, según un plano algo cabalgante sumergido hacia el E, aunque en el extremo S de la Hoja, al O de Dos Hermanas, se observan en el terreno claras relaciones de intrusividad con aparición de abundantes xenolitos de rocas metamórficas dentro del granito de borde.

En el sector septentrional el contacto es más complejo; en sectores es claramente tectónico a favor de fallas postgraníticas NE-SO; en otros tramos vuelve a ser intrusivo, con xenolitos metamórficos dentro del granito y penetraciones digitadas de granitoide más leucocrático que lo normal en la roca metamórfica encajante.

Las adamellitas porfídicas de este grupo son en general granitoides de grano grueso a muy grueso en las que destacan fenocristales de feldespatos potásicos de 4 a 5 cm de dimensión mayor, en la mayor parte de los casos no orientados o con orientación subparalela de su dimensión mayor, cambiante de unos sectores a otros. El ferromagnesiano visible es la biotita, que en general se agrupa en agregados de 5-10 mm de dimensión.

Aún siendo este tipo la facies dominante, existen amplios sectores en donde la proporción de fenocristales es menor y en donde el grano de la roca es mayor. Estas facies menos porfídicas pasan gradualmente a las porfídicas por lo que es difícil establecer distinción cartográfica entre unas y otras, mas si se tiene en cuenta que, por la existencia en la mayor parte de la extensión granítica de un espeso bosque de pinos y de suelo abundante, no es posible realizar observaciones con continuidad. Además de estas facies poco porfídicas de grano grueso o muy grueso, existen también rocas granitoides de grano medio a grueso algo más ricas en biotita que los tipos anteriores. Aparecen generalmente en las zonas próximas al contacto al N de La Granja. Tampoco son fácilmente delimitables pues pasan gradualmente a los tipos más frecuentes.

En estas adamellitas, aunque no muy frecuentes, hay sectores en donde aparecen inclusiones microgranudas relativamente ricas en biotita (gabarras). En general son de tamaños comprendidos entre los pocos centímetros y unos 25-30 cm; pueden encontrarse sectores amplios dentro de este granito carentes de inclusiones.

Otras heterogeneidades dentro de estos granitoides son las zonas de acumulación de grandes fenocristales de feldespatos que originan «nidos» irregulares de aspecto pegmatítico. Tienen dimensiones métricas y contactos graduales con el granito normal donde aparecen. También son relativamente frecuentes venas microgranudas aplíticas de espesor centimétrico o decimétrico que están infiltradas en el granito según planos de orientación variable, con frecuencia subhorizontales; los contactos con el granito encajante aunque rápidos no son netos, indicando una penetración de los fluidos aplíticos cuando aún no estaba totalmente enfriado el granito. A veces estas venas son de traza irregular. Todas estas venas aplíticas son más abundantes en las zonas próximas al contacto con las rocas metamórficas encajantes, a las cuales también penetran en las zonas inmediatas cuando el contacto es intrusivo.

Aunque poco frecuentes, también se han encontrado en las adamellitas de La Granja *schlieren* en general irregulares formados por bandas de poca continuidad lateral de grano más fino que el granito normal, caracterizados por alternancias entre bandas más ricas en biotita y otras más cuarzo-feldespáticas con paso gradual entre ambas.

Petrográficamente, las adamellitas de La Granja son rocas bastante monótonas desde el punto de vista composicional. Los fenocristales de dimensiones centimétricas son siempre de feldespatos potásicos con macias de Carlsbad frecuentes en los que son abundantes las inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo. En ocasiones los feldespatos son idiomorfos, aunque a veces sus bordes se indentan con los demás componentes de la matriz por la existencia de recrecimientos albiticos. La matriz está formada por cuarzo, plagioclasa, feldespatos alcalinos y biotita como minerales fundamentales, en general en granos de considerable tamaño (>5 mm). La plagioclasa siempre es oligoclasa y, aunque está zonada, no existen diferencias importantes de composición excepto en las zonas marginales donde pueden existir recrecimientos albiticos; en este caso pierde el carácter idiomorfo o subidiomorfo que indica una cris-

talización temprana. El feldespato potásico es, como los fenocristales, una ortosa transformada en microclina con perfitas en venas o parches. La biotita, cloritizada en mayor o menor grado, a veces forma agregados de varios cristales, aunque también aparece suelta entre los demás componentes. Puede haber también pequeñas láminas secundarias de moscovita asociada a la biotita, pero siempre en pequeña cantidad.

En las adamellitas de este grupo es característica la ausencia (aparte de la moscovita secundaria) de minerales con exceso de aluminio (por ejemplo cordierita, andalucita). Este hecho, junto con la existencia, aunque muy esporádica, de pequeños cristales de anfíbol, «blindados» en la plagioclasa, acredita el carácter relativamente calcoalcalino de estos granitoides (RUBIO y VILLASECA, 1981).

Entre los minerales accesorios de estas rocas, además de circón, apatito, ilmenita u opacos, se encuentran eventualmente pequeños cristales de allanita, monacita y xenotima. Los minerales secundarios más frecuentes son además de la clorita, el rutilo, la epidota, la clinozoisita y la esfena en los sectores de alteración de las biotitas y de los feldespatos calcosódicos.

Por último, prácticamente en todas las rocas estudiadas existen fenómenos de deformación rígida manifestados en la extinción ondulante y granulación de los cristales de cuarzo y en menor grado en los componentes feldespáticos.

En amplios sectores del macizo granítico, especialmente en la zona más septentrional del afloramiento, entre La Granja y la localidad de Valsaín, aparecen en relación con la fracturación tardía zonas amplias en donde se originan por procesos hidrotermales «episienitas» formadas por cristales de plagioclasa y feldespatos potásicos cataclásticos y alterados y aglomerados de cristales de clorita, esfena, epidota, óxidos de hierro y algún sulfuro generalmente oxidado. Tienen color rojo ladrillo característico. A ellas se pasa gradualmente desde el granito normal a través de granitos de color rojizo con proporciones gradualmente menores de cuarzo.

Dentro de la masa de adamellitas, se ha encontrado una zona de rocas básicas granudas de composición diorítica. Está localizada al E de la pista forestal que desde La Granja desciende hacia el sur en la divisoria entre los arroyos de La Chorrancia y de Peñalara. Aunque las relaciones con el granito encajante no están muy claras parece tratarse de una inclusión de dimensiones métricas. La roca es una diorita anfibólica con algo de cuarzo. El anfíbol es una hornblenda parcialmente transformada en anfíboles actinolíticos de más baja temperatura. Esta inclusión, no representable en el plano, puede ser un representante de magmas más primitivos que los que han originado las adamellitas.

3.1.3.9. *Leucogranitos aplíticos (tipo Peñalara) (13)*

Están localizados en la cabecera de los arroyos de Dos Hermanas, en el flanco occidental del macizo de Peñalara, cerca del borde meridional de la Hoja. Aunque reducida, su extensión superficial es mayor que lo que podría deducirse de la cartografía, pues en estas zonas de altitud superior a 1.750 m, hay una proporción muy considerable de cobertera de canchales y depósitos fluvio-glaciales que impiden deducir su extensión bajo los detritus cuaternarios. Solamente se observan relaciones con las rocas encajantes (neises mesocratos y melanocratos bastante milonitizados) en sus contactos meridionales, por encima de los 2.000 m de altitud. Son intrusi-

vos en ellos, existiendo en las zonas inmediatas al contacto numerosos diques sub-concordantes y discordantes del granitoide en las rocas metamórficas. En cualquier caso, estos granitoides son posteriores a las deformaciones miloníticas de los neises adyacentes.

Son sistemáticamente rocas de grano fino a medio de color gris claro, sin orientación perceptible en el terreno.

Microscópicamente son rocas con gran cantidad de cuarzo, a veces de dimensiones mayores que los feldespatos y, aunque tienen extinción ondulante, no son frecuentes las fracturas intracrystalinas o fenómenos de granulación que abundan en otros tipos de granitoides de la Hoja. La plagioclasa (oligoclasa ácida) y el feldespato potásico (microclina) están en proporciones análogas; este último mineral tiene a veces recrecimientos albiticos. De las dos micas es más abundante la moscovita que ha crecido en los estadios finales de cristalización, indentándose a veces con el feldespato potásico y la biotita. En algunos casos se observan en la roca pequeños «nidos» milimétricos con abundantes moscovitas en crecimientos radiales. Entre los accesorios más frecuentes y banales en los granitoides están el circón y el apatito, incluidos en la biotita. Se han encontrado también monacita y en algún caso fluorita.

3.1.4. Rocas filonianas

Hay en esta Hoja una profusa representación de rocas filonianas que penetran tanto a los granitos como a las rocas metamórficas a favor de fracturaciones tardihercínicas distensivas.

Se han distinguido varios tipos según su composición: aplitas, microdioritas, pórfidos graníticos-adamellíticos y filones de cuarzo.

3.1.4.1. Aplitas (1)

Los diques de aplitas están ampliamente distribuidos en sector estudiado, aunque se concentran fundamentalmente en los dominios NE y SE de la Hoja.

Presentan direcciones de emplazamiento muy variables, aunque predomina la orientación E-O en el sector SE y la de N 45° E en el borde septentrional de la Hoja.

Pueden ser diques de espesores considerables, superando a veces los 100 m de potencial. El conjunto aplítico más notable es el que atraviesa las rocas metamórficas del sector de Peñalara. Cartográficamente dibujan una traza circular con orientaciones que pasan de 120° E a 30° E, estando probablemente relacionados con los cuerpos graníticos que afloran al SO de Peñalara, con los cuales tienen evidentes analogías composicionales. También son importantes los diques situados en el sector de Cabeza Mediana y los dibujados al O de Rascafría con orientaciones dominantes entre N 60° E y la E-O.

También son frecuentes los diques aplíticos en el sector meridional del cuerpo adamellítico de La Granja. La mayoría tienen orientación NE-SO, aunque hay algunos con orientación NO-SE.

Al O de Torrecaballeros, hacia la zona de cumbres, aparece otro enjambre de diques con orientación NE-SO. Hay también diques aplíticos importantes en el sector de Peñacabra, aquí orientados en su mayoría en dirección NNO-SSE.

Texturalmente estas rocas leucocráticas son holocristalinas hipidiomorfas, de grano fino y aspecto sacarideo. Con frecuencia presentan fenocristales milimétricos de feldespato y cuarzo, así como pequeños agregados micáceos en menor proporción.

Sus minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y cantidades menores de biotita. Los accesorios más frecuentes son andalucita, transformada prácticamente en moscovita, apatito, circón, ilmenita y en menor proporción cordierita pinnitizada, fluorita, turmalina, monacita y allanita. Los minerales secundarios más abundantes son clorita, sericita, rutilo sagenítico y ocasionalmente prehnita.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos débilmente zonados de composición oligoclásica (An 20-10). El feldespato potásico es microclina con pequeñas perfitas en venas.

La moscovita es reaccional, pues se nuclea a partir de los feldespatos.

En general estos diques presentan alteración deutérica moderada, que se manifiesta en la sericitización de las plagioclasas y en la cloritización incipiente de las biotitas.

3.1.4.2. *Microdioritas (2)*

Estas rocas son relativamente escasas en el sector estudiado. Se presentan en diques poco potentes (espesor medio inferior a 5 m) asociados muchas veces a los pórfidos graníticos que después se describirán. Intruyen en fracturas de dirección prácticamente E-O y con buzamiento subverticales, aunque puntualmente también se observan diques orientados NO-SE, en la zona NE de la Hoja (Río Pirón).

Sus contactos con el encajante son siempre netos, desarrollándose bordes afaníticos de tamaño centimétrico de enfriamiento rápido. Con frecuencia engloban restos de este material encajante, así como enclaves melanocratos de grano muy fino.

Microscópicamente son rocas holocristalinas e hipidiomorfas en las que con frecuencia destacan fenocristales idiomorfos de plagioclasa y anfíbol y xenocristales milimétricos de cuarzo. La matriz es subafanítica o microgranuda intergranular.

Estos diques de composición diorítica y cuarzodiorítica están constituidos en su mayor parte por plagioclasa, anfíbol, biotita y clinopiroxeno en menor proporción. Los accesorios más frecuentes son cuarzo y feldespato potásico, restringidos a la matriz, apatito, circón e ilmenita.

Los minerales secundarios son muy abundantes, pues el grado de alteración que presentan estos diques es por lo general medio-alto. Así, hay que señalar la presencia de actinolita, clorita, esfena, leucoxeno, prehnita, clinozoisita, epidota, sericita y carbonatos como los más frecuentes.

La plagioclasa es idiomorfa y suele mostrar zonado normal oscilatorio. Presenta núcleos de An₉₀ y bordes de An₇₀₋₈₅. Con frecuencia forma agregados en sinneusis.

El anfíbol es idiomorfo. Composicionalmente es una hornblenda con bordes de actinolita. Suele estar maclado y asociado con biotita.

El clinopiroxeno se presenta en pequeños agregados alotriomorfos parcialmente uralitizados a actinolita y clorita. Composicionalmente presentan núcleos augíticos

ricos en Ca (Wo_{41}) y zonas marginales de composición salítica también con altos contenidos en Ca (Wo_{48}).

3.1.4.3. *Pórfidos (3)*

En el plano, bajo este epígrafe se agrupan rocas filonianas granitoides, con composiciones leucograníticas, graníticas, adamelliticas y cuarzomonzoníticas. Son especialmente abundantes en las zonas centrales de la mitad más occidental de la Hoja, hasta el límite E de la adamellita de La Granja.

Como es usual en el Sistema Central, los diques de pórfido se agrupan en haces subparalelos bastante continuos lateralmente, aunque los diques individuales tengan en general menor extensión lateral. Uno de estos enjambres se extiende desde el N de Hontoria al N de San Ildefonso. Otro menos definido se extiende desde las zonas situadas al S de Hontoria a las zonas situadas al N de Valsain. Ambos tienen orientaciones cercanas a los $N 90^\circ E$, aunque hacia el E la orientación cambia hasta el valor de $N 110^\circ E$. Las fracturas tardías de direcciones cercanas a la N-S o NE-SO desplazan lateralmente en unos metros o unas decenas de metros los diques de estos haces.

Los diques individuales tienen espesores entre pocos metros y 50 o más metros, aunque a lo largo de su recorrido presentan variaciones de potencia notables.

Sus contactos con las rocas encajantes, graníticas o metamórficas, son netos y definidos; a veces las superficies de contacto, después de la solidificación del dique, han actuado como planos de despegue tectónico, produciéndose en los bordes y en las rocas encajantes milonitizaciones no muy importantes. En casi todos los casos el borde más externo del dique es una facies enfiada con menos fenocristales y de matriz más afanítica, de color oscuro (borde enfiado) en la que a veces se observan estructuras fluidales; la facies enfiada es tanto más perceptible cuanto más estrecho es el dique. En las zonas internas el grado de cristalización del dique es progresivamente mayor, con matriz que llega a ser análoga a la de un granito de grano medio.

Entre los pórfidos graníticos son muy frecuentes los diques en los que hay fenocristales de tamaños muy contrastados; en ellos destacan grandes fenocristales muy idiomorfos de feldespato potásico de 2 a 5 cm de dimensión mayor y otros de pocos milímetros de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita. También hay diques más leucocráticos, en donde sólo existen los fenocristales de menor tamaño.

En el flanco oriental del macizo de La Granja hay un dique de dirección N-S de potencia considerable (30 a 50 m), escalonado en tramos por fracturas dextrales de dirección NO-SE. Es posterior a diques de aptitas que cortan el granito y probablemente a los diques de pórfido de dirección E-O. También se observan algunos diques con esta dirección al N de La Granja.

Los tipos de pórfido más frecuentes son los de composición granítica. Texturalmente son holocristalinos e hipidiomorfos, con abundantes fenocristales idiomorfos de feldespatos, cuarzo y biotita incluidos en una pasta microgranuda en la que se suelen desarrollar crecimientos micrográficos y granofídicos y texturas protoesferulíticas y esferulíticas en las facies de borde.

Sus minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los accesorios más abundantes son apatito, circón, ilmenita y monacita.

Los minerales secundarios son moscovita, que se presenta en pequeñas láminas subidiomorfos, clorita, sericita, epidota y ocasionalmente clinozoisita y prehnita.

Los fenocristales de plagioclasa presentan núcleos de andesina en los pórfidos menos evolucionados y de oligoclasa en los más ácidos, mostrando bordes de albita en ambos casos. Tienen zonado normal oscilatorio. En los diques que intruyen en dirección N-S también se ha observado zonado en damero.

Los fenocristales de feldespato potásico son ortosas idiomorfas y muy perliticas. Suelen presentar exoluciones marginales de albita subsólidas. En la matriz, este mineral forma una segunda generación de cristalización más tardía que se presenta en pequeños cristales intersticiales y alotriomorfos.

La biotita es relativamente abundante e idiomorfa en los diques menos diferenciados. Sin embargo, en los pórfidos más ácidos es accesoria y se presenta en pequeñas láminas restringidas a la matriz de la roca.

Todos estos diques presentan alteración deutérica en grado moderado, que se manifiesta en la saussuritización de algunos de los núcleos de fenocristales de plagioclasa, incipiente moscovitización de los feldespatos potásicos y transformación a clorita y rutilo sagénitico de las biotitas.

3.1.4.4. Cuarzo (4)

Los diques de cuarzo son relativamente abundantes en el sector considerado y aunque afloran de forma dispersa en la práctica totalidad de la Hoja, son más abundantes en el dominio O de la misma.

Por lo general presentan espesores medios de 3-4 m y recorridos inferiores a 5 km. No obstante, hay que destacar por su gran continuidad los que jalonan, aunque discontinuamente, y a veces en escalón, las grandes fallas tardihercínicas dextrales de orientación general NE-SO que pasan al N de La Granja y por las proximidades de Torrecaballeros. Con frecuencia las fallas han actuado después del relleno hidrotermal del cuarzo, originándose brechas cuarzosas en las que pueden producirse rellenos de sulfuros (arsenopirita principalmente) que han sido objeto de explotaciones mineras de poca importancia, como en el flanco SE del cerro de la Atalaya.

3.2. CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO

3.2.1. Metamorfismo regional

La región comprendida dentro de la Hoja de Segovia ha experimentado una evolución metamórfica similar, de características monocíclicas y ligada al desarrollo de la colisión hercínica. No se han encontrado evidencias de metamorfismo regional más antiguo; si existió en las series intruidas por los protolitos de los ortoneises, sus relictos mineralógicos y texturales fueron eliminados durante el ciclo orogénico del Paleozoico superior. Las características del metamorfismo regional coinciden con las que se encuentran en los niveles mesocorticales de la mayoría de las cadenas colisionales, donde, como es conocido, la tectónica tangencial es responsable del desarrollo de un fuerte engrosamiento cortical.

Las paragénesis características de las litologías de la región de Segovia, sugieren que este sector del Sistema Central experimentó un máximo térmico, en condiciones

de alto grado, por encima del límite superior de estabilidad de la moscovita y dentro de una zona con ortosa-sillimanita. El pico térmico tuvo lugar en un rango termobárico perteneciente a la parte de alta T de la facies de las anfibolitas almandínicas, no alcanzándose por tanto la facies de las granulitas ni superándose unos valores de P intermedios.

Las asociaciones minerales desarrolladas durante el pico térmico constituyen el rasgo metamórfico más evidente en la mayoría de las litologías. La intensa recrystalización ligada al máximo térmico ha obliterado considerablemente todas las paragénesis previas, de las que sólo se conservan escasos minerales relictos. No obstante, todavía es posible reconocer una evolución metamórfica en dos estadios, indicativos de un régimen bórico evolucionando desde condiciones de P intermedia hasta otras propias de baja P (FUSTER *et al.*, 1974). De acuerdo con las características del metamorfismo, resulta apropiado subdividir el ciclo metamórfico en tres etapas principales de recrystalización, correspondientes a otros tantos episodios de la evolución del orógeno. Estas etapas han sido denominadas previamente M_1 , M_2 y M_3 (BELLIDO *et al.*, 1981; CASQUET y TORNOS, 1981; VILLASECA, 1983), y deben ser siempre entendidos como estadios evolutivos de un único ciclo metamórfico.

La etapa de metamorfismo inicial M_1 , es contemporánea con la primera fase de deformación (pliegues tumbados) y con parte de la segunda (cabalgamientos), coincidiendo por tanto con el desarrollo del engrosamiento cortical. Durante M_1 , todas las litologías fueron sometidas a metamorfismo creciente y a un enterramiento progresivo, que alcanzó su valor máximo después del emplazamiento de las láminas cabalgantes. Las paragénesis conservadas (Figs. 4 y 5) son características del campo de T media de la facies de las anfibolitas almandínicas, aunque la evolución metamórfica lógica sugiere que la recrystalización debió comenzar con unos valores térmicos más bajos. El régimen bórico es de media P/T (con gradientes próximos a 25 °C/km), lo que permite identificar a esta etapa metamórfica como del tipo distena-sillimanita o barrowiense. El conocimiento preciso de las paragénesis de M_1 no resulta posible, ya que han sufrido una fuerte obliteración durante la etapa metamórfica M_2 . En litologías metapelíticas y cuarzofeldespáticas las asociaciones más significativas incluyen:

bi + plag + alm + est + dis + ru

También debió existir una mica blanca de composición moscovítica, pero este mineral ha sido eliminado posteriormente (Fig. 4). La paragénesis de M_1 en las escasas litologías metabásicas (metagabros y metadioritas) es (Fig. 5):

clpx + gra + plag + Q + ru + ilm

La trayectoria P-T de la etapa de P intermedia está representada en la Fig. 6. Su geometría y el régimen tectónico propuesto (pliegues tumbados y cabalgamientos), sugieren que el engrosamiento cortical fue de tipo homogéneo (ENGLAND y THOMPSON, 1984), no existiendo presurizaciones drásticas debidas a una superposición mecánica de potencia considerable (engrosamiento por *thrusting* de ENGLAND y THOMPSON, 1984; ver también MACAYA *et al.*, en prensa). La temperatura de cristalización mínima de las paragénesis más antiguas conservadas de M_1 , viene dada por la estabilidad de la estauroлита; la presión está determinada por la aparición de distena y por la inexistencia de tipos eclogíticos entre las metabasitas. Los valores termobáricos más probables son por tanto de unos 550 °C y 6-7 Kb. Estas

	M1		M2	M3
	F1	F2	F3	POST F ₃
Estaurolita	-----	-----		
Almandino	-----	-----		
Distena	-----	-----		
Moscovita	-----	-----		-----
Biotita	-----	-----	-----	-----
Cuarzo	-----	-----	-----	-----
Plagioclasa	-----	-----	-----	-----
Ortosa		-----	-----	-----
Sillimanita		-----	-----	-----
Cordierita		-----	-----	-----
Espinela			-----	-----
Rutilo	-----	-----		-----
Albita	-----			-----
Clorita	-----			-----
Epidota-Cloniz.				-----
Pinnita				-----

Fig. 4. Relación entre blastesis metamórfica regional y deformación en litologías metaplíticas y cuarzofeldespáticas.

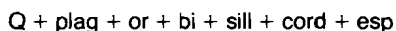
	M1		M2	M3
	F1	F2	F3	POST F ₃
Clinopiroxeno	-----	-----	-----	
Granate	-----	-----		
Plagioclasa	-----	-----	-----	-----
Cuarzo	-----	-----	-----	-----
Hornblenda		-----	-----	-----
Biotita		-----	-----	-----
Rutilo	-----	-----		-----
Ilmenita	-----	-----		-----
Esfena		-----	-----	-----
Actinolita				-----
Clorita				-----
Mica blanca				-----
Epidota-Clinozo				-----
Albita				-----

Fig. 5. Relación entre blastesis metamórfica regional y deformación en litologías metabásicas.

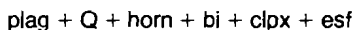
condiciones debieron progredir al final de M_1 hasta unos 665-700 °C y presiones similares (VILLASECA, 1983).

La etapa metamórfica M_2 tiene lugar entre el final de F_2 y momentos posteriores a F_3 . Su desarrollo es esencialmente posterior al del engrosamiento cortical, coincidiendo con los primeros estadios de erosión importante del edificio estructural. Es por consiguiente una etapa descompresiva (gradiente en aumento), durante la que una moderada relajación bárica condujo a los valores más altos de temperatura alcanzados en la región (Fig. 6). Las paragénesis son características de la parte de alta T de la facies de las anfibolitas (moscovita *out*), y definen una zona de extensión regional con ortosa-sillimanita (Figs. 1 y 2). La migmatización de las litologías metapelíticas y cuarzo-feldespáticas debió comenzar de un modo apreciable al principio de esta etapa, alcanzándose las tasas mayores de fusión parcial durante el pico térmico. Las características de las anatexitas más comunes (nebulitas con marcada desestructuración) sugieren que la migmatización generalizada es bastante tardía y postdata a la tercera fase de deformación (TORNOS, 1981; CASQUET y TORNOS, 1981; VILLASECA, 1983).

La asociación mineral de M_2 en rocas aluminicas es:



En las litologías metabásicas la paragénesis estable incluye:

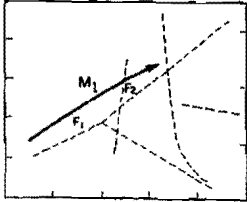
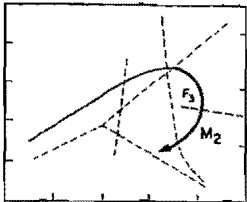
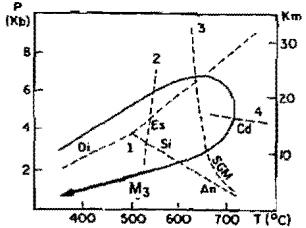


Las condiciones de estabilidad mínimas de estas asociaciones vienen definidas, en rocas aluminicas, por la desaparición de la moscovita y por el comienzo de la fusión parcial; los valores máximos están limitados por la inexistencia de paragénesis propias de las facies de las granulitas (asociaciones con zafirina + ortopiroxeno). VILLASECA (1983) sugiere como condiciones máximas más probables para el pico térmico 715° C y algo menos de 4,5 Kb (Fig. 6). Al final de M_2 el régimen bárico del metamorfismo era de baja P/T, alcanzándose gradientes en torno a los 50° C/km.

La etapa metamórfica M_3 continúa la tendencia de descompresión y enfriamiento iniciada al final de M_2 . Su desarrollo es sincrónico con la erosión progresiva de la cadena y tiene lugar en condiciones de $P-H_2O$ en aumento. El final de M_3 coincide con la terminación del metamorfismo regional. Las paragénesis más recientes son características de la facies de los esquistos verdes (menos de 450° C) e incluyen:



En las muestras estudiadas no se han encontrado asociaciones de temperatura inferior a las de la facies de los esquistos verdes, aunque el desarrollo lógico del metamorfismo sugiere que estas asociaciones deberían existir. Probablemente, su inexistencia debe atribuirse a los problemas de recristalización estática a muy baja T que, salvo en condiciones de fuerte $P-H_2O$, plantean estas litologías.

DEFORMACION		METAMORFISMO	REGIMEN CORTICAL	TRAYECTORIA P,T,t
F ₁	Plegues tumbados y primera esquistosidad. Vergencia al E.	M ₁	Compresión y metamorfismo progrado. Fuerte engrosamiento cortical (homogénea). Régimen colisional.	
	Poca reconocible por la superposición posterior.			
F ₂	Cabalgamientos a favor de cizallas dúctiles subhorizontales. Plegues menores y foliación regional.	M ₂	Comienza de la descompresión y metamorfismo progrado. Régimen colisional en ambiente intracontinental. Máxima termal y fuerte anoxia desde niveles mesocorticales.	
F ₃	Plegues retrovergentes con foliación de plana axial (fábrica planar localmente dominante).			
P O S T F ₃	Zonas de cizalla subverticales.			
	Plegues radiales y longitudinales postesquistosos (verticalizados). Fracturación frágil.	M ₃	Descompresión y metamorfismo retrgrado. Erosión del edificio estructural. Deformaciones poco importantes. Tectónica extensional	

3.2.2. Metamorfismo de contacto

Como queda dicho en la descripción de los materiales, sólo algunos plutones graníticos inducen metamorfismo térmico importante en las series metamórficas encajantes. Estos son, claramente, los plutones tardicinemáticos y postcinemáticos de Otero de Herreros, Segovia, Rascafría y La Granja. De otros granitoides, también tardíos, pero de composición más ácida, no hemos encontrado recrystalizaciones asociadas.

Salvo en tipos metacarbonatados, donde se generan skarnificaciones de contacto (skarn W-Sn del Carro del Diablo, ligado al stock de Rascafría; CASQUET y TOR-NOS, 1984), las recrystalizaciones corneánicas no son apreciables *de visu*. Esto es consecuencia tanto de los protolitos cuarzofeldespásticos dominantes en las series encajantes (tipos glandulares y leucones), como del alto grado metamórfico alcanzado durante el clímax hercínico.

Así pues, la corneanización de las metamorfitas se reduce a recrystalizaciones granoblásticas de carácter microscópico de cuarzo, feldespatos y biotita previos, así como a neoformación de blastos tardíos de andalucita y ocasionalmente de cordierita que, con maclas de interpenetración, puede incluir gránulos de espinela accesoría, en las inmediaciones del granitoide. Ambos silicatos aprovechan minerales del metamorfismo regional previo: granate, biotita, sillimanita, etc.

Con esta escasa información sólo es posible deducir condiciones de grado alto metamórfico a pocos centenares de metros de la intrusión, y recrystalizaciones debidas al alto gradiente metamórfico térmico, como consecuencia de las bajas presiones confinantes (estabilidad de andalucita y del par cordierita-espinela). Suponemos pues, condiciones aproximadas a las deducidas en otras áreas de la sierra de Guadarrama (BELLIDO, 1980; RODRIGUEZ SALAN *et al.*, 1987) donde se llegan a alcanzar alrededor de 675° C de temperatura, para profundidades de 6-8 km (2 Kb de presión).

3.3. GEOQUIMICA

En las Tablas 1 a 5 están tabulados los análisis químicos existentes de rocas metamórficas o ígneas de la Hoja de Segovia junto con la norma CIPW correspondiente. Para homogeneizar el tratamiento de análisis de procedencia diferente, el hierro total se ha distribuido en Fe_2O_3 y FeO en la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 20 \%$ mol de hierro total.

Para las rocas granitoides o neises metagranitoides se utilizan los siguientes gráficos:

A) Diagrama A-B de DE LA ROCHE (1976) con las tipologías establecidas por DEBON y LE FORT (1983) en el cual:

$$A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$$

$$B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$$

B) Diagrama R1-R2 de DE LA ROCHE *et al.* (1980) y tipologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1985) en el que:

$$R1 = 4 \text{ Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$$

C) Diagrama triangular Rb, Sr, Ba, en donde:

$$\text{Rb} + \text{Sr} + \text{Ba} = 100$$

y aplicaciones deducidas por EL BOUSEILY y EL SOKKARY (1975).

3.3.1. Rocas metamórficas paraderivadas

De los cuatro análisis de rocas de procedencia sedimentaria (Tabla 1), dos corresponden a paraneises (núms. 9431 y 9015) con contenidos bajos de sílice y elevado de alúmina ($C > 10\%$), característicos de sedimentos ricos en arcillas y limos relativamente maduros desde el punto de vista sedimentológico. Otros dos análisis (9428 y 9430) corresponden a rocas con menor proporción de corindón ($< 10\%$) y por ello representan sedimentos menos maduros, con mayor proporción de feldespatos potenciales. El esquisto de aspecto corneánico (9428) es el que tiene mayor proporción de Na_2O y equivale en composición a una roca grauwáquica menos madura que las anteriores.

En cualquier caso, estos datos analíticos son puramente informativos, pues para realizar un estudio geoquímico de estos materiales preareginienses se requeriría mucha más información que la existente.

3.3.2. Rocas ígneas prehercínicas

3.3.2.1. *Ortoneises mesocratos-melanocratos*

Las rocas incluidas en esta serie presentan un amplio espectro composicional, con valores de sílice variables entre poco más del 61% y el 67% (Tabla 1). Se caracterizan por su contenido en alúmina elevado, que se refleja en contenidos de corindón normativo muy alto, en general superior al 4%. En algunos casos (núm. 9017) la proporción de este componente es tan elevada que hace pensar que la roca es más de procedencia paraderivada que ortoderivada. En cualquier caso, en este conjunto están incluidas rocas que probablemente derivan de unidades premetamórficas inicialmente diferentes y otras que han experimentado con intensidad, en las bandas de cizalla, procesos deformativos intensos, que pueden haber originado una movilidad geoquímica capaz de alterar su composición primitiva. Esta variabilidad se pone de manifiesto especialmente en el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (Fig. 7), donde las rocas aparecen dispersas en un amplio campo del sector peraluminico, sin que se observen pautas de variación lineal definida. En el diagrama R1-R2 de DE LA ROCHE (Fig. 8) se proyectan en el campo de granitoides tardiorogénicos bastante

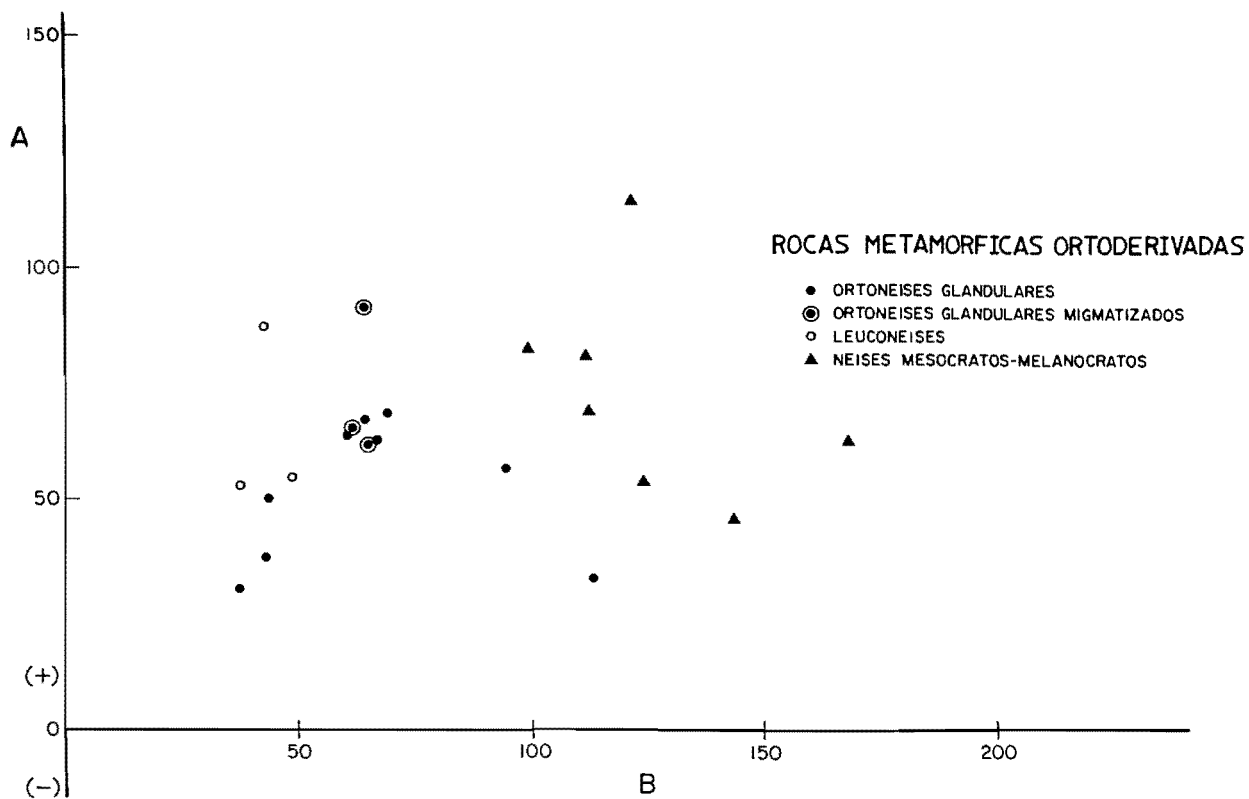


Fig. 7. Diagrama A-B de DE LA ROCHE (1976) con las tipologías establecidas por DEBON y LE FORT (1983), para las rocas metamórficas ortoderivadas.

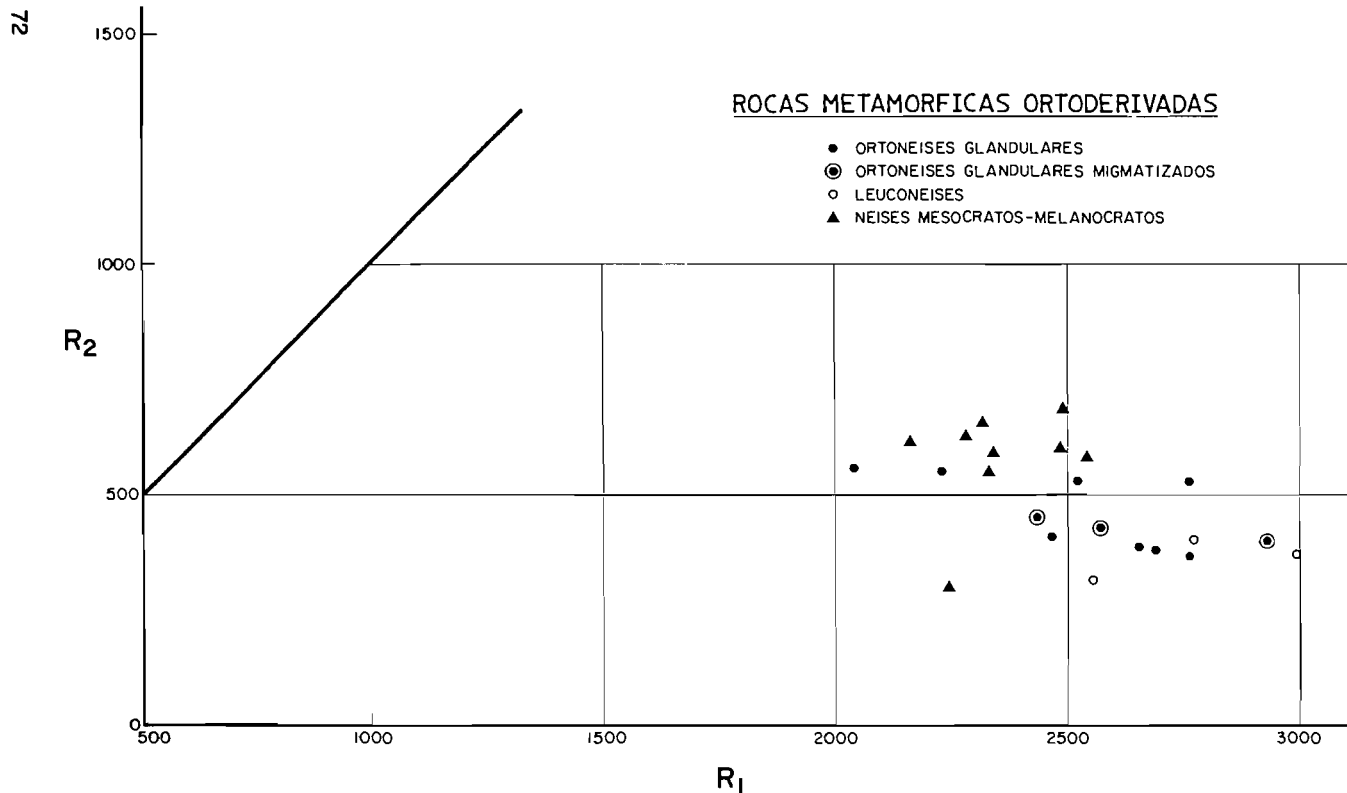


Fig. 8. Diagrama R_1 - R_2 de DE LA ROCHE (1980) y tipologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1985), para las rocas metamórficas ortoderivadas.

bien agrupados. Lo mismo ocurre en el diagrama Ba-Rb-Sr (Fig. 9), en donde a medida que aumenta la proporción de Ba descende la proporción de Sr, mientras que la relación Rb/Sr permanece prácticamente constante.

3.3.2.2. *Ortoneises glandulares*

Los análisis de este grupo (Tabla 2) son comparables a los de rocas ígneas de composición adamellítica-granítica. El centro de gravedad de la serie corresponde a rocas subleucocráticas con contenidos en cuarzo normativo de algo más del 30% y proporciones equivalentes de ortosa y albita. Son también rocas peraluminicas con valores de corindón normativo de algo más del 3%, por término medio, algo menores que los neises del grupo mesocrato. En la Fig. 7 los neises de este grupo se sitúan en el campo de los granitoides aluminosos, esbozando tendencias poco definidas, tanto con pendientes positivas como negativas. Esto puede ser debido a que dentro de esta agrupación, como es norma en todas las agrupaciones de rocas metamórficas ortoderivadas, coexisten varias series que con los escasos datos existentes hasta el momento no pueden ser discriminadas. También se sitúan (Fig. 8) en el campo de los granitoides tardiorogénicos post-colisionales, con valores de R-2 cercanos a 500.

En cuanto a su contenido relativo en los elementos traza Rb-Sr-Ba (Fig. 9) se distribuyen en una banda no muy lineal en donde para valores relativos de Sr comprendidos entre 15 y 25%, las rocas que se pueden considerar más evolucionadas aumentan progresivamente el contenido en Rb. Esta distribución puede ser explicada por la existencia de procesos de cristalización fraccionada en los protolitos graníticos originales.

3.3.2.3. *Leuconeises y neises glandulares migmatizados*

Representan (Tabla 2) los tipos más ácidos de las series metamórficas ortoderivadas. Composicionalmente se imbrican con los ortonaises glandulares, con los que están íntimamente relacionados, no existiendo desde el punto de vista geoquímico razones claras para separarlos, aunque son tipos que en el terreno son diferenciables por la carencia o escasez de megacristales de feldespato potásico, característicos del grupo anterior. En todos los diagramas (Figs. 7 a 9), se proyectan mezclados con los ortonaises glandulares en los sectores más leucocráticos y correspondientes a las rocas más evolucionadas.

Lo mismo puede decirse de algunos neises glandulares en los que son evidentes síntomas de migmatización (núms. 9008-9-10, Tabla 2). Se proyectan en su mayoría en los mismos sectores que los ortonaises glandulares, lo que hace pensar que la migmatización es un proceso fundamentalmente de anatexia isoquímica, y no debido a la penetración de fluidos cuarzofeldespáticos procedentes del exterior del sector que experimenta el proceso de migmatización.

ROCAS METAMORFICAS ORTODERIVADAS

- ORTONEISES GLANDULARES
- ⊙ ORTONEISES GLANDULARES MIGMATIZADOS
- LEUCONEISES
- ▲ NEISES MESOCRATOS-MELANOCRATOS

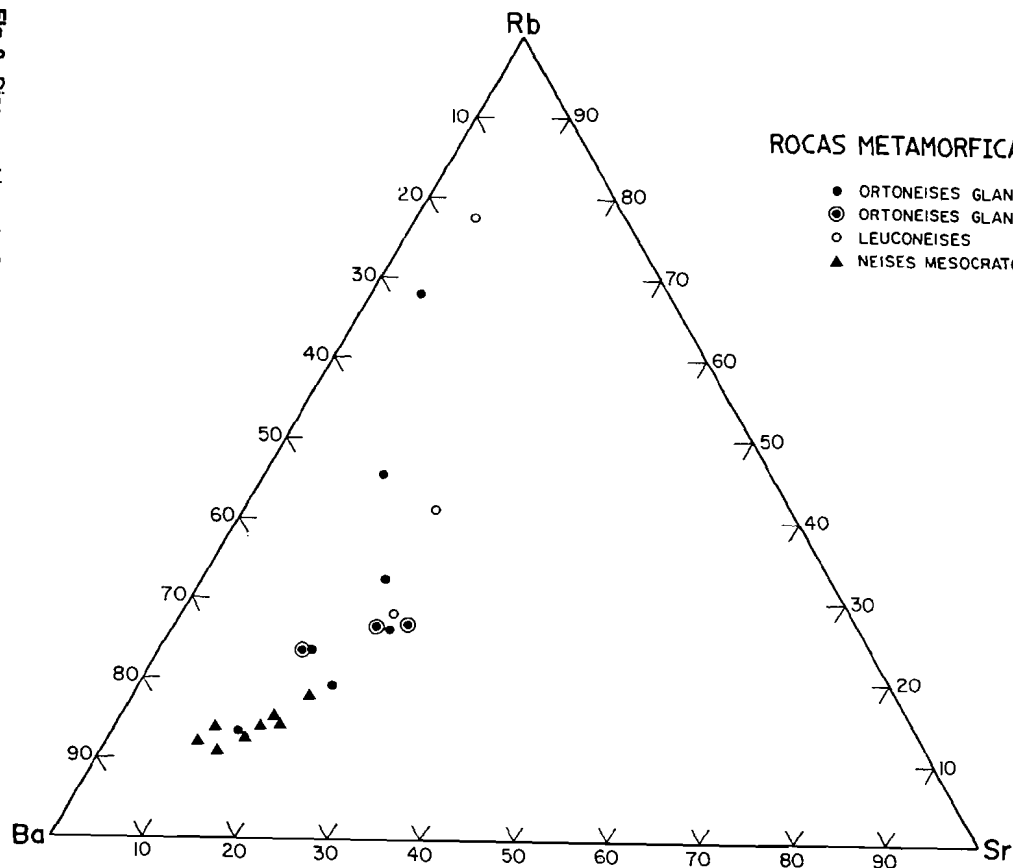
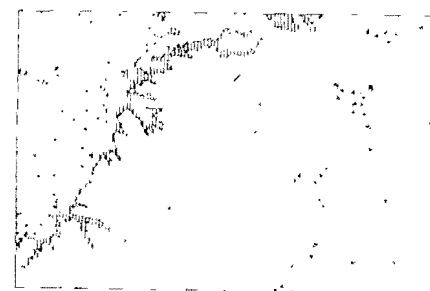
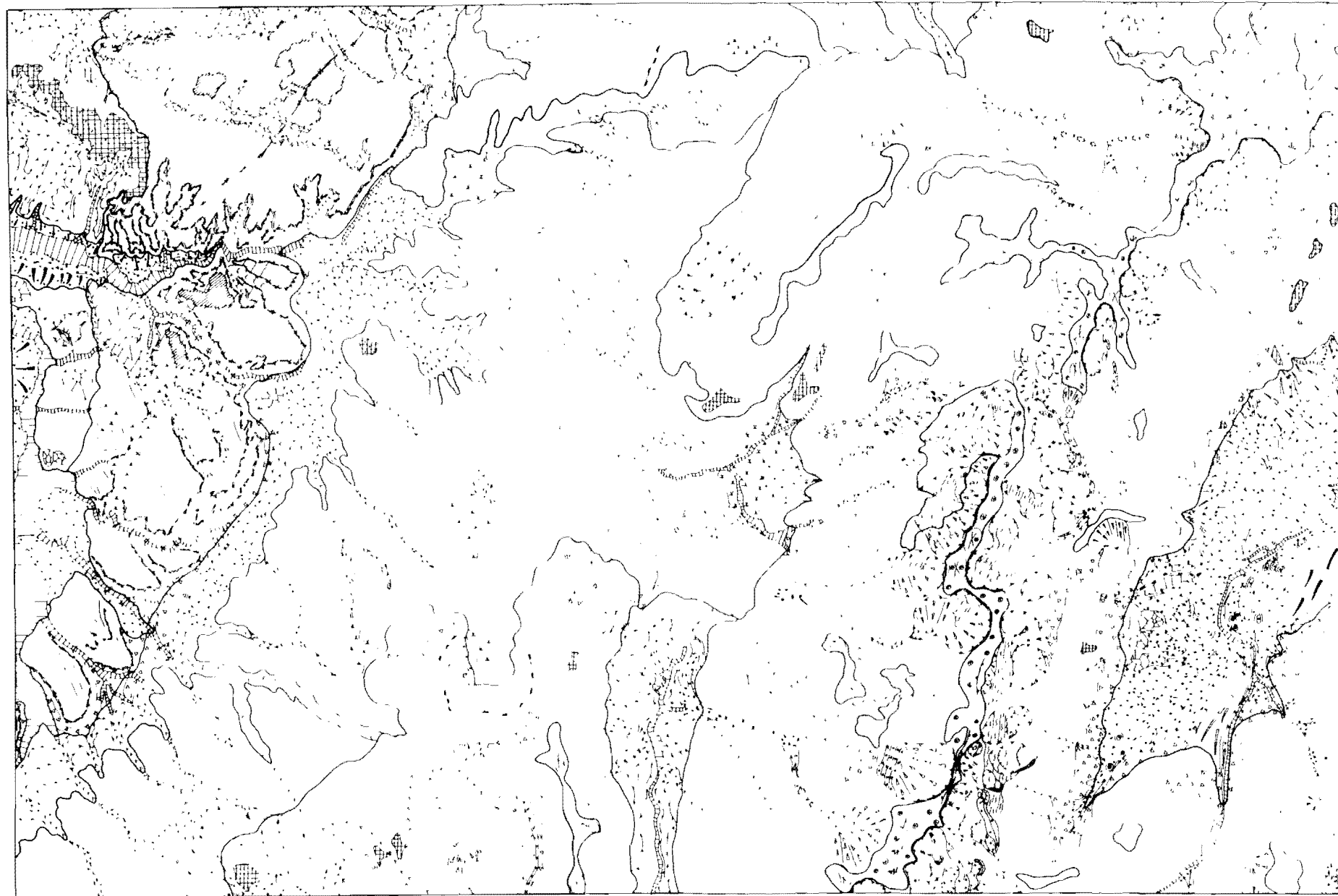


Fig. 9. Diagrama triangular Rb, Sr, Ba, para las rocas ortoderivadas.



UNIDADE 5 GEOMORFOLOGICAS

[illegible]

Cont. E. EQUIVALES Y ASOCIADOS

ELEMENTOS GRAVITACIONALES Y MIXTOS
 ELEMENTOS KARSTICOS

3.3.2.4. *Metagabros-metadioritas*

Estas rocas que forman cuerpos de pequeño volumen emplazados preferentemente en zonas de cizalla, están deformadas por la fase 2 y en parte anfibolitizadas durante la fase metamórfica principal. Han sido estudiadas por VILLASECA (1985) en distintos sectores del Sistema Central, apareciendo también en la Hoja adyacente de El Espinar. Desde el punto de vista geoquímico tienen composición de basaltos toleíticos, algunos pobres en potasio. Los tres análisis disponibles (Tabla 3) tienen proporciones moderadas de cuarzo y olivino normativos, por lo que pueden considerarse toleitas prácticamente saturadas. La proporción elevada de hiperstena normativa en todas ellas no deja lugar a dudas de su carácter geoquímico.

Como se indica por aquel autor, existe una desconexión patente entre estas rocas, procedentes de magmas subcorticales, tanto con los granitoides prehercínicos entre los se emplazan, como con los granitos hercínicos posteriores poco o nada afectados por las deformaciones en el sector oriental del Sistema Central Español.

3.3.3. Rocas graníticas hercínicas

Los granitoides que por su grado de deformación parecen los más antiguos dentro de la secuencia granítica (tipos Torrecaballeros, San Medel y La Losa; Tabla 4) son en general bastante ácidos ($\text{SiO}_2 = 71$ a 76%) y claramente peraluminicos, con valores de corindón normativo que superan el 3% en muchas ocasiones. En el diagrama A-B (Fig. 10) quedan proyectados en el campo de las asociaciones claramente aluminosas, marcando una tendencia groseramente horizontal o con débil pendiente positiva características de muchas de estas asociaciones. En el diagrama R1-R2 (Fig. 11) todos los granitoides de estos afloramientos quedan proyectados en valores de R-1 superiores a 2.500 y de R-2 inferiores a 500, en el campo correspondiente a magmas procedentes de anatexia cortical que se imbrica ampliamente con el campo de los granitos tardiorogénicos. También desde el punto de vista de los elementos traza (Fig. 12) estos granitoides tempranos se caracterizan por tener contenidos relativos de Rb elevados para relaciones Ba/Sr relativamente altas ($>0,15$).

Los pequeños afloramientos de adamellitas y granodioritas de San Medel, situados al O de Bernuy (Tabla 4, núm. 9436), se proyectan en campos geoquímicos próximos a los afloramientos de adamellitas-granodioritas de las canteras, al E de la ciudad de Segovia (Tabla 5, núms. 9039 y 9040), que tienen un carácter peraluminico menos acentuado que los granitoides del grupo anterior, puesto de manifiesto por unos contenidos en corindón normativo que sólo en las facies adamellíticas de San Medel superan ligeramente el 1,5%. Por ello, en el diagrama A-B (Fig. 10) se proyectan en la zona de tránsito entre el sector peraluminico y metaluminico. La granodiorita de San Medel, muy enriquecida en Sr (Fig. 12) ocupa una posición anómala con respecto a todos los demás granitoides de esta Hoja.

Por último las rocas que se consideran más tardías dentro de la secuencia (adamellitas con gabarros de Segovia, Rascafría y la Granja; Tabla 5) presentan características geoquímicas diferentes. Son o moderadamente paraluminicas con contenidos en corindón normativo que nunca alcanzan el 1%; o rocas metaluminicas con porcentajes moderados de minerales cálcicos ferromagnesianos (Di).

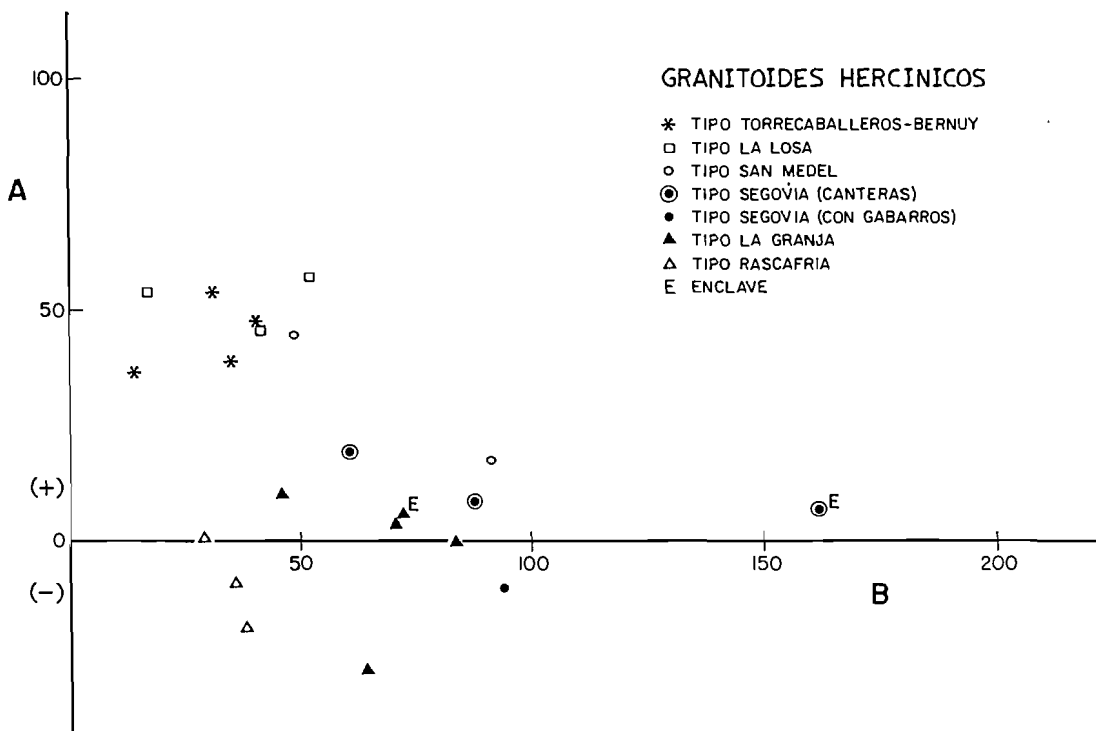


Fig. 10 Diagrama A-B de DE LA ROCHE (1976) con las tipologías establecidas por DEBON Y LE FORT (1963), para los granitoides hercínicos.

GRANITOIDES HERCINICOS

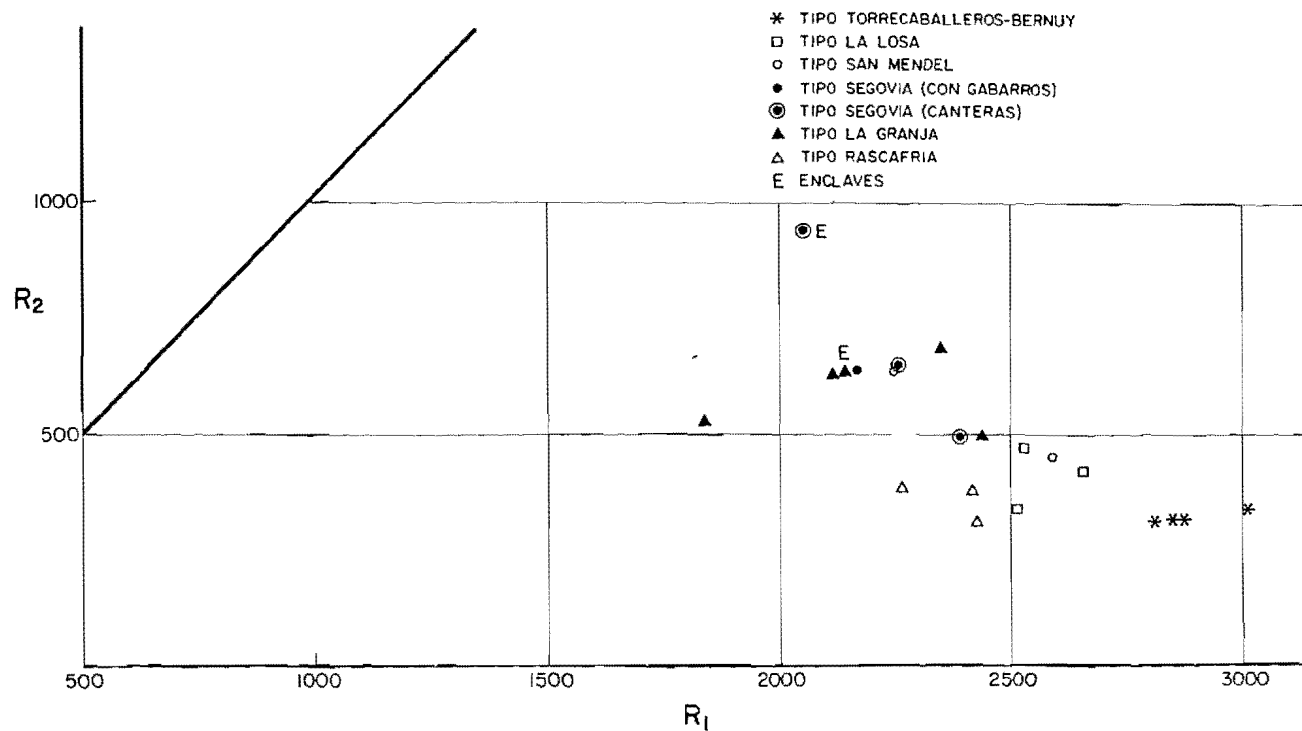


Fig. 11. Diagrama A-B de DE LA ROCHE (1980) con las tipologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1985), para los granitoides hercínicos.

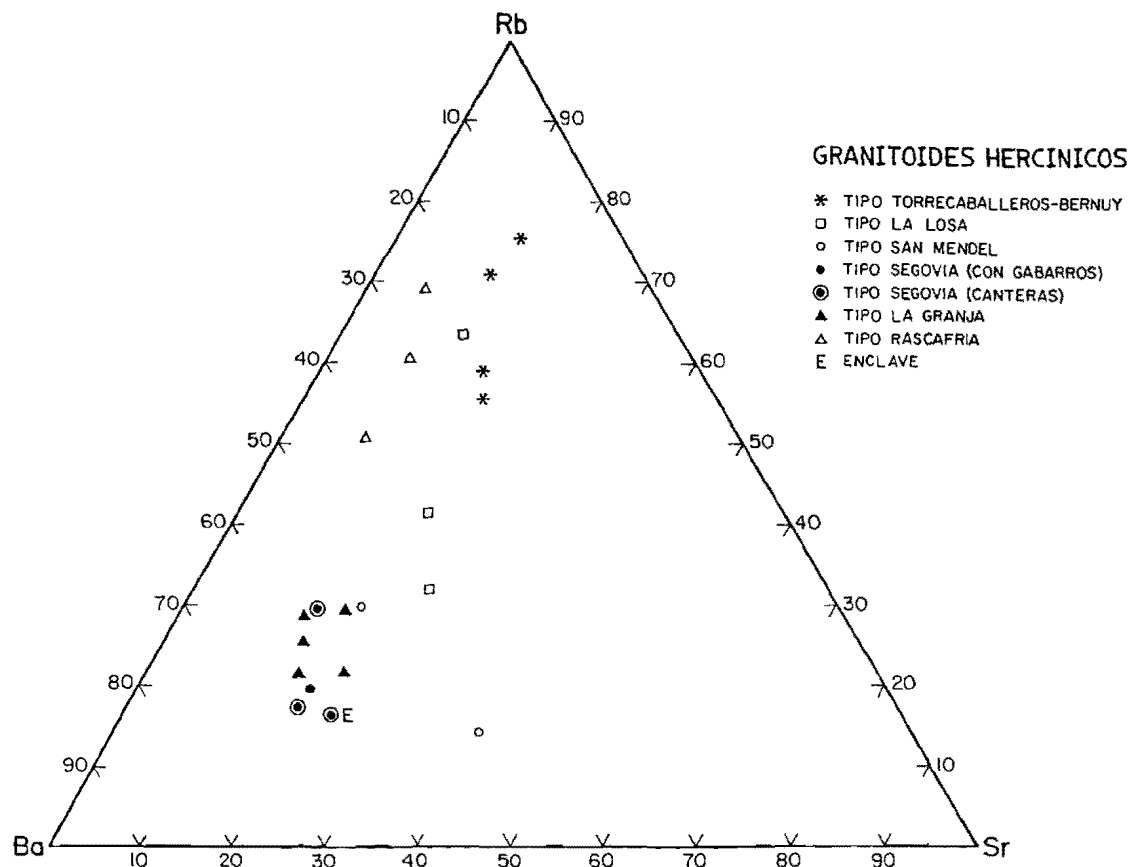


Fig. 12. Diagrama triangular Rb, Sr, Ba, para los granitoides hercínicos.

Dentro de este conjunto, las adamellitas de Rascafría, aún siendo las más leucocráticas, se alinean en campo subaluminico según una tendencia con pendiente negativa (Fig. 10). Las de La Granja, para valores algo más básicos, también señalan una tendencia análoga aunque con inclinación menor. Lo mismo ocurre con la adamellita de Segovia que queda dentro del campo metalumínico. Esta posición en el diagrama y las alineaciones que se esbozan en cada uno de los grupos son características de las series alúmino-cafélicas de DEBON y LE FORT. En la Fig. 11 las adamellitas de La Granja y Segovia quedan en el campo de los granitoides tardiorogénicos; las de Rascafría, más leucocráticas, se acercan algo al campo de los granitoides producidos por fusión de materiales corticales.

En cuanto a elementos traza (Fig. 12) las adamellitas de La Granja y Segovia están bastante agrupadas, con valores relativos de Rb bajos (menos del 30%) para relaciones Ba/Sr del orden del 0,20. En cambio las de Rascafría tienen proporciones bastante altas de Rb y relativamente bajas de Sr.

TABLA 1

	9431	9015	9428	9430	9017	9019	9020	9018	9022	9029	9021	9016
SiO ₂	61.06	62.60	65.06	65.76	61.50	64.50	64.84	65.60	65.92	66.15	67.19	67.52
Al ₂ O ₃	19.41	19.00	16.16	15.60	17.86	15.34	15.31	16.07	16.99	17.15	15.50	14.59
Fe ₂ O ₃	1.14	1.14	0.82	0.59	1.20	1.13	1.01	0.68	0.72	0.63	0.70	0.85
FeO	5.69	5.72	4.10	2.93	6.00	5.67	5.03	3.39	3.60	3.13	3.49	4.25
MgO	3.13	2.42	2.57	2.85	2.92	2.44	1.98	1.92	2.13	1.62	1.85	1.75
CaO	0.10	0.98	0.60	1.27	1.54	2.54	2.05	1.68	1.55	1.97	1.43	1.86
Na ₂ O	0.08	1.24	2.02	0.65	2.26	2.26	2.59	2.43	2.74	2.86	2.78	2.71
K ₂ O	3.16	3.56	4.21	6.53	3.32	3.51	4.61	4.48	3.52	4.29	4.45	3.66
MnO	0.10	0.06	0.05	0.07	0.08	0.10	0.08	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06
TiO ₂	0.86	0.88	0.79	0.66	1.08	1.15	0.87	0.66	0.71	0.53	0.68	0.83
P ₂ O ₅	0.14	0.15	0.17	0.34	0.28	0.37	0.10	0.20	0.20	0.18	0.15	0.08
H ₂ O	—	2.61	—	—	1.52	1.12	1.18	2.63	1.48	1.11	1.28	1.45
Q	40.07	32.73	29.99	29.18	24.96	26.35	21.83	26.18	28.32	24.93	26.39	28.72
Or	18.67	21.04	24.88	38.59	19.62	20.74	27.24	26.48	20.80	25.35	26.30	21.63
Ab	0.68	10.49	17.09	5.50	19.12	19.12	21.92	20.56	23.19	24.20	23.52	22.93
An	—	3.88	1.87	4.08	5.81	10.19	9.52	7.03	6.38	8.60	6.12	8.71
Hy	16.07	14.25	12.04	11.03	15.66	13.84	12.05	9.49	10.26	8.50	9.43	10.20
Mt	1.65	1.65	1.19	0.86	1.74	1.64	1.46	0.99	1.04	0.91	1.01	1.23
Il	1.63	1.67	1.50	1.25	2.05	2.18	1.65	1.25	1.35	1.01	1.29	1.58
Ap	0.18	0.35	0.39	0.79	0.65	0.86	0.23	0.46	0.46	0.42	0.35	0.19
C	15.86	11.68	7.60	5.97	8.42	4.09	2.57	4.65	6.33	4.65	3.87	2.98

Tabla 1. Rocas metamórficas pre-arenigienses: 9431, 9015, 9428, 9430.

Neises mesocratos y melanocratos: 9017, 9019, 9020, 9018, 9022, 9021, 9016.

TABLE 2

	9026	9031	9027	9011	9434	9433	9030	9028	9032	9432	9033	9010	9009	9008
SiO ₂	66.80	67.27	69.77	70.81	72.63	74.01	74.07	74.74	75.33	73.66	72.88	70.96	71.00	73.20
Al ₂ O ₃	15.30	15.75	15.84	15.00	14.00	13.36	13.77	13.74	13.22	13.81	15.25	15.45	14.45	14.35
Fe ₂ O ₃	0.76	0.63	0.46	0.45	0.40	0.29	0.32	0.30	0.31	0.30	0.32	0.38	0.40	0.42
FeO	3.78	3.16	2.28	2.26	2.02	1.43	1.61	1.50	1.56	1.49	1.62	1.88	2.01	2.11
MgO	1.70	1.39	1.13	1.01	1.11	0.45	0.57	0.71	0.88	0.46	0.61	1.11	1.15	1.04
CaO	1.66	1.59	1.55	1.69	0.47	0.31	0.84	0.61	0.67	0.22	0.71	0.99	0.88	0.84
Na ₂ O	3.45	2.88	2.89	2.35	2.84	3.18	2.43	2.74	2.51	3.15	2.52	3.31	2.43	2.75
K ₂ O	4.53	4.82	4.38	4.50	4.65	5.52	5.85	5.12	4.66	5.09	4.92	4.55	5.26	3.97
MnO	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.04	0.05	0.04
TiO ₂	0.70	0.61	0.27	0.32	0.25	0.21	0.19	0.15	0.15	0.16	0.08	0.20	0.27	0.31
P ₂ O ₅	0.25	0.21	0.19	0.14	0.15	0.21	0.22	0.22	0.14	0.21	0.11	0.16	0.27	0.12
H ₂ O	0.77	1.12	1.23	0.95	—	—	0.74	0.79	0.76	—	0.94	0.85	1.20	1.35
Q	21.62	25.19	30.15	33.65	34.69	32.70	34.41	36.41	39.44	34.13	36.04	29.65	32.52	37.59
Or	26.77	28.49	25.88	26.59	27.48	32.62	34.57	30.26	27.54	30.08	29.08	26.89	31.09	23.46
Ab	29.19	24.37	24.46	19.89	24.03	26.91	20.56	23.19	21.24	26.66	21.32	28.01	20.56	23.27
An	6.60	6.52	6.45	6.47	1.35	0.17	2.73	1.59	2.41	—	2.80	3.87	2.60	3.38
Hy	9.48	7.83	6.27	5.88	5.80	3.20	3.85	4.08	4.61	6.43	4.23	5.65	5.87	5.68
Mt	1.10	0.91	0.67	0.65	0.58	0.42	0.46	0.43	0.45	0.43	0.46	0.55	0.58	0.61
Il	1.33	1.16	0.51	0.61	0.47	0.40	0.36	0.28	0.28	0.30	0.15	0.38	0.51	0.59
Ap	0.58	0.49	0.44	0.32	0.35	0.49	0.51	0.51	0.32	0.39	0.25	0.37	0.63	0.28
C	2.30	3.41	3.98	3.53	3.80	2.09	2.44	3.11	3.16	3.12	4.75	3.66	3.81	4.29

Table 2. Ortoneises glandulares: 9026, 9031, 9027, 9011, 9434, 9433, 9030, 9028

Leuconesises: 9032, 9432, 9033

Ortoneises glandulares migmatizados: 9010, 9009, 9008

TABLA 3

	9013	9012	9014
SiO ₂	50.25	50.72	51.65
Al ₂ O ₃	15.99	15.73	15.48
Fe ₂ O ₃	1.60	1.87	1.79
FeO	7.98	9.36	8.97
MgO	6.98	5.83	7.10
CaO	10.60	9.94	8.30
Na ₂ O	2.48	2.67	1.51
K ₂ O	0.78	0.66	1.52
MnO	0.21	0.25	0.20
TiO ₂	1.37	1.75	1.43
P ₂ O ₅	0.18	0.24	0.19
H ₂ O	1.06	0.74	1.54
Q	—	1.38	5.23
Or	4.61	3.90	8.98
Ab	20.99	22.5	12.78
An	30.20	28.99	30.97
Di	17.32	15.47	7.34
Ol	1.10	—	—
Mt	2.32	2.71	2.60
Il	2.60	3.32	2.72
Ap	0.42	0.56	0.44

Table 3. Metagabros-metadioritas: 9013, 9012, 9014.

TABLA 4

	9006	9005	9007	9004	9038	9037	9036	9035	9436
SiO ₂	75.35	75.40	75.81	76.80	70.33	72.27	73.75	71.54	68.26
Al ₂ O ₃	12.95	13.42	12.95	12.95	15.00	14.09	14.45	14.40	15.31
Fe ₂ O ₃	0.34	0.29	0.30	0.14	0.35	0.28	0.12	0.30	0.44
FeO	1.69	1.46	1.51	1.71	1.75	1.41	0.58	1.52	2.19
MgO	0.41	0.21	0.31	0.04	0.80	0.63	0.25	0.86	2.02
CaO	0.43	0.43	0.43	0.80	1.29	1.08	0.37	1.24	2.27
Na ₂ O	2.06	3.03	2.80	3.61	3.37	3.30	4.03	3.33	4.12
K ₂ O	5.82	4.50	5.13	3.42	3.85	4.02	4.06	4.04	3.22
MnO	0.04	0.03	0.02	0.01	0.06	0.08	0.04	0.05	0.05
TiO ₂	0.22	0.13	0.23	0.10	0.31	0.23	0.13	0.24	0.43
P ₂ O ₅	0.25	0.22	0.25	0.19	0.28	0.26	0.19	0.19	0.21
H ₂ O	0.81	0.76	0.72	0.61	0.99	0.82	0.75	0.99	—
Q	39.11	38.90	38.22	41.00	31.67	34.20	33.76	32.28	23.30
Or	34.39	26.59	30.32	20.21	22.75	23.76	23.99	23.88	19.03
Ab	17.43	25.64	23.69	30.55	28.52	27.92	34.10	28.18	34.86
An	0.50	0.70	0.50	2.73	4.57	3.66	0.60	4.91	9.89
Hy	3.55	2.81	2.95	1.14	4.52	3.70	1.45	4.38	8.07
Mt	0.49	0.42	0.43	0.20	0.51	0.41	0.17	0.43	0.64
Il	0.42	0.25	0.44	0.19	0.59	0.44	0.25	0.46	0.82
Ap	0.58	0.51	0.58	0.44	0.65	0.60	0.44	0.44	0.49
C	3.08	3.31	2.61	2.31	3.61	2.97	3.21	2.75	1.42

Tabla 4. Leucogranitos deformados. Tipo Torrecaballeros: 9006, 9005, 9007, 9004.

Leucogranitos de dos micas. Tipo La Losa: 9038, 9037, 9036.

Adamellitas-granodioritas peraluminicas deformadas. Tipo San Medel: 9035, 9436

TABLA 5

	9435	9039	9040	9041	9001	9003	9002	9042	9043	9426	9427	9255
SiO ₂	68.63	67.20	71.07	60.18	68.07	69.37	69.74	71.48	66.65	74.02	74.61	75.31
Al ₂ O ₃	14.61	15.12	14.44	16.80	15.71	15.38	14.41	14.19	15.60	13.01	12.86	12.71
Fe ₂ O ₃	0.52	0.56	0.42	0.95	0.48	0.45	0.33	0.34	0.56	0.26	0.25	0.21
FeO	2.59	2.78	2.09	4.75	2.42	2.23	1.63	1.70	2.78	1.30	1.24	1.04
MgO	1.82	1.41	0.85	2.87	1.11	1.73	1.42	0.59	0.86	0.61	0.56	0.46
CaO	2.42	2.65	1.61	4.44	2.54	2.83	1.70	1.75	2.77	0.96	0.91	0.45
Na ₂ O	4.16	3.32	3.26	3.32	3.73	3.73	4.52	3.22	3.12	4.61	3.43	4.30
K ₂ O	3.57	4.03	4.77	2.64	4.38	3.72	4.90	4.78	4.71	4.22	4.17	4.41
MnO	0.06	0.07	0.06	0.11	0.11	0.03	0.05	0.05	0.07	0.06	0.06	0.05
TiO ₂	0.43	0.51	0.38	0.93	0.31	0.29	0.17	0.29	0.42	0.15	0.12	0.10
P ₂ O ₅	0.13	0.08	0.09	0.13	0.17	0.14	0.12	0.08	0.09	0.07	0.06	0.05
H ₂ O	—	0.98	0.81	0.92	1.07	0.62	0.69	0.75	0.85	—	—	—
Q	21.65	23.13	28.03	14.33	21.29	23.68	18.79	28.93	21.65	27.78	30.06	31.15
Or	21.10	23.82	28.19	15.60	25.88	21.98	28.96	28.25	27.83	24.94	24.64	26.06
Ab	35.20	28.09	27.59	28.09	34.56	31.56	38.25	27.25	26.40	39.01	36.73	36.39
An	10.65	12.62	7.40	21.18	11.04	13.13	4.56	8.16	13.15	2.34	3.29	1.91
Di	0.42	—	—	—	—	—	2.53	—	—	1.64	0.69	—
Hy	8.05	7.44	5.09	13.75	6.50	7.61	4.83	3.92	6.22	2.73	3.03	2.81
Mt	0.75	0.81	0.61	1.38	0.70	0.65	0.48	0.49	0.81	0.38	0.36	0.30
Il	0.82	0.97	0.72	1.77	0.59	0.55	0.32	0.55	0.80	0.28	0.23	0.19
Ap	0.30	0.19	0.21	0.30	0.39	0.32	0.28	0.19	0.21	0.16	0.14	0.12
C	—	0.67	1.20	0.72	0.62	0.41	—	0.73	0.55	—	—	0.16

Tabla 5. Adamellitas-granodioritas con enclaves. Tipo Segovia: 9435.

Adamellitas cordieríticas. Tipo Segovia-Canteras: 9039, 9040, 9041 (inclusión microgranuda).

Adamellitas porfídicas. Tipo La Granja: 9001, 9003, 9002, 9042, 9043 (inclusión microgranuda).

Adamellitas biotíticas. Tipo Rascatría: 9426, 9427, 9255.

4. TECTONICA

En la región estudiada se reconocen los efectos de las orogenias alpina y herciniana; la primera afecta a todos los materiales que la ocupan y da lugar a la fracturación del basamento precámbrico-paleozoico en bloques, y 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. Muchas de las fallas que lo limitan han funcionado en régimen inverso.

La orogenia herciniana es la responsable de los principales eventos tectónicos, además de metamórficos e ígneos que hoy se observan en los materiales precámbrico-paleozoicos. La intensidad de la deformación y del metamorfismo asociados a ella impiden reconocer la posible existencia de deformaciones anteriores en los materiales metasedimentarios de la región.

4.1. OROGENIA HERCINICA

Se ha reconocido en la región la existencia de tres fases principales de deformación con desarrollo de foliación penetrativa, dos de replegamiento suave y dos de fracturación tardiherciniana.

Las primeras fases de deformación sólo afectan a las rocas metamórficas orto y paraderivadas, representadas en la región, mientras que las rocas graníticas sólo están afectadas por las últimas.

La cuarta y quinta fase generan estructuras de replegamiento. Localmente la cuarta fase desarrolla crenulaciones. Simultáneamente con éstas tiene lugar el comienzo de la fracturación tardiherciniana.

4.1.1. Primera fase de deformación (D₁)

Durante el transcurso de D₁ se produce una deformación penetrativa continua que afecta a la totalidad de las rocas metamórficas existentes, en un régimen con una fuerte componente de cizalla simple subhorizontal, con vergencia al E (MACAYA *et al* en prensa).

La primera fase de deformación desarrolla en toda la región una foliación, S₁, muy penetrativa, modificada y reorientada por las deformaciones posteriores que llegan a borrarla totalmente en amplias zonas. En los ortoneises la S₁ está definida por una alternancia de niveles ricos en biotita y bandas leucocráticas que rodean a los megacristales de feldespato, dando a menudo sombras de presión y colas de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Los feldespatos están alineados paralelos a estas bandas y algo estirados con los bordes recrystalizados y definiendo una lineación de estiramiento.

Como es lógico, en los ortoneises no se localizan pliegues ligados a esta fase al no existir superficies de referencia.

Tampoco en los metasedimentos se reconocen estructuras ligadas claramente a esta fase, debido a que las zonas de cizalla de segunda fase se concentran preferen-

temente en las bandas metasedimentarias, con lo cual las estructuras previas de D_1 han debido ser destruidas o fuertemente modificadas. Únicamente se encuentran relictos de S_1 en esquistos, en las zonas de charnela de D_2 ; concretamente en los niveles más pelíticos de los pliegues tumbados de escala decamétrica que afectan a los mármoles del Collado de La Flecha, atribuidos a esta segunda fase. No se han observado en la mayoría de la región estudiada estructuras mayores pertenecientes a esta fase.

4.1.2. Segunda fase de deformación (D_2)

Se caracteriza por una deformación muy heterogénea de cizalla que da lugar al desarrollo de zonas de cizalla dúctil subhorizontales, con fuerte milonitización de los ortoneises (MACAYA *et al.*, en prensa) y en algunos casos a cabalgamientos.

Parece haber una transición gradual entre estas dos primeras fases, como si ambas formaran parte de 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 dúctil en algunos de los flancos inversos.

Durante este episodio se desarrollan fábricas plano-lineares, subparalelas a los contactos litológicos, principalmente en los corredores de cizalla, y rocas miloníticas. Sobre la foliación existe una lineación muy marcada. En los neises glandulares esta lineación está definida por el fuerte estiramiento de los fenocristales de feldespato y la orientación de agregados biotíticos y de sillimanita. En la mayor parte de los mismos se observa una sola esquistosidad, que puede ser la S_2 o muy probablemente el resultado de una superimposición de la S_2 sobre la S_1 . A medida que nos acercamos a las bandas con milonitas el estiramiento de las glándulas se va acentuando, dando lugar a feldespatos acintados. Un mayor incremento de la deformación trae como consecuencia el desarrollo de una foliación milonítica. En estas bandas miloníticas que se desarrollan entre neises glandulares aparecen a veces metasedimentos pelíticos y carbonatados de forma lentejona que representan auténticos tectoenclaves englobados durante el desarrollo de la banda milonítica.

Estas zonas de cizalla dúctil representan cabalgamientos dúctiles profundos de los ortoneises sobre sí mismos (MACAYA, 1983), que están estrechamente asociados con afloramientos de metasedimentos a veces no representables cartográficamente. Esto no quiere decir que todos los metasedimentos estén milonitizados o que no se puedan encontrar zonas de cizalla que afecten exclusivamente a los ortoneises.

En el área cartografiada se pueden observar cabalgamientos importantes en tres sectores: S de Segovia, Peñalara y Alto del Parrinoso (NE de la Hoja).

Al S de Segovia se pueden distinguir dos bandas de cizalla que hacia el S se unen, en las proximidades de la localidad de Revenga, y continúan juntos hasta perderse debajo de los sedimentos cretácicos al O de Riofrío (MACAYA, 1983). La banda más occidental se puede seguir desde el puente sobre la vía de FF.CC en la carretera de Segovia al Palacio de Riofrío (km 2), pasando por el E de Hontoria hasta Revenga. Se caracteriza porque en ella afloran mármoles y niveles esquistosos (no representados en la cartografía) entre los ortoneises milonitizados. La anchura de la banda miloní-

tica es variable pero no sobrepasa los 100 m, salvo en su parte N, donde están mejor representados los niveles metapelíticos. La otra banda de cizalla se sigue con mayor dificultad debido a su menor anchura, ya que está desplazada por fallas NE-SO. Tiene una dirección aproximada N 160° E y va paralela a la carretera N-603 desde el E de Segovia hasta la presa del embalse de Puente Alto en el río Frío. Está formada casi exclusivamente por ortoneises glandulares milonizados y sólo muy localmente afloran mármoles (cantera de Las Romeras, Segovia) y niveles de anfibolitas de poca potencia. A partir de Revenga y hasta su desaparición bajo el Cretácico se aprecia un progresivo aumento de su anchura, que llega a alcanzar aproximadamente 500 m.

Como se puede observar en la cartografía estas bandas de cizalla están plegadas por pliegues de D_3 .

En el macizo de Peñalara se pueden distinguir de nuevo otras dos bandas de cizalla, con desarrollo de rocas miloníticas: la inferior es una zona de pocos metros de espesor que incluye esquistos y rocas calcosilicatadas no representables en la cartografía, y que separa un ortoneis glandular de matriz muy fémica y con megacrístales de feldespato potásico de hasta 8 cm y de plagioclasa de 1-2 cm hacia arriba, de otro neis glandular más homogéneo y leucocrático hacia abajo. La zona de cizalla superior, peor definida, está situada casi en la cumbre del pico de Peñalara, donde aflora una compleja asociación de neises félicos milonizados con tectoenclaves de esquistos y rocas calcosilicatadas. La forma en cubeta cartográfica de estas bandas se debe a una interferencia entre D_4 y D_5 .

Estas mismas bandas de cizalla salen al aire y de nuevo vuelven a aflorar en los alrededores del cerro del Parrinoso, describiendo una sinforma de cuarta fase.

En los metasedimentos se observa una lineación marcada por la orientación de las micas, madejas de sillimanita y *ribbons* de cuarzo principalmente.

Esta segunda fase (D_2) produce en los mismos una fuerte esquistosidad (S_2), que es la fábrica mejor desarrollada en la mayoría de ellos, aunque la esquistosidad S_3 suele ser muy penetrativa. La foliación S_2 es plano-axial de pliegues de pequeña y media escala de carácter intrafoliar, con charnela muy aguda y flancos muy alargados que tienden a ser isoclinales, fuertemente asimétricos en ocasiones, con vergencia al E, cuyos ejes muestran una disposición considerable. La geometría de estos pliegues en niveles competentes suele ser de clase 1C muy próximos a la clase 2 de RAMSAY (1967).

4.1.3. Tercera fase de deformación (D_3)

Esta fase supone un episodio de replegamiento retrovergente generalizado que induce una deformación intensa y penetrativa en áreas extensas. Es la responsable de los pliegues cartografiados en el área de Segovia. Los pliegues generados presentan un vergencia hacia el O, buzando su superficie axial de 30 a 70° al E, en general, aunque en ocasiones puede llegar a estar subhorizontal debido al efecto de fases tardías de replegamiento.

Los pliegues menores generados durante esta fase son muy abundantes, principalmente en zonas de cizalla y sus proximidades, donde las esquistosidades previas son más penetrativas y por tanto más difíciles de destruir.

Los pliegues generados en esta fase suelen ser asimétricos, con un engrosa-

miento importante de charnelas y una geometría variable, predominando en general los pliegues muy apretados, a veces casi isoclinales, sobre otros más abiertos.

Los ejes de los micropliegues varían de dirección al estar afectados por fases de deformación posteriores, principalmente D_4 , y son sensiblemente paralelos a una lineación mineral.

La tercera fase dio lugar a una nueva esquistosidad S_3 , prácticamente extendida por toda la Hoja, que es de crenulación en las milonitas y esquistos, llegando a ser una verdadera foliación paralela a los planos axiales de los pliegues de D_3 en los ortoneises, que puede borrar casi por completo las foliaciones previas, como ocurre en una amplia zona en los alrededores de Segovia.

4.1.4. Cuarta fase de deformación (D_4)

Durante esta etapa se repliegan suavemente las estructuras anteriores, originándose pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, con direcciones próximas a N-S y planos axiales subverticales.

Localmente se observa, asociada a esta fase, una crenulación o una esquistosidad de crenulación grosera.

Da lugar a algunas de las grandes formas cartográficas, como el sinforme de Peñalara, la del collado de La Flecha-Arroyo de Artiñuelo y la del alto del Parrinoso, separado por las correspondientes antiformas. Estos pliegues están delineados por bandas de metasedimentos muy deformados o de milonitas.

4.1.5. Quinta fase de deformación (D_5)

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

Origina pliegues de dirección E-O de gran longitud de onda y pequeña amplitud, no habiéndose observado en relación con ellos ninguna esquistosidad de crenulación.

La interferencia entre los pliegues generados en esta fase y los de la anterior (D_4) da lugar localmente a un modelo en «domos y cubetas». Alguno de los pliegues que se observan en la banda metasedimentaria que pasa por el puerto de Calderuelas son atribuibles a esta fase.

4.1.6. Tardihercínico

Posteriormente a la estructuración hercínica, la deformación en la Hoja de Segovia se caracteriza por la existencia de varios episodios de fracturación importantes, produciendo el rejuego sucesivo de fallas con orientaciones similares.

4.1.6.1. *Etapla Malagón*

La primera etapa de fracturación está acompañada por la intrusión de diques de pórfido con orientaciones E-O y buzamientos subverticales, existiendo fundamentalmente dos haces muy próximos y que cruzan desde el sur de Segovia hasta el valle del Lozoya, con un recorrido mayor de 12 km. Su emplazamiento implica una extensión uniaxial según un eje N-S. Este plan de movimientos se corresponde con las últimas deformaciones hercínicas (CAPOTE *et al.*, 1987).

Existen también algunos diques aplíticos con bajos buzamientos, que implicarían un cierto grado de compresión horizontal.

4.1.6.2. *Etapla Hiendelaencina*

Es la etapa fundamental de fracturación tardihercínica del Sistema Central, produciendo fallas con orientaciones hacia el NE (N0-N90 E), que son las que posteriormente van a presentar distintos vectores de desplazamiento según los tensores de esfuerzos existentes en cada período tectónico.

Estas directrices (N10-30 E y N70-90 E) suelen ir acompañadas por el emplazamiento de diques de cuarzo y baritina. Los desplazamientos que originan son grandes desgarres normales: movimientos normales con importante componente en dirección (fallas normal direccionales) y extensiones radiales (probable momento de máximo emplazamiento de los diques de cuarzo (DE VICENTE *et al.*, 1986). La dirección de acortamiento horizontal durante toda esta etapa permanece constante desde el NE (N35-55E).

Coincidiendo con esta deformación se emplazarían los diques de cuarzo que cruzan todo el centro de la Hoja, con un recorrido mayor de 14 km..

Las grandes fallas que limitan los horst y graben alpinos de la Hoja, como la falla del borde oeste del valle del Lozoya o la flexión de Segovia, se habrían originado inicialmente en esta etapa.

4.2. FRACTURACION ALPINA

Del análisis de los datos meso y micro estructurales, en rocas post-paleozoicas, se ha establecido una serie de etapas deformacionales que han originado la estructuración alpina en la Hoja de Segovia.

4.2.1. *Etapla Ibérica*

Corresponde a las deformaciones transversales a la Cordillera Ibérica. Tensores de este tipo se han encontrado en el Cretácico situado al oeste de Segovia, implicando una compresión desde el NE (N45-N55 E), con movimientos de tipo desgarre casi puro (estrías casi horizontales). Los movimientos en las fallas originadas en la etapa Hiendelaencina resultan muy similares a las de la etapa Ibérica. Su edad es Oligoceno-Mioceno inferior, en relación a la sedimentación paleógena continental existente al O de la Hoja.

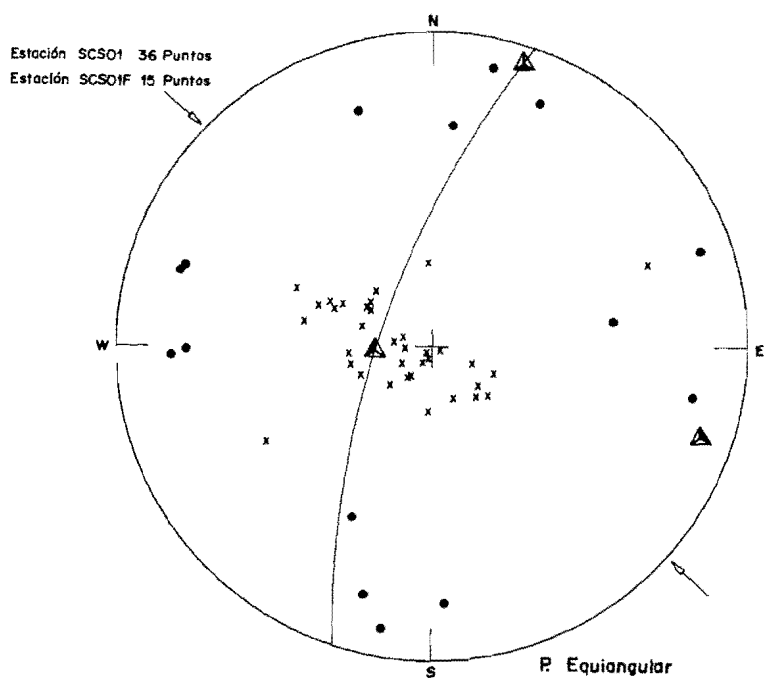


Fig. 13.- Relaciones estructurales entre el pliegue de Villaprado y las meso fallas asociadas.

- x estratificación
- plano axial
- polos de mesofallas
- dirección de compresión de la población de mesofallas (Etapa Guadarrama)

El polo del plano axial del pliegue (▲) corresponde a un desgarre inverso para la dirección de compresión de la Etapa Guadarrama.

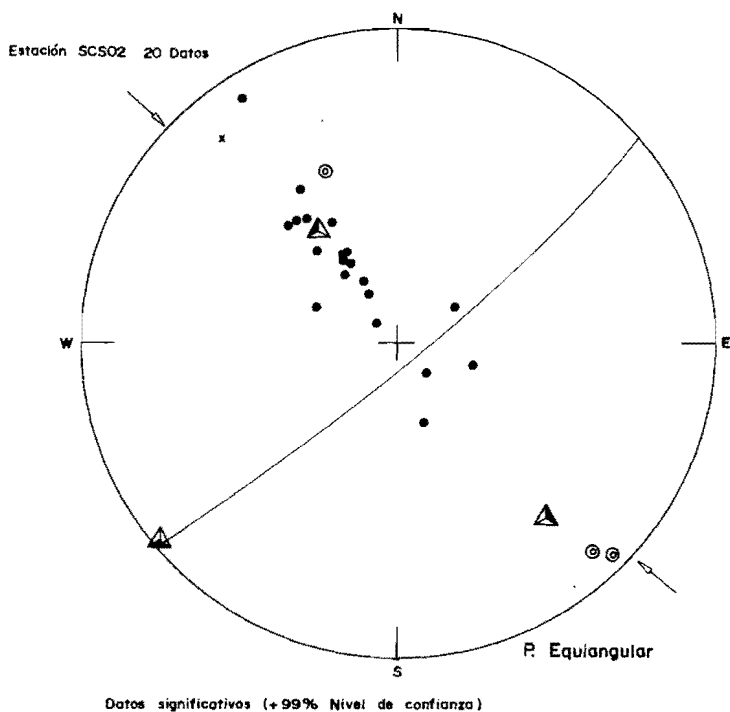
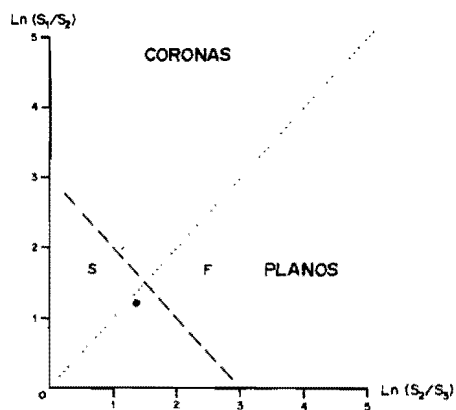


Fig. 14.- Polos de planos de estratificación (•) del pliegue menor del río Eresma. Relacion con las cuñas tectónicas (⊙) y la dirección de compresión de la Fase Guadarrama (→)



4.2.2. Etapa Guadarrama

Es la deformación alpina más importante en el Sistema Central, ya que es la responsable de su estructuración actual en horst y graben inversos. En la Hoja, esta estructuración está muy marcada, pues existe el gran horst del Peñalara con una serie de grabens menores dentro del mismo, limitado al SE por el graben del valle del Lozoya y al NO por el graben de Segovia.

Presenta elipsoides de deformación de tipo inverso direccional, en fallas con direcciones entre N20 y N70 E con buzamientos bajos; elipsoides de tipo desgarres inversos en fallas de similares orientaciones pero con buzamientos mayores y desgarres normales en fallas de direcciones N110 y N180 E con buzamientos altos.

Al oeste de Segovia, los desgarres que se habían movido en la etapa ibérica vuelven a reactivarse pero con sentidos de movimiento contrarios. La secuencia deformacional implicaría una disminución de la intensidad de las compresiones horizontales en el tiempo (DE VICENTE, 1988), con lo que la última subetapa de fracturación mencionada (desgarres normales), resultaría la más reciente.

La edad de la etapa de fracturación Guadarrama es Mioceno inferior-Mioceno superior, como se ha podido establecer en el borde sur del Sistema Central.

Los pliegues que afectan a los materiales mesozoicos que fueron originados durante esta etapa compresiva son pliegues en rodilla formados por una adaptación de la cobertera mosozoica-cenozoica al movimiento de una serie de fracturas de zócalo, estando constituido este último por los materiales metamórficos y plutónicos que afloran en la mayor parte de esta Hoja. El modelo de relación entre fracturación y plegamiento que es aplicable en esta zona puede verse en las figuras 13 y 14. La dirección de compresión horizontal deducible de la población de fallas en materiales cretácicos del pliegue de Villa Prado (Hoja de El Espinar, con el límite de esta Hoja) es N140E actuando como desgarres normales cerca de la superficie. Con esta dirección de compresión, el plano axial del pliegue se ajusta al equivalente de una falla con sentido de movimiento de desgarre sinistral inverso (Fig. 13), lo que nos hace pensar que la falla que origina el pliegue en rodilla tenga este mismo sentido de movimiento en el zócalo.

Este tipo de situación tectónica origina un cierto acortamiento horizontal que se resuelve localmente en el desarrollo de deslizamientos de capas banco sobre banco, con la existencia de algunas rampas tectónicas, como se puede apreciar en el pliegue menor existente en el corte del río Eresma, al oeste de Segovia (Fig. 14), es decir, se originan pequeñas superposiciones entre los estratos. En este caso, la dirección del plano axial resulta más ortogonal a la dirección de compresión de la fase Guadarrama, por lo que el mecanismo de deformación sería el de compresión uniaxial, lo que explicaría el desarrollo local de áreas tectónicas.

La geometría de estos pliegues-falla en rodilla implica una pérdida de buzamiento en la capa hacia la superficie, con lo que los estratos más próximos a la falla del zócalo presentan un buzamiento mayor e incluso aparecen invertidos, mientras que los más alejados del zócalo se encuentran normales y con buzamientos apreciablemente menores. Todo esto indica que los pliegues son debidos al movimiento de fallas de zócalo con un componente marcado de tipo inverso. El plegamiento es concéntrico, lo que implica la conservación de la potencia original de los estratos. Por otro lado, este modelo hace necesaria la existencia de deslizamientos entre las capas plegadas, relativamente importantes.

4.2.3. Etapa Torrelaguna

Resulta una consecuencia de la evolución tectónica de la etapa anterior, presentando elipsoides de deformación de tipo desgarre normal, si bien con una dirección de compresión algo más nortada.

En el valle del Lozoya, al sur de Rascafría, existe un afloramiento de material cuaternario que aparece fallado entre margas cretácicas. El análisis poblacional de estas fallas implica una dirección de acortamiento N175E. Siendo el movimiento de estas fallas nortadas el correspondiente a desgarres normales, por lo que la edad de esta etapa neotectónica es de Mioceno superior (Hoja de Torrelaguna) Cuaternario.

5. GEOMORFOLOGIA

5.1. CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS GENERALES

La zona que comprende la Hoja de Segovia se estructura alrededor de la alineación orográfica principal de la Sierra de Guadarrama: los Montes Carpetanos. Estos forman divisoria entre las cuencas del Duero y del Tajo, con una altura media de culminación superior a los 2.000 metros.

Al N-NO de dicha alineación se definen los relieves de planicie de la submeseta septentrional constituidos aquí por la rampa, primero, y las campiñas después. Al S-SE se localiza la depresión o fosa interior del alto Lozoya o Paular, que configura el exiguo piedemonte meridional.

Como en el resto del Sistema Central y sus bordes, los grandes trazos morfológicos, la «megamorfología», está controlada por las planicies de arrasamiento. A esos rasgos básicos se les superponen otros de detalle, que son consecuencia de los procesos actuales y subactuales, cuaternarios en general.

De acuerdo con lo anterior, las características geomorfológicas en esta zona pueden plantearse en dos grandes apartados:

- 1) Las superficies de erosión que, junto a la morfoestructura, configuran los grandes rasgos del relieve actual.
- 2) El modelado reciente, cuaternario y pliocuaternario, sobreimpuesto al anterior y que define las formas de detalle.

5.1.1. Las superficies de erosión

SCHWENZNER, en 1937, planteó para estas zonas de la Sierra de Guadarrama y sus bordes un modelo evolutivo que, en parte, se basa en el desarrollado por PENCK (1923, Ref. 1972) y conocido como «escalera de piedemonte».

En síntesis, de acuerdo con SCHWENZNER (op. cit.), el relieve actual se debería a un proceso conjunto de elevación-arrasamiento que conduciría a la formación de una estructura «escalonada». Tal estructura se concreta en: una superficie de cumbres, de edad intraterciaria, y tres de meseta; una superior, en parameras, la M3, que sería finimiocena y dos de base o piedemonte, que serían pliocenas, la M2 y M1.

SOLE SABARIS (1952) y BIROT y SOLE SABARIS (1954), formulan un nuevo modelo evolutivo que centra toda la morfogénesis actual en una sola fase o ciclo, el postmioceno. En su consideración, el relieve del Sistema Central es consecuencia de una tectónica de bloques, que desnivela una penillanura finimiocena situándola a diferentes alturas. Durante el Plioceno, y bajo condiciones de aridez o semiaridez, se formarían las llanuras que configuran los piedemontes o rampas.

En estos modelos citados, las superficies de erosión que tienen implicaciones morfogenéticas en el relieve actual, son las que SCHWENZNER (op. cit.) clasificara como modernas. Las antiguas, preterciarias (ya citadas por otros autores como FISCHER, 1894; SCHMIEDER, 1915; STICKEL, 1929, etc.) sólo son reconocibles bajo sedimentos triásicos, cretácicos e incluso terciarios basales. Investigaciones recientes apuntan hacia el destacado papel de las superficies antiguas en la morfogénesis de estas zonas, tal como reconocen autores previos (SCHMIEDER, 1915; HERNANDEZ PACHECO, 1932; etc.).

En 1978, PEDRAZA, apoyándose en las aportaciones previas, formula un nuevo modelo evolutivo. Este considera una gran planicie de partida, fundamental o generatriz, tipo «penillanura» que sería poligénica y heterocrona, es decir resultante de diferentes ciclos morfogenéticos (poligénesis) y finalizada en cada lugar en distintas épocas (heterocrona). Durante los movimientos de la orogenia alpina, iniciados a finales del Cretácico-principios del Eoceno, la superficie generatriz es inicialmente abombada, y, a finales del Terciario, resquebrajada en bloques hasta definir la morfología actual. A la vez que se producen esos procesos, los bordes van siendo «mordidos por la erosión» dando diferentes escalones; primero en un proceso de lavado tipo *ETCHPLAIN*, luego en uno de remodelación tipo *PEDIMENT*.

Debe considerarse, coincidiendo con BIROT y SOLE SABARIS (op. cit.) que los movimientos desniveladores, definiendo o exagerando la tectónica de bloques, son más recientes que cualquier aplanamiento. Dichos movimientos se producen incluso durante buena parte del Cuaternario, afectando sobre todo a los bloques axiales que configuran los horst y los grabens. De acuerdo con ello, la consolidación de las zonas culminantes (superficie de cumbres) y de las depresiones (como en el caso de la fosa del Lozoya) puede ser muy reciente.

GARZON (1980), establece como superficie fundamental en la morfogénesis, una tipo *ETCHPLAIN*, elaborada a finales del Cretácico y luego remodelada en penillanura durante el Terciario. Dicha superficie hoy ocuparía las cumbres del Sistema Central, mientras que los piedemontes corresponderían a aquella superficie tipo *ETCHPLAIN*, exhumada tras ser fosilizada por los sedimentos terciarios.

En un trabajo posterior, FERNANDEZ GARCIA (1987), también les otorga a estos fenómenos de exhumación un papel destacado.

Aunque sea difícil armonizar todas estas interpretaciones, a modo de síntesis podría decirse que, se acepte o no el modelo propuesto por SCHWENZNER (1937), lo cierto es que la morfología del Sistema Central responde a un sistema de superficies escalonadas correlacionables también con las definidas en las cuencas o fosas adyacentes del Duero y Tajo. Superficie de cumbres y de meseta (M3, M2 y M1) en

el macizo, y superficie de campiña (equivalente a la M1) y de los páramos, en las cuencas, determinan dicha morfografía, que constituye la base cartográfica de las UNIDADES MORFOLOGICAS.

5.1.2. El modelado de detalle. La evolución cuaternaria

El cuadro cronológico y litoestratigráfico a que suele hacerse referencia en los análisis del período Cuaternario, a veces hace que sea difícil la situación de muchos acontecimientos. Si, como ocurre en el Sistema Central y sus bordes, los depósitos recientes son escasos, el problema es aún más complejo.

De cualquier manera, durante el período Cuaternario pueden diferenciarse tres grandes grupos de procesos, que constituyen la base cartográfica fundamental de los ELEMENTOS MORFOLOGICOS, sobreimpuestos a la morfología previa de las grandes planicies, así:

5.1.2.1. Fenómenos fluviales y asociados

Se incluye aquí toda la acción modeladora, por degradación y/o agradación, de la red de drenaje, cualquiera que sea su dinámica: ríos, arroyos, torrenteras, fondos de cauce, etc.

En estos casos se plantea el problema del inicio de la red hidrográfica actual. Durante años, la consideración fue que tanto en el macizo como en la cuenca, dicha red era de nueva generación, sin conexión alguna con las redes previas, responsable del modelado de las rampas y de los procesos sedimentarios de los materiales comúnmente denominados «rañas».

En el momento actual, muchos datos parecen apuntar hacia cierta permanencia o continuidad de las redes precuaternarias y cuaternarias, en el macizo y en la cuenca, al menos a partir de los últimos grandes momentos tectónicos pliocenos y/o plio-pleistocenos.

Sin embargo, dada la escasa representación en estas zonas de las formas de transición entre los procesos fluviales previos al encajamiento y los subsiguientes, es decir, la unidad de vertientes glacis, es difícil establecer las relaciones entre dichos procesos evolutivos.

Por otro lado, es importante señalar que, aún careciendo de datos concluyentes, en algunos casos los depósitos de la red hidrográfica presentan contactos que pueden denunciar una actividad tectónica cuaternaria, lo cual ya ha sido señalado en estas zonas por otros autores (ONTAÑON, 1985). Conviene tener en cuenta, sin embargo, posibles acomodos del depósito a ciertas líneas de falla y, sobre todo, extremar la prudencia interpretativa en aquellos lugares en que, como en ciertas terrazas del río Lozoya, pueden aparecer colapsos de origen cárstico.

5.1.2.2. Fenómenos glaciares y periglaciares

Los glaciares en Guadarrama se instalaron en cuencas de los montes Carpetanos, Cuerda Larga y Siete Picos, siempre por encima de los 2.000 metros y cuando la morfología previa era la adecuada para la acumulación de nieve.

En la mayoría de los casos se trata de glaciares de circo, a veces con tendencia a glaciares de ladera, y su desarrollo se establece entre los 2.000-2.300 metros de cota media superior, en las cabeceras de acumulación, y los 1.780-1.900 metros, de cota media inferior en las morrenas terminales.

La cronología sigue siendo un tema problemático. La presencia de complejos morrénicos internos y externos, cada uno de ellos con crestas de pulsación bien marcadas en el glaciar de la laguna de Peñalara, hizo pensar que se trataba de dos fases, equivalentes al Riss, el complejo externo, y al Würm, el interno (OBERMAIER y CARANDELL, 1917). Posteriormente, y de acuerdo con la asociación entre los depósitos fluviales, fluvio-glaciares y glaciares, se establecieron ambos complejos como de una sola fase, equivalente al Würm alpino (FRÄNZLE, 1959). Esta es la interpretación que se sigue manteniendo, matizando el significado de esos complejos morrénicos internos y externos a nivel de fase, estadio y pulsación (CENTENO, 1983; CENTENO *et al.*, 1983), sin descartar la presencia de una fase Riss que algunos autores llegan a identificar localmente (ONTAÑÓN y ASENSIO, 1974). De cualquier manera debe considerarse que este tipo de cronologías, al menos en parte, están hoy en plena revisión.

En lo referente al periglacialismo, es difícil precisar su carácter en el tiempo. Es evidente que 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.

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 glaciar Riss, (BUTZER y FRÄNZLE, 1959), lo cierto es que tampoco en este campo hay datos concluyentes. Los fenómenos de crioclastia, como demuestra la acumulación de canchales antiguos, aunque funcionales, deben considerarse atenuados. El resto: solifluxión, enlosados, guirnaldas, rosetones, céspedes almohadillados, etc., dado su desarrollo y localización y la ausencia de formas antiguas de este tipo, parecen poder asociarse a las condiciones actuales. Incluso, tal como se ha demostrado en otras zonas del Sistema Central, parece haber condiciones para que se desarrollen y/o mantengan formas características de una mayor eficacia del periglacialismo tal cual son los «círculos de piedra» y los «hidrolacolitos» (PEDRAZA, *et al.*, 1988; MOLINA y PELLITERA, *et al.*, 1982).

5.1.2.3. 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. Son el producto de la caída fundamentalmente regulada por la gravedad pero más o menos asistida por otros procesos tales como arroyada, solifluxión, etc. En conjunto se agrupan bajo la denominación de coluviones, aún cuando éstos sean producto de procesos más variados.

Su control cronológico es prácticamente imposible. Aun cuando puede observarse un funcionamiento atenuado frente a otras etapas del Pleistoceno y/u Holoceno antiguo, tal como demuestra el que estén truncados por los canales actuales, hay zonas en las cuales puede reconocerse su funcionalidad en el momento actual.

5.2. EL SISTEMA CARTOGRAFICO

El problema principal al que hemos de enfrentarnos en el campo de la cartografía geomorfológica, deriva de la ausencia tanto de una simbología precisa y generalizada, 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 muestras investigaciones sobre la cartografía geomorfológica del 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. (En esta Hoja se referencian por unos contactos o límites de contorno, a la vez que se les asigna un dígito aclaratorio en un esquema marginal.)

Dichas unidades pueden ser compartimentadas en formas de menor rango y asociadas en otras mayores. Las primeras, LOS ELEMENTOS GEOMORFOLOGICOS, establecen las referencias geométricas (pendientes, escarpes, articulaciones, etc.) y genéticas mínimas en que puede ser compartimentada la unidad (acciones y agentes del modelado que, asociadas, configuran un proceso morfogenético). Las asociaciones mayores sirven en todo caso, como base de referencia a la hora de establecer categorías de relieves, regiones naturales, regiones morfoestructurales, es decir, megamorfológicas.

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.

PROPIOS: Son aquellos elementos 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 es punto de vista geométrico, genético y/o evolutivo.

Esta asociación puede ser por:

HERENCIA, caso de elementos que se asocian a los nuevos procesos morfogenéticos que sustituyen a los propios y específicos generadores de la unidad.

DEGRADACION, 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 las morfologías características de una unidad, en base a generar otras nuevas. Todos estos elementos son cartografiados de acuerdo con una simbología, más o menos generalizada, tal como se puede comprobar en la correspondiente leyenda.

5.3. DESCRIPCION DE LAS UNIDADES

5.3.1. Superficies tipo penillanura en cumbres

Corresponde a la Superficie de Cumbres de SCHWENZNER (1937). Está formada por una serie de planicies suavemente alomadas dando lugar a las divisorias principales de la región. Son característicos algunos relieves tipo *monadnock* y extensas áreas en las que aflora un sustrato alterado (arenización). Asociadas a estas alteraciones pueden aparecer depresiones 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 enlosados, solifluxión, guirnaldas y rosetones, céspedes almohadillados, etc. La distribución de estas formas corresponde con la de la unidad.

5.3.2. Escarpes de articulación formando laderas

Son formas de articulación entre las diferentes superficies escalonadas. En general se trata de pendientes escarpadas y rectilíneas, tendencia únicamente modificada por la presencia de formas de origen fluvio-torrencial, glacial, gravitacional, etc.

Estas características y su asociación a grandes líneas de falla hace que se interpreten como desniveles de origen tectónico. En algunos casos se reconocen restos de formas facetadas que apoyan dicha interpretación. La parte superior, la que se pone en contacto con la planicie de cumbres, es la modelada por procesos glaciares y, en ocasiones, periglaciares.

Desde el punto de vista morfológico, no es fácil establecer los dos tramos de la ladera si falta la planicie intermedia. Por este motivo, la unidad se suele presentar como un todo continuo, sólo interrumpida por ligeras inflexiones y/o rellanos.

A pesar de lo comentado, la parte superior de la ladera suele presentarse más uniforme y tendida, frente a la inferior, más escarpada y heterogénea por los contrastes micromorfológicos que introduce su mayor degradación. La parte superior, la que se pone en contacto con la planicie de cumbres, es la modelada por procesos glaciares y, en ocasiones, periglaciares.

Un hecho destacado y casi constante en todo el Guadarrama, es la presencia, más o menos continua a lo largo de toda la ladera, de una serie de depósitos de removilización de muy escaso espesor, centímetros, que se asocian a suelos, alteraciones, etc., es decir, formando un REGOLITO.

5.3.3. Superficie tipo penillanura en paramera, rellanos y hombreras

Corresponde a la superficie de meseta M_3 de SCHWENZNER, (1937). Su morfología es igual a la de cumbres, con relieves residuales de tipo *monadnock*, y gran abundancia de alteraciones y navas. Dentro del Sistema Central los mejores ejemplos de esta superficie corresponden a las parameras abulenses. Fuera de allí, queda reducida a pequeños rellanos colgados a media ladera o culminando elevaciones secundarias, tal como ocurre en esta zona, donde apenas tiene representación.

Esta morfología de rellanos a diferentes alturas, puede enmascarar la existencia de otras superficies entre ésta y las de tipo pediment, como ya ha sido señalado en diferentes trabajos (PEDRAZA, 1978; CABRA *et al.*, 1983; CENTENO, 1983; CENTENO *et al.*, 1983). De hecho la aparición en los bordes de esta superficie de relieves residuales tipo *inselberg* parece confirmar dicha hipótesis. Sin embargo, el problema sigue siendo objeto de estudio y, aunque en otras zonas haya sido asociada a una unidad (ver MAGNA de San Martín de Valdeiglesias), aquí deben ser referidos como parte de la de paramera ante la ausencia de criterios bien definidos.

También aquí hay signos de procesos periglaciares, pero de menor intensidad que en la zona de cumbres.

5.3.4. Depresiones interiores formando piedemonte

Las depresiones interiores en esta zona están representadas por las de los valles altos de los Ríos Lozoya y Valsain. La primera de las citadas, la del alto Lozoya o del Poular, es quizás el mejor ejemplo de graben dentro del Sistema Central, estando delimitado por dos grandes sistemas de fallas, las de la ladera meridional de los montes Carpetanos y las de la ladera septentrional de la planicie o llanura de la Morcuera.

El fondo de esta depresión presenta una convergencia neta con los relieves externos del macizo, es decir, los de las cuencas del Duero y Tajo. Tal convergencia deriva de la presencia de depósitos mesozoicos y terciarios que recubren la práctica totalidad del fondo de la depresión.

El funcionamiento de esta fosa, como el de la mayoría de las presentes en el Sistema Central, es difícil de establecer. El solo hecho de que, al menos en su borde norte, haya un contacto cabalgante entre materiales cristalinos y sedimentarios (toda la serie, es decir: detrítica-carbonatada y arcillosa del Cretácico; detrítica con bloques carbonatados, posiblemente Paleógeno; y detrítica arcósica ligeramente disconforme con los tramos inferiores, posiblemente Mioceno), no parece indicar gran cosa. Esto es así, si se tienen en cuenta la dudosa cronología de las formaciones postcretácicas y la dudosa interpretación tectónica de estas fallas inversas. Ya sea por fenómenos de «cabecceo», ya sea por otras interpretaciones, parecen obedecer a una dinámica más compleja que la de una sencilla fosa compresiva.

De acuerdo con lo anterior, deben reservarse aún las conclusiones acerca de si esta fosa fue autónoma durante el terciario, o si, por el contrario, se individualizó en etapas posteriores. Lo que no ofrece duda es su funcionamiento tectónico hasta los tiempos recientes, Cuaternario incluido. El hecho se deduce en base a la juventud de los escarpes en sus depósitos y formaciones superficiales, tal como ya han señalado algunos autores (ONTAÑÓN, 1983) y se ha comentado al describir los procesos de individualización de la red hidrográfica.

La otra depresión, la del Valsain, es de dimensiones más reducidas, mucho más irregular en sus límites: el horst de los montes Carpetanos y el de Montón de Trigo-Cerro de Matabueyes carece de sedimentos de cobertera, salvo las formaciones superficiales recientes y, por ello, converge netamente con los piedemontes tipo rampa.

5.3.5. Superficie tipo *pediment* en rampas

Corresponde a las superficies de meseta M_2 y M_1 de SCHWENZNER (op.cit.). 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 centrífugas a partir de la base de las elevaciones principales. El enlace ladera-*pediment* se produce generalmente por un contacto brusco tipo *nick*.

En esta zona, la unidad de *pediment* corresponde a la rampa de Segovia y sus alrededores. Al contrario de lo que ocurre en otras zonas, carece de relieves residuales destacados, encuadrables en el contexto de los *inselbergs*. Ello ocurre tanto en sustrato granitoideo como en néisico.

Este rasgo distintivo, unido a la presencia de pequeños retazos de depósitos de tipo arcósico, así como la penetración de los materiales mesozoicos más al Este, hacen pensar en una posible EXHUMACION, si bien tal hecho debe ser cimentado con mayor número de datos.

En general se presenta degradada por la red hidrográfica, sobre todo en los bordes y con frecuentes depresiones tipo nava. En las vertientes glacis hay un proceso de lavado del regolito con la exhumación de algunos berrocales.

5.3.6. Relieves estructurales de plegamiento

Se trata de formas exhumadas por la degradación fluvial, actuando sobre los depósitos que las fosilizaban, es decir, las series terciarias.

Aun cuando las verdaderas morfologías estructurales se deben a los materiales cretácicos, en la mayoría de los casos, sobre todo en el borde septentrional del macizo cristalino, se unifican Cretácico y Paleógeno, dada su paraconformidad estructural. Sin embargo, debe precisarse que el papel del Paleógeno es tan dudoso en este sentido como en el cronológico.

En su mejor ejemplificación, en la zona septentrional de contacto macizo-cuenca, configuran unos relieves de transición o borde que, en algunos casos, se ha definido como CONTACTO POR UNA COBERTERA DE PLEGAMIENTO, frente a los presentes en otras zonas, por falla o fosilización.

En dicho borde septentrional, a pesar de la complejidad de la estructura, pueden establecerse dos grandes unidades morfoestructurales: la gran «antiforma» de Zamarramala-Bernuy (que «recubre» un bloque elevado en el basamento y que llega a aflorar en Bernuy de Porreros), y la gran «sinforma» de Madrona-Perogordo (que

llega a definir una depresión notable acomodándose al bloque hundido del basamento). Asociadas a la primera están las plataformas, a la segunda las cuevas.

En el valle del Lozoya la estructura es sumamente irregular por la densidad de fallas que distorsionan estas formaciones.

5.3.7. Vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación actual y subactual de las otras unidades

Su significado, como ocurre en otros tipos de relieves, es discutible a nivel de unidad geomorfológica.

Si desde el punto de vista geométrico no hay duda de su entidad, desde el genético pueden presentarse serias objeciones para llegar a esa asignación. El problema, en este y otros casos, es llegar a separar lo que es simple proceso de generación de elementos degradantes sobre una unidad, de lo que es una verdadera sustitución con la generación de elementos característicos de otra unidad en curso de formación.

La génesis de estas formas, en principio, hay que asociarla con los primeros estadios en la definición de los encajamientos de la red hidrográfica actual. Se trata de rellanos escalonados, a modo de terrazas, que se diferencian de ellas por su pendiente dando perfiles de glacis y, aunque asociables a cauces fluviales, no siempre acorde con los trazados actuales.

Desde el punto de vista genético-evolutivo, pueden clasificarse como formas de transición entre las morfologías de planicies generalizadas precuaternarias, y las llanuras encajadas o aterrazamientos cuaternarios.

Según se desarrollen en uno u otro contexto se diferencian:

1. Vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación actual o subactual de las otras unidades sobre el macizo cristalino.
2. Vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación actual o subactual de las otras unidades sobre la cuenca terciaria.

5.3.8. Sistema de aterrazamiento en vegas

Como corresponde a su tramo inicial tras la salida del macizo, estos ríos presentan aquí un sistema de terrazas muy poco desarrollado. En general han tenido etapas de encajamiento dominantes durante casi todo el Pleistoceno, únicamente en momentos más recientes, Pleistoceno superior y Holoceno, han iniciado un proceso de aluvionamiento y sobreexcavación definiendo terrazas; aún así, las superiores tienen una notable influencia de los aportes laterales.

Dada la situación de todos estos ríos, sobre una depresión de borde («sinforma» si tenemos en cuenta la estructuración de los materiales mesozoicos de cobertera que se acomodan al basamento) es de suponer la influencia del basamento y su dinámica reciente en la génesis de la unidad que se describe; faltan, sin embargo, datos concretos para formalizar una historia de los movimientos de reajuste neotectónico, tal como se ha podido hacer en otras depresiones o fosas similares (PEDRAZA, 1981).

5.4. DESCRIPCION DE LOS ELEMENTOS

5.4.1. Elementos asociados a las superficies de erosión

En general se trata de formas relictas, que no están en equilibrio con las condiciones morfogénicas actuales y subactuales, y que fueron generadas durante el período de formación de las unidades mayores, donde se sitúan, es decir, de la megamorfología.

Al contrario de lo que ocurre en otros casos del Sistema Central, aquí es imposible diferenciar ciertos estadios intermedios de degradación que justifique su separación entre retazos de superficie bien conservada y zonas de superficies degradadas.

Allí donde se produjo degradación, la morfología antigua ha sido sustituida por nuevos elementos, considerados en el contexto equivalente al de unidad, en el caso de las formas de vertientes con perfil de glacis definidos en bordes de rampa. Donde ese fenómeno no llega a producirse o es muy escaso (generalmente se reduce a sobreimposición de formas incisivas fluviales, torrenciales, etc.) se ha preferido asignar a la superficie un carácter de integridad que, al coincidir con la unidad, queda referido en la cartografía con el dígito correspondiente, sin necesidad de simbología.

Elementos destacados en las superficies de erosión del Sistema Central, son los relieves residuales. Aquí, como en otras zonas, responden a diferentes tipologías.

Los relieves residuales tipo *monadnock* corresponden a las formas que caracterizan los resaltes propios de una superficie «tipo penillanura» y se entienden tal cual los definiría DAVIS (1899), si bien la penillanura se asocia a una génesis policíclica (KLEIN, 1959) y no sólo al sistema morfogénico fluvial o de «erosión normal». Son formas alomadas, con articulaciones suavizadas, y que presentan continuidad topográfica con el trazado de la superficie. Se localizan en la superficie de cumbres y en la paramera.

Otro tipo de elementos residuales no presentan una génesis específica y tienen un carácter de forma asociada a una litología, que condiciona su formación. Se trata de relieves residuales lineales.

Elemento destacado en esta zona es el presente dentro de la cuenca como resultado de un proceso de exhumación. Allí donde se ha producido una elevación del basamento, con posterior denudación desmontando la cobertera, hace aflorar el material cristalino en un fondo de depresión convergente con la superficie tipo pediment.

5.4.2. Rellenos, culminaciones, hombreras y cerros poligénicos

Se trata de formas residuales originadas por los procesos de degradación y/o sustitución de las unidades morfológicas. Dichos procesos pueden ser, en general, los asociados a la red hidrográfica, aunque no en exclusividad, razón por la cual se les alude como poligénicos.

Morfología y significado hace que puedan separarse diferentes grupos. Uno de ellos tiene carácter de cerro testigo: su culminación, que puede ser plana o en cresta, denuncia la existencia de una morfología previa ya sustituida; igual significado tienen

muchos cerros testigo alomados. Se localizan en piedemontes, depresiones y unidades presentes en la cuenca sedimentaria.

En los relieves estructurales de plegamiento aparecen una serie de pequeños cerros alargados, de escasa altura, es decir, formando lomas, que proceden de la erosión diferencial, por posición, de los materiales paleógenos en relieves de plataforma.

La misma génesis y morfología presentan una serie de lomas con cierta continuidad, que corresponden a los residuos de la superficie culminante de la campiña que, en el entorno de esta Hoja, ha sido sustituida en su práctica totalidad por la erosión fluvial posterior. Se localizan, por tanto, en los relieves de sustitución.

Finalmente y con un carácter morfológico muy diferente, aunque su significado genético es el mismo, aparecen una serie de rellanos o planicies muy exiguas que forman hombreras y collados. Ambos han sido generados por acción denuadora, básicamente fluvial y/o pluvial y/o nival, y ambos están asociados a estructuras falladas. Se localizan, por tanto, en las laderas.

5.4.3. Escarpes poligénicos

Se trata de escarpes locales, discontinuos, que no forman unidad genética ni fisiológica.

Su significado y localización es muy diverso en general proceden de la acción incisiva fluvial y, aun no conservando todos sus atributos, son asociables a escarpes de gargantas, cañones, sistemas de encajamiento parejo a los aterrazamientos, etc. La diferencia con tales elementos, analizados en otro contexto, se establece en su dependencia o asociación a otros procesos y/o condicionantes como puede ser la arroyada, estructura, etc. Por ese motivo se les alude como escarpes poligénicos sin asociación específica a un proceso generador.

En el caso contrario se encuentran los escarpes presentes en los circos glaciares formando umbral, o los asociables a determinados frentes de falla, es decir, los escarpes de falla.

5.4.4. Elementos glaciares

Corresponden a las formas de degradación y agradación generadas por los nichos permanentes durante la última fase glacial presente en la Sierra de Guadarrama. Dado su escaso desarrollo no llegan a presentar entidad morfológica con categoría de unidad. Se definen, por tanto, como elementos sobreimpuestos y degradantes sobre la unidad de ladera y cumbres.

En su mayoría son formas características de glaciares de poco desarrollo, es decir, de circo; ello queda patente en el complejo morrénico en forma de arco. La mayoría de estos aparatos presentan un complejo morrénico sencillo o único, sin crestas asociables a las diferentes variaciones del hielo, ya sean de una u otra categoría: fases, estadios, pulsaciones etc.

El glaciar de la Laguna Grande de Peñalara es el único donde pueden establecerse series morrénicas sucesivas; hasta tres bien definidas, que han servido a diferentes autores para desarrollar sus hipótesis cronológicas, tal como se ha señalado (ver apartado 5.1.2.2).

Todos los complejos morrénicos están formados por material grueso, básicamente bloques, a veces de dimensiones métricas, cantos y una matriz también gruesa. En ningún caso han podido observarse materiales finos con criterios estructurales para definir génesis y tipos de flujo. De este modo su calificación como till es hipotética, ya que muy bien podría tratarse de material previo reorganizado mediante el fenómeno glaciario de «efecto bulldozer». Es decir, proceso de retirada y ordenación morfológica en forma de arco de los derrubios previos, periglaciares, que el hielo iba encontrando en su desarrollo.

En oposición a lo anterior, puede apuntarse, sobre todo en el glaciar de la Laguna Grande, la presencia de crestas de pulsación bien marcadas, que denuncian una cierta carga transportada por el hielo, tanto «en» como «supraglaciario». Este punto, al igual que el de la cronología, debe ser abordado en profundidad si es que se encuentran nuevos datos que lo permitan estudiar.

El desarrollo de estos glaciares tuvo lugar entre los 2.000-2.300 m, límite superior de las cuencas de acumulación de nieve, y los 1.800 m (glaciares de la Laguna Grande y la Hoya de Pepe Hernando); 1.700 m (glaciares de Arroyo de la Nevera y de Ríajo Burro y Hoyo Cerrado); 1.600 m (glaciares de Arroyo Redondo y Artiñuelo), límite inferior de los frentes morrénicos.

Como ya se ha señalado, la gran mayoría fueron glaciares de circo, con una cuenca de alimentación sencilla, a veces notablemente circular y ligeramente sobreexcavada, que tiene continuidad en el complejo morrénico que la cierra formando una HOYA (caso notable de la del arroyo de la Nevera, quizá uno de los mejores ejemplos que pueda haber de este tipo de morfologías de glaciares de circo).

Únicamente en el caso del glaciar de la hoya de Pepe Hernando puede apuntarse una separación de esa tendencia señalada y calificarse como de LADERA.

Los glaciares de la Laguna Grande, de la Hoya de Pepe Hernando y el complejo embrionario con el cual se asocia en cabecera y que se extiende hasta la Laguna de los Pájaros, forman el conjunto morfológico glaciario más importante de la Sierra de Guadarrama, el del Macizo de Peñalara. El complejo morrénico, dos circos, las lagunas ombligos con turberas, los pulidos, los umbrales, las cresterías, etc., definen dicha morfología.

En la vertiente norte de Peñalara, así como en las cabeceras de los arroyos de la Redonda y de Artiñuelo, pueden diferenciarse fondos pulidos y depósitos incipientemente estructurados por el flujo del hielo, hecho perceptible en pequeños *vallums* y crestas. Su asociación con depósitos periglaciares, canchales y torrenciales, ya sean previos y/o posteriores al proceso glaciario, a los que no llegarían a superponerse, hace que no puedan calificarse como glaciares en sentido estricto.

Lo anterior obliga a definir unos elementos mixtos glaciario-fluvioglaciario o glaciario-fluvial, de génesis dudosa. No se trata de complejos asociados, como es normal en un glaciar, donde se delimitan unos depósitos del suelo y otros debidos al transporte y depósito por las aguas de fusión. En estos casos se trata, sin embargo, de posibles tills remodelados por la acción fluvial, fluviotorrencial de aguas mixtas de fusión y aporte nival, o, por el contrario, de materiales fluvio-torrenciales incipientemente estructurados por el flujo glaciario.

También pueden considerarse como mixtos los depósitos que hoy forman turberas y se desarrollan en depresiones (ombligos) y antiguos lechos glaciares (o morrenas de fondo) que presentaban un recubrimiento de tills.

Los depósitos de la vertiente septentrional de Peñalara entran en el contexto de procesos periglaciares y niveles.

5.4.5. Elementos periglaciares y niveles

Corresponden a las formas propias de los procesos periglaciares actuales, subactuales y/o antiguos (pleistocenos) desarrollados sobre estas zonas carecen de entidad geométrica y genética para ser establecidas 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 las 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 como ocurre con enlosados, guirnaldas, rosetones, césped almohadillado y suelos de césped alpinizado que se definen preferentemente en las planicies de cumbres, formando suelos estructurales.

Dentro de los cartografiables se diferencian los procesos solifluidales, entendidos aquí en su sentido de movimiento de suelo generado 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 cartografiables. En general, éstos son procesos estacionales activos con límites difícilmente precisables, al asociarse gelifluxión y solifluxión estricta. Se dan en zonas localizadas, donde abunda el material de granulometría fina y la posibilidad de concentración de humedad es alta con pendiente suficiente para producir flujo, de modo que se asocia a hidromorfismo.

Los otros elementos cartografiables son los canchales. Aquí se asignan en su totalidad a procesos gravitacionales asistidos, 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 crestos y roquedo al descubierto, lo que facilita estos procesos, a la vez que puede exagerar dichas morfologías dando crestas y aristas. En general, tienen un máximo desarrollo en períodos subactuales y quizá 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. Destaquemos, sin embargo, la presencia de estructuras de movimiento: terracillas, surcos incipientes, etc., en las que es difícil establecer si los procesos son fósiles y/o actuales. Igualmente aparecen en ciertas zonas canchales con solifluxión en un proceso mixto, gravitacional y gravitacional asistido, que asocia materiales groseros y finos, mezclados en el movimiento.

Otro elemento periglaciario destacado son los nichos de nivación, caracterizados por presentar una morfología de cuenca o nicho, con un ligero labrado, a veces pulido, por hielo o nieve compactada con escaso flujo, incapaz de movilizar materiales, y situados en su mayoría en cabeceras o cuencas de recepción torrencial. En el caso de la ladera norte de Peñalara, se presenta una estructuración de los materiales del fondo del nicho de nivación que, a veces, fue definido como un glaciar (ALIA *et al.*, 1957). Sin embargo, se trataría a lo sumo de un similar a glaciar rocoso, y por ello pre-

senta carácter de derrubios groseros estructurados por un flujo incipiente de hielo intersticial.

Finalmente hay que destacar ciertos procesos derivados de las aguas de fusión nival. Por un lado se presentan fenómenos de arroyada muy notables en ciertas pendientes con roca alterada y mezclada, en los meses de verano y otoño, con arroyada simple de aguas pluviales. Por otro lado están las concentraciones de humedades en pequeñas depresiones tipo nava u ombligo, que se incluyen dentro de sus procesos dominantes: fluviales y glaciares respectivamente.

5.4.6. Elementos estructurales de plegamiento

Se trata de formas debidas a los materiales mesozoicos, aún cuando se les asocie o incluyan en la definición materiales plegados y ligeramente conformes del Paleógeno.

De acuerdo con su estructura se pueden diferenciar dos grupos de elementos básicos:

5.4.6.1. Plataformas estructurales

Se definen en las zonas en que las capas presentan una tendencia a la subhorizontalidad. Pueden suponerse como coberteras de culminación de bloques del basamento. En sus bordes es posible diferenciar escarpes de frente de la plataforma y en su interior ligeras ondulaciones que definen lomas residuales y alguna cubeta sinclinal.

5.4.6.2. Cuestas

Corresponden a las zonas donde las capas mesozoicas presentan un notable buzamiento y deben suponerse como el borde o escarpe de los bloques del basamento a los cuales se acomodan. Se sitúan en contacto directo con el zócalo, ya sea el del macizo en general, ya sea el de la pequeña franja exhumada en Bernuy de Porreros, y presentan los rasgos característicos de este tipo de formas: frente escarpado y ladera de revés tendida.

5.4.7. Elementos fluviales y de procesos asociados

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

5.4.7.1. *Navas*

Se trata de zonas deprimidas con retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos de césped, por lo general en las navas de altura, depresiones u ombiligos 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 general, en estas zonas, frente a los procesos descritos, se producen sedimentaciones por descarga a partir de aportes fluviales, pluviales, nivales y/o gravitacionales, dando depósitos mixtos aluviales-coluviales.

En principio es difícil establecer una cronología precisa dado que muchos de ellos han podido funcionar a través de todo el Cuaternario, e incluso la mayoría lo siguen haciendo. Las turberas asociadas al glaciario son, sin embargo, de origen Pleistoceno terminal a Holoceno.

5.4.7.2. *Formas de incisión fluvial*

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 que la profundidad. Aunque en ocasiones, la mayoría se sitúa a favor de fracturas y fallas, se descartan aquí las depresiones que están asociadas a cauces fluviales pero presentan una génesis de hundimientos tectónicos.

Según sea su morfología se diferencian: gargantas, con desarrollo vertical mucho mayor que su anchura, aun cuando ésta pueda presentar suficiente amplitud para albergar un fondo aluvial o mixto; con cañones y paredes muy escarpadas y de desarrollo más equilibrado con su anchura, lo que suele implicar un fondo aluvial, incluso con terrazas.

En todos los casos son funcionales sin que puedan establecerse límites claros para el inicio del proceso; en general deben definirse como cuaternarios.

5.4.7.3. *Rellanos articulados tipo glacis*

Se presentan en el fondo de la fosa o depresión del alto Lozoya y Valsaín, y, en general, en los relieves del borde del macizo y de la cuenca. Por tanto, se definen por igual en materiales cristalinos y sedimentarios.

Dada su posición, sobre ellos se encajan los restantes elementos fluviales, y su vergencia hacia el cauce principal, pueden ser definidos como rellanos erosivos tipo glacis, previos a los procesos de aterrazamiento fluvial.

En el valle del Lozoya, sin llegar a configurar una morfología de transición tan neta como las «vertientes glacis» o los «relieves de sustitución» definidos en otras zonas aledañas, sí presentan una cierta convergencia con los mismos.

5.4.7.4. Conos de deyección

Se trata de formas cónicas en planta, producidas por la descarga de materiales expandidos en una llanura o cambio notable de pendiente, a partir de corrientes fluviales de alta energía, torrentes que previamente circulaban encajados formando gargantas.

Se presentan en tres zonas distintas y con difícil correlación entre sí. Dado su mayor desarrollo en el valle del alto Lozoya o Paular, nos referimos a ellos y asociaremos los otros a sus características en la descripción. En dicho valle pueden diferenciarse claramente dos generaciones:

a. Conos de deyección antiguos o de primera generación

Se caracterizan por presentar una morfología bastante degradada por la erosión fluvio-torrencial posterior. Igualmente son formas de gran pendiente, ya que su ápice se sitúa en plenos escarpes de la unidad de ladera.

Se componen básicamente de grandes bloques, redondeados y con abundante matriz gruesa. Fundamentalmente son de litologías néisica y granitoidea, y fosilizan por igual materiales cristalinos del sustrato y sedimentos del fondo de la depresión del Lozoya. Aunque su posición es dudosa, parecen poder asociarse a la terraza más alta del río Lozoya. Por ello podrían suponerse como del Pleistoceno.

En una zona del ápice de estos conos en el arroyo-torrentera de El Paular, parecen estar afectados por la falla que define el contacto entre los materiales cristalinos y sedimentarios del fondo del valle, lo que, de poderse confirmar, implicaría una movilidad pleistocena en dicha falla.

Igualmente pueden apreciarse sobre ellos una serie de pequeñas depresiones «tipo dolina» que podrían deberse a la reactivación kárstica del material que fosilizan. Se trataría, como se presenta claramente en otros depósitos recientes, de un karst cubierto o aluvial, si bien aquí debe confirmarse la presencia de un fondo karstificado que, por el momento, es sólo hipotético y deducido por la morfología de superficie.

b. Conos de deyección modernos o de segunda generación

Son formas en su mayoría bien definidas y conservadas como tales, es decir, cónicas. Son generalmente materiales gruesos, bloques, cantos y matriz grosera, tamaño sefeto-samítico, y litología predominantemente néisica y, a veces, granitoidea.

Se encajan por igual en materiales cristalinos del sustrato, en los sedimentos del fondo del valle, precuaternarios, en los conos de primera generación y en la terraza más alta. A su vez se asocian a la terraza intermedia, situada entre +3 y +4 metros, presentando continuidad total con la misma. Así, en muchas zonas, de una formación de bloques masivos con morfología de cono y fuerte inclinación, se pasa insensiblemente a otra con niveles de bloques, cantos y gravas incipientemente estructurada, menos pendiente. Por último, desde la anterior se pasa a la verdadera formación conglomerática de la terraza.

Los conos presentes en el río Peñalara ocupan el fondo de esta garganta y su granulometría y litología no difiere de los descritos. Su asociación con depósitos de fondo del canal parece implicar un funcionamiento más continuado y, por ello, difícilmente asociable a los de las generaciones descritas; únicamente puede aportarse como límite superior su disección por el canal actual, es decir, como pre-holocenos.

Carácter muy similar en cronología y materiales a los presentes en el río Peñalara, presentan los conos de los arroyos de la Víboras y Pedrona. En este caso hay que hacer mención especial a su continuidad evolutiva, de funcionamiento, ya que los materiales groseros del ápice, cortados por los canales actuales hacia las zonas inferiores, se asocian con conos de escaso recubrimiento que llegan a definir pequeñas navas.

5.4.7.5. *Glacis*

Son formas con una pendiente muy notable, dirigida hacia los cauces fluviales actuales y arrancando desde escarpes diversos: laderas, frentes de falla, cantiles fluviales, etc.

Asociados a los procesos de encajamiento inicial de la red hidrográfica, y degradando las morfologías previas, hay un conjunto de formas asociadas a la génesis de las vertientes glacis. Se trata de glacis de erosión, que disectan por igual a materiales cristalinos y sedimentarios de relleno presentes en la depresión del Lozoya.

Asociados a aquellos procesos de definición de la red hidrográfica y la génesis de las vertientes glacis, hay otro grupo de formas con estas características que presentan una delgada capa de materiales producto de la removilización del sustrato donde se desarrollan: se trata de glacis con depósito.

Finalmente, asociados al proceso de aterrazamiento y como consecuencia de la actividad de los fenómenos de arroyada sobre los escarpes que se dan frente a los cauces fluviales, se desarrolla un tercer tipo de estas formas. Se trata de los glacis-terrazas, es decir, formas mixtas entre los aluvionamientos del canal principal y la superposición de materiales tipo cono de deyección de los cauces afluentes.

5.4.7.6. *Terrazas y fondos de valle*

Estas formas, aunque sin gran desarrollo, quedan bien definidas tanto en la fosa o depresión del Lozoya como en la cuenca sedimentaria.

Aunque hay ciertas peculiaridades en cada caso, en conjunto pueden definirse los siguientes términos:

a. Aluvial-coluvial en fondos de valle y depresiones

Son depresiones alargadas, tipo nava, arroyos de escaso encajamiento, tramos de canales de circulación irregular, etc. definidos en el macizo cristalino. Presentan un fondo de depósito donde se mezclan materiales aluviales del funcionamiento de los canales (decantación y abandono de carga fina) y coluviales de arrastre de las vertientes por la arroyada. Estos procesos son funcionales en la actualidad.

b. Canales y fondos aluviales actuales

Se sitúan ocupando el lecho mayor y menor de los cauces actuales que, en muchos ríos y arroyos del macizo, presentan escasa diferenciación.

Se trata de canales generalmente rectilíneos sencillos, y con un régimen pluvial o pluvio-nival, con un estiaje marcado. Los depósitos aluviales ocupan la práctica totalidad del fondo del canal y se ajustan a la litología del sustrato con granulometrías

variables: cantos y bloques en el macizo, en ríos de dinámica torrencial, gravas en la mayoría restante y arenas y limos en los ríos de la cuenca.

En algunos tramos del macizo el fondo de torrenteras puede estar directamente sobre el sustrato.

c. Terrazas

Tercera terraza. Se sitúa entre 0,5 y 1 m sobre el canal y es la más generalizada en todos los ríos y arroyos. En muchos casos no es factible su separación, por lo que se unifica en la cartografía del conjunto formado por el canal y aluvial actual. Forma la llanura de desbordamiento y su litología es variable según las zonas, aunque por lo general presenta abundancia de material fino. Sin otra referencia que su posición se le puede asignar una cronología Holoceno actual.

Segunda terraza. Se sitúa entre +3 a +5 m sobre el canal actual. En el río Lozoya se asocia en su génesis con los conos de deyección de segunda generación y su litología es conglomerática, formada por bloques, cantos y abundante matriz tamaño grava y limo. Dentro de ella se define un pequeño subnivel situado a +1 m sobre el replano general. Su origen claramente fluvio-torrencial le otorga una notable inclinación a lo largo del canal.

Primera terraza. Se sitúa entre +6 a +10 m según la zona. En el río Lozoya se trata de una formación fundamentalmente torrencial, muy inclinada según el canal y eminentemente conglomerática con bloques, cantos y gravas. Aunque de una forma no tan clara como en la segunda terraza, también aquí parece asociarse con la génesis de los conos de deyección de primera generación.

5.4.8. Elementos gravitacionales

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 las laderas y los piedemontes, y de los que se excluyen los canchales que son asociados preferentemente al periglaciario.

Por lo general se trata de materiales de granulometría fina (tamaño limo y arena) que contiene 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). De forma más local, pueden reconocerse algunos depósitos de este tipo con mayor granulometría, cantos y bloques.

Junto a los coluviones cartografiados, debe señalarse la presencia en escarpes y laderas de toda la zona de un débil cobertera formada por procesos y materiales mixtos entre: regolito removilizado-suelos depósitos de derrames o escorrentía no concentrada.

5.4.9. Elementos kársticos

Corresponden a pequeñas depresiones tipo dolina, definidas sobre material aluvial. Se trata pues, de un karst cubierto o aluvial, producido por la continuación o reactivación de funcionamiento del karst presente en los materiales carbonatados fosilizados por los depósitos aluviales en el valle del Lozoya.

En algunos puntos, la mayoría, son pequeños hoyos sin una actividad notable e incluso, en los presentes en la zona entre los Arroyos Umbria y Pedrosillo, sujetos a cierta duda en su origen. No ocurre así en los definidos sobre la primera terraza (zona del Molino de Briesca-Alberque del Arroyo Aguilar), pues en algunos llega a aflorar la roca carbonatada y presentan fuertes colapsos.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos de esta Hoja corresponden a los metasedimentos que constituyen una serie reducida de afloramientos alargados, dispersos por toda la Hoja, que presentan su máxima extensión entre el stock de Rascafría y el collado de la Flecha. Estos materiales están representados por una serie de paraneises con intercalaciones de cuarcitas, mármoles y rocas calcosilicatadas. La edad de estas rocas es imprecisa, aunque se encuentran estratigráficamente situados bajo la discordancia Sárdica al igual que los materiales que afloran en el núcleo del Sistema Central (CAPOTE & FERNANDEZ CASALS, 1975; CAPOTE *et al.*, 1977). Estos autores entre otros, tienden a considerar a estos materiales como de edad Precámbrico superior, y los primeros, en su esquema de correlación, sitúan a los metasedimentos por debajo de la serie de Aldeatejada del dominio de Salamanca (MARTINEZ y NICOLAU, 1973) y de la parte alta de las capas del río Almiar (CAPOTE, 1971) y por encima de los neises glandulares de La Morcuera, que según ellos representarían un zócalo granítico precámbrico. No obstante, otros autores consideran a los neises glandulares como antiguos plutones graníticos que intruyen a los metasedimentos y metavulcanitas (WAARD, 1950; BISCHOFF *et al.*, 1973; BELLIDO *et al.*, 1981) o bien los consideran en parte como metavulcanitas y en parte como rocas plutónicas (NAVIDAD, 1978, 1979).

Una parte de este conjunto metasedimentario es posiblemente identificable con los metasedimentos asociados a la Serie Heterogénea (NAVIDAD & PEINADO, 1977) y equivalentes a las rocas del núcleo de Santa María de la Alameda (PEINADO, 1973) y a la Serie Fémica Heterogénea considerada en BELLIDO *et al.* (1981). Estos materiales, con base en la semejanza con los del norte del afloramiento metamórfico de El Escorial, serían según CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975) correlacionables con la Serie de Porto de MARTINEZ (1973) y con la Formación Buitrago inferior de FERNANDEZ CASALS (1976) y los términos inferiores de la Serie de Morille de

FERNANDEZ CASALS (1976) y los términos inferiores de la Serie de Morille de MARTINEZ y NICOLAU (1973), y con toda probabilidad tendrían una edad Precámbrica.

Estos metasedimentos corresponderían a un episodio de sedimentación de materiales detríticos finos en un medio tranquilo, posiblemente de plataforma somera, teniendo en cuenta las características sedimentológicas y la presencia de calizas estromatolíticas intercaladas entre ellos en el afloramiento metamórfico de El Escorial (CAPOTE *et al.*, 1981).

Formando parte del conjunto prehercínico se encuentra un importante volumen de rocas ígneas, compuesto fundamentalmente por ortoneises granitoides y algunas metabasitas. Con respecto a los ortoneises estos han sido estudiados por un gran número de autores en el ámbito del Sistema Central y han sido sometidos a interpretaciones relativamente diversas. Así entre otros WAARD (1950), BISCHOFF *et al.* (1973) PEINADO y ALVARO (1981) y BELLIDO *et al.*, (1981), consideran a los neises glandulares como antiguos granitos que intruyen en la serie metasedimentaria con posible participación volcánica; otros como FERNANDEZ CASALS (1976) y CAPOTE & FERNANDEZ CASALS (1975) consideran a los neises glandulares tipo Morcuera como un zócalo granítico precámbrico, existiendo otros como los de Hien-delaencina, Berzosa y Morcuera de origen volcánico y volcanosedimentario. Otros autores (NAVIDAD, 1978, 1979) distinguen entre estos neises un grupo heterogéneo, de carácter volcanosedimentario y otro homogéneo de posible carácter plutónico o subvolcánico.

Con respecto a la edad de los ortoneises existen algunos datos geocronológicos, en materiales similares en el cinturón Varisco europeo, tanto en la península como fuera de ella; así VIALETTE *et al.* (1986) obtiene por el método Rb/Sr edades que varían entre 470 y 500 m.a. para los ortoneises de los macizos de Prádena, Pedrezuela, Otero, Abantos y Antoñita, todos ellos en el Sistema Central. Otros autores, como BISCHOFF *et al.* (1986) en la región de Hien-delaencina (Sistema Central), ALLEGRET & IGLESIAS (1986) en las Islas Sisargas (Galicia), ALLEGRET (1983) y LANCELOT *et al.*, (1985) en Miranda do Douro, y LEVEQUE (1984) y LEVEQUE & LANCELOT (1985) en el macizo Central francés, ofrecen dataciones de entre 540 y 620 m.a. realizadas por el método U/Pb para estos neises, lo que parece estar más de acuerdo con las relaciones con los metasedimentos ordovícicos y preordovícicos observadas.

Con respecto a la evolución tectónica del Ciclo Hercínico, se han reconocido cinco fases de deformación, produciéndose las dos primeras en régimen tangencial, con desarrollo de una esquistosidad penetrativa y llegando a desarrollarse, al final de la segunda, cizallas dúctiles. Las tres últimas fases originan estructuras de repliegues de la esquistosidad, pudiendo generar localmente una esquistosidad de crenulación (principalmente la tercera fase) (Fig. 15).

La primera fase de deformación desarrolla una foliación S_1 representada en toda la región.

La segunda fase hercínica se encuentra a lo largo de bandas de cizalla y en relación con ella se genera una estructuración planolinear subparalela a los contactos litológicos, determinando una lineación marcada por el estiramiento de los fenocristales de feldespato, y agregados de biotita y sillimanita.

Entre S_1 y S_2 se observa un paso gradual que indicaría que las dos fases corresponden a un proceso continuo de deformación que culmina con el desarrollo de bandas de cizalla dúctil. Estas bandas de cizalla son importantes en esta región y suelen

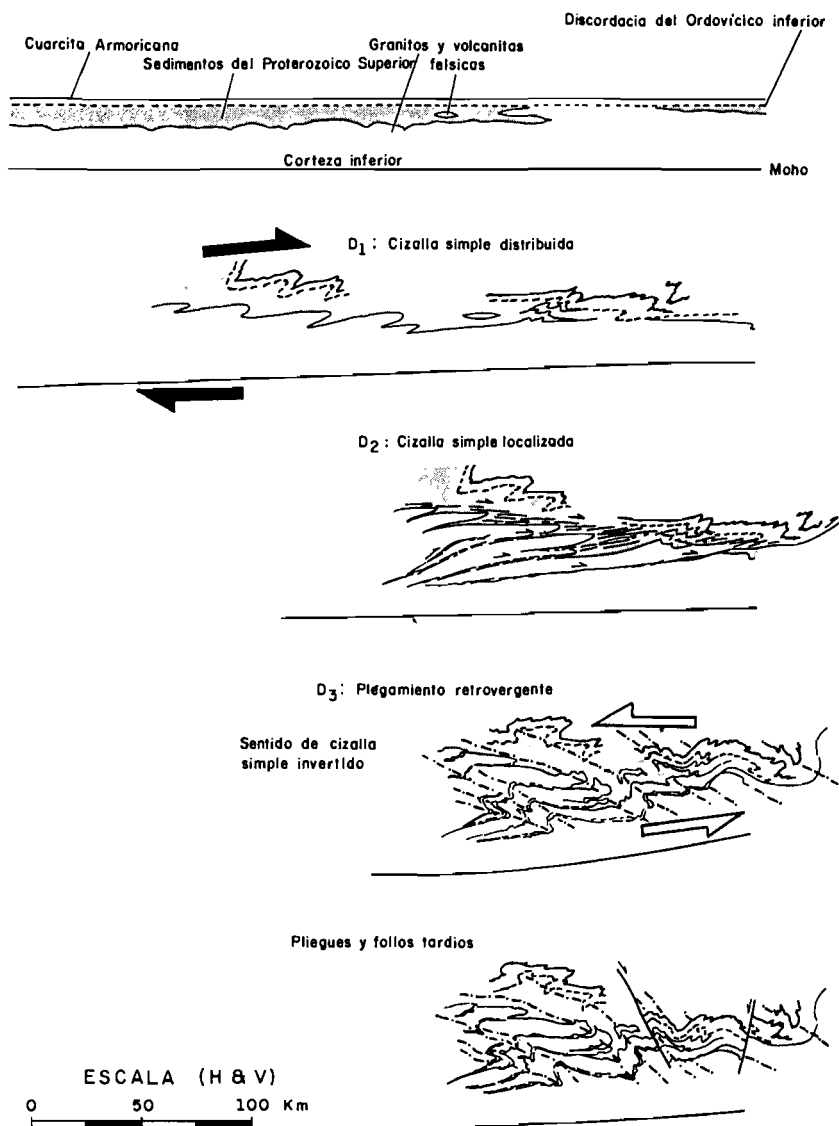


Fig. 15. Secuencia evolutiva para la deformación hercínica en la sierra de Guadarrama, según MACAYA *et al.* (en prensa).

incluir tanto ortoneises miloníticos, como pequeños cuerpos poco continuos de meta-sedimentos. El sentido de movimiento que se deduce indica un desplazamiento hacia el E y el NE y localmente al SE. En relación con la fase 2 se están produciendo en la cadena una serie de apilamientos de mantos, que se traducen en un importante engrosamiento cortical con el consiguiente aumento progresivo de la presión que sería el condicionante del desarrollo de la primera etapa metamórfica de presiones intermedias. En estadios más tardíos, cuando decrece la velocidad de engrosamiento, tiende a predominar el incremento de la temperatura sobre la presión, comenzando a desarrollarse los procesos de migmatización y las paragénesis de mayor temperatura.

La tercera fase de deformación da lugar a pliegues retrovergentes de dirección variable, siendo los más importantes a escala cartográfica los pliegues antiformales de Revenga. La S_3 se asocia en general a una crenulación que localmente puede ser muy penetrativa y que puede borrar totalmente la S_1 y la S_2 . Es durante esta fase y después de ella cuando la segunda etapa metamórfica de más baja y mayor temperatura adquiere un desarrollo más importante, produciéndose importantes procesos de migmatización que según las zonas pueden prolongarse con posterioridad a esta fase. Este cambio de régimen metamórfico se encuentra asociado a un incremento de temperatura y a una importante relajación de las presiones que posiblemente tiene su comienzo en relación con el cambio en las directrices de la compresión entre la segunda y la tercera fase y con descarga erosiva de la cadena.

Las fases cuarta y quinta originan pliegues que afectan suavemente a las estructuras anteriores y que en general no generan ninguna estructura penetrativa. La fase 4 es la responsable de algunas de las estructuras mayores cartografiadas y tiene una directriz norteada. Durante esta fase posiblemente ha comenzado en esta zona el emplazamiento de las rocas graníticas, observándose en algunas unidades plutónicas orientaciones deformativas asociables a las estructuras de la misma. También durante esta fase, en los niveles más profundos debían existir condiciones de migmatización, ya que se observan movilizados migmatíticos poco o nada afectados por la deformación y que en ocasiones se asocian a pequeños desgarres asociables a esta fase.

La fase 5 tiene una dirección aproximada E-O y sus efectos, al menos localmente, son de menor trascendencia que los de la fase precedente.

En relación con estas fases más tardías, se sitúan los principales procesos retro-metamórficos que afectan a los materiales considerados.

Con respecto a la evolución metamórfica de estos materiales, los datos apuntan a un carácter monocíclico ligado al desarrollo de la colisión herciniana. La existencia de granate rico en almandino así como de estauroлита y de distena, evidencia que existe una primera etapa metamórfica en régimen de presiones intermedias que sobrepasó las condiciones del punto triple del sistema andalucita-distena-sillimanita, con un carácter gradiente de 25 °C/km, al final de la cual se debieron alcanzar de 665-700 °C y 6-7 Kb. Este evento de presiones intermedias es seguido, entre el final de D_2 y momentos posteriores a D_3 , por una etapa posterior con formación de cordierita y sillimanita que indica unas condiciones de más baja presión. En esta etapa los materiales de esta zona estuvieron sometidos a presiones inferiores a las de la primera etapa y a temperaturas progresivamente superiores, alcanzándose la desestabilización de la moscovita y condiciones de migmatización, traspasándose el límite del grado alto, con unas condiciones probables para el pico térmico de 715 °C y menos

de 4,5 Kb y un gradiente de unos 50 °C/km al final de esta etapa (VILLASECA, 1983). Estos eventos y tipo de evolución metamórfica coinciden con los modelos propuestos para el Sistema Central por FUSTER *et al.* (1974). La edad de estos procesos se considera como hercínica por la mayoría de los autores que han tratado la problemática del Sistema Central. No obstante, CASQUET & NAVIDAD (1985), consideran que los materiales de la Serie Fémica Heterogénea podrían ser polimetamórficos y que el primer evento metamórfico de alta presión y temperatura llegaría a alcanzar condiciones de eclogitas-granulitas. Según estos autores este evento no parece afectar a los ortoneises graníticos que con base en las dataciones de VIALETTE *et al.* (1986) tendrían edades Ordovícico inferior-Cámbrico superior.

La evolución metamórfica retrógrada se caracteriza por moscovitizaciones y transformaciones minerales en grado medio, seguidas de transformaciones de bajo grado (cloritizaciones, pinnitizaciones y sericitizaciones).

Las relaciones del metamorfismo con la deformación ponen de manifiesto que los minerales asociados a la etapa de más alta presión (granate y distena) se encuentran rodeadas por la esquistosidad principal de segunda fase, lo que indica que serían anteriores o precoces con respecto al desarrollo de esta estructura.

Con respecto a la cordierita, la interpretación de sus relaciones es más complicada, ya que si bien se localiza preferencialmente asociada a los planos de esquistosidad, se observa que está creciendo sobre los minerales que la definen (biotita y sillimanita) y si bien los nodulitos cordieríticos se encuentran alineados, este mineral no presenta un fuerte estiramiento, y las orientaciones pueden estar relacionadas con la lineación de tercera fase.

La presencia de nódulos cordieríticos en movilizados que interrumpen a la esquistosidad e incluso a estructuras de la tercera fase, evidencian que la blastesis de este mineral se prolongó hasta etapas muy tardías.

En el caso de la sillimanita, se observa que este mineral se encuentra en gran parte en los planos de esquistosidad y con una marcada lineación coincidente con el estiramiento de la segunda fase. También se encuentra a favor de planos de esquistosidad de crenulación de la tercera fase y en micropliegues de esta misma fase en haces polygonizados, lo que indica que las condiciones de blastesis de este mineral se han prolongado durante la segunda y la tercera fase.

Las condiciones migmatíticas parecen alcanzarse claramente durante el desarrollo de la segunda fase con la formación de migmatitas bandeadas. Estas condiciones persistirían hasta momentos muy tardíos, ya que se observa que las nebulitizaciones y los movilizados cortan y aíslan a micropliegues de fase 3 y que se producen fusiones parciales a favor de desgarres de fase 4 en las zonas profundas.

Los procesos de retrogradación se inician en un período tardío pero dependiente de la profundidad de las zonas, pudiendo extenderse desde etapas intermedias a tardías de la cuarta fase, siendo de destacar la intensidad de las retrogradaciones en algunas zonas de cizalla.

Con posterioridad a la cuarta y quinta fases deformativas se desarrolla una importante red de fracturación que en ocasiones está relacionada con procesos de inyección filoniana tardihercínica. La edad de estas etapas es difícil de precisar a nivel local, pero para el conjunto del Macizo Hespérico es razonable suponer una edad límite Estefaniense-Pérmico.

El análisis de esta fracturación permite diferenciar dos etapas. La primera es la denominada etapa Malagón en la que se producen fallas de dirección próxima a E-O.

En un primer momento distensivo de esta etapa se emplazarían los diques de pórfido, con dirección E-O, evolucionando posteriormente a un episodio compresivo en el que se generan desgarres. Esta etapa es seguida por la definida como Hiendelaencina por DE VICENTE *et al.* (1986) y en ella se distinguen unos primeros episodios en los que se producen desgarres frágiles normales dextrales con dirección N10-30° E y sinestrales con dirección N70-90°E. En relación con esta etapa se produjo el emplazamiento de la mayor parte de los diques de cuarzo.

En relación con la orogenia alpina se diferencian tres etapas, en relación con las cuales se produce la compartimentación y formación de las cuencas y la elevación de los bloques del Sistema Central.

La primera es la etapa Ibérica, a la que corresponde un compresión según N45-55° E con movimientos de desgarre casi puro. Esta etapa es anterior al relleno arcóxico de las fosas terciarias y su edad posiblemente Oligoceno-Mioceno inferior.

La segunda etapa, denominada etapa Guadarrama, es la mejor desarrollada y corresponde a la misma comprensión regional que generó las últimas estructuras transversas de la cordillera Ibérica según CAPOTE *et al.*, (1987) y que podría correlacionarse con las últimas deformaciones en la cordillera Bética, durante la cual los esfuerzos compresivos se transmitieron en la dirección NO-SE. A esta etapa se asocian fallas inversas con direcciones entre N20 y N70° E con buzamientos bajos, así como fallas de similar orientación de desgarre inverso con buzamientos mayores, y sistemas de desgarres normales con direcciones N110° E y N180° E con buzamientos altos. Durante esta etapa se producen en los materiales mesozoico-cenozoicos algunos pliegues en rodilla por adaptación de los mismos al movimiento de fracturas del zócalo.

En relación con esta compresión tuvo lugar el levantamiento general de los bloques hercínicos y su edad se puede fijar como intramiocena en función de las edades observables en el registro sedimentario de las depresiones del Duero y el Tajo.

A continuación se produce la etapa Torrelaguna que da lugar a desgarres normales con dirección de compresión algo más norteadada.

Finalmente, durante el Mioceno superior-Cuaternario se producen desgarres normales norteados, que afectan a estos materiales.

Con respecto a las rocas plutónicas hercínicas se observa que en esta Hoja las más antiguas corresponden a los leucogranitos de Torrecaballeros, que están deformados y parecen haber intruido desde sin a post D₂. Posteriormente intruyen una serie de cuerpos graníticos en relación con la D₄, que presentan cierta orientación deformativa norteadada, como las adamellitas de tipo Otero de Herreros y los leucogranitos de tipo La Losa. Finalmente, posterior a la D₄ intruye varios cuerpos graníticos, que no presentan deformación como las adamellitas granodioritas de tipo Segovia, las adamellitas biotíticas de Rascafría, las adamellitas cordieríticas de las canteras de Segovia, las adamellitas porfídicas de La Granja y los leucogranitos aplíticos de Peñalara.

Otro grupo litológico está constituido por las rocas episieníticas que corresponden a bandas de transformación postmagmática que afectan a rocas graníticas en relación con algunas zonas de fractura. Estas transformaciones pueden ser de edad bastante tardía, pero también pueden asociarse a procesos tardi-postmagmáticos relacionados con la evolución de algunas unidades plutónicas.

La actividad filoniana está representada por un conjunto variado de aplitas, microdioritas, pórfidos graníticos y monzoníticos y diques de cuarzo. De todo el conjunto

filoniano, las manifestaciones más tardías corresponden a los pórfidos monzoníticos y a los diques de cuarzo.

Las intrusiones de algunos plutones graníticos tardi y postcinemáticos como los de Otero de Herreros, Segovia, Rascafría y La Granja determinan la superposición de una serie de efectos metamórficos de contacto poco vistosos debido al alto grado del metamorfismo regional y que se suelen traducir en recrystalizaciones y blastesis de andalucita y cordierita sobreimpuestas a las paragénesis regionales, en condiciones de unos 675 °C y 2 Kb.

Los materiales de naturaleza distinta a la ígnea y metamórfica están representados por sedimentos carbonatados de edad Cretácico superior y por depósitos terrígenos terciarios y cuaternarios.

Los sedimentos cretácicos se sitúan principalmente en el ángulo NO de la Hoja y con escasa extensión en la Fosa del Lozoya.

Durante el Turoniense superior-Coniaciense se inicia, en esta Hoja, una etapa transgresiva marina, cuyo resultado es la instalación de una plataforma continental de carácter mixto siliciclástico y carbonatado, que caracteriza esta etapa en la región. Así, se depositan materiales detríticos que tienen carácter de «Facies Utrillas», representadas por la formación «Arenas y arcillas de Segovia». Posteriormente a la sedimentación se produce una emersión de los depósitos, durante la cual se producen toda una serie de procesos freáticos, vadosos y edáficos, que dan lugar a caolinización, cementaciones silíceas y formación de costras ferruginosas. El tiempo que dura esta emersión es difícil de calcular, pero debió de ocurrir al final del Coniaciense medio hasta el Coniaciense superior.

Posiblemente durante el Coniaciense se produce una nueva transgresión marina, que deja como testigo de su presencia una formación carbonatada de escaso espesor, la cual tiene un color rojo característico. De nuevo se produce una regresión del mar y los sedimentos anteriores sufren procesos edáficos. El tiempo que dura la regresión no resulta fácil de precisar, pero todavía en el Coniaciense tenemos de nuevo instalado el mar en esta región.

Durante el Coniaciense, la sedimentación tiene caracteres propios de plataforma continental carbonatada. En esta plataforma se darían situaciones de fuerte energía, producida por tormentas y corrientes mareales. Al finalizar el Coniaciense, el mar se retira quedando emergidos los sedimentos. Esta emersión dura hasta el Santoniense terminal.

En el Santoniense la nueva transgresión marina se hace con una energía mayor, avanzando hacia el oeste más que las anteriores; las formaciones infrayacentes sufren durante el periodo de emersión un proceso erosivo muy fuerte y sobre ellas se instala una vez más una plataforma continental carbonatada. En esta plataforma, que está dominada por corrientes marinas, se produce la instalación de colonias de rudistas que llegan a formar cuerpos arrecifales tipo *patch*.

La permanencia del ambiente marino continúa a lo largo del Santoniense, si bien hay un espacio de tiempo, durante el cual se produce el tránsito del miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria» al miembro «Dolomías de Montejo», en que se nota una influencia continental, manifestada por depósitos de marismas.

El tránsito del Santoniense al Campaniense quizá esté ligado a una etapa de emersión, pero no es seguro. Lo que sí es cierto es que durante el Campaniense continúa instalado el mar, ahora bien, las condiciones sedimentarias son diferentes, pues

es un ambiente poco energético, somero carbonatado y árido, ya que se depositan sulfatos, pudiendo haberse formado *sebkhas* (salobres) en zonas muy someras.

Al final del Campaniense se vuelve a producir emersión, durante la cual la formación depositada «Dolomías y margas del valle de Tabladillo» sufre una karstificación, que en el área de Torrelaguna es muy intensa.

Tradicionalmente se ha considerado, sobre todo en lo que hoy es la cuenca del Duero, que el ciclo cretácico concluía con la sedimentación de la formación «Dolomías y margas del valle del Tabladillo»; sin embargo, posiblemente esto no sea así, sino que la sedimentación cretácica continúa a lo largo del Maastrichtiense, pudiendo prolongarse el ciclo hasta la base del Paleógeno.

Los materiales que se encuentran en esta etapa final del Cretácico son detríticos siliciclásticos al norte de la sierra y detríticos y sulfatados al sur de la misma. El área fuente de los sedimentos continúa siendo el zócalo antiguo, desprovisto de cobertera mesozoica, como ocurría en anteriores episodios detríticos regionales: formación «Arenas y arcillas de Segovia» y formación «Arenas de Carabias».

Por tanto, la deposición 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 dominantes durante el anterior período Cretácico.

El cambio morfotectónico y también posiblemente climático sustancial se produce con el emplazamiento del ciclo Eoceno-Oligoceno. El muro de estos 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 levantamientos importantes en la zona, con la erosión del cretácico depositado sobre ese área.

Hacia techo los materiales polimícticos son sustituidos por otros de naturaleza exclusivamente arcósica o litoarenítica, señalando la escasa potencia de los sedimentos cretácicos. 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 de edad Cretácica. 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.

Los sedimentos de edad Eoceno-Oligoceno se depositan mediante abanicos aluviales, durante un período de clima árido. Estos abanicos tienen unas direcciones de desplazamiento y una dispersión de facies que no están de acuerdo con las direcciones morfotectónicas de la sierra de Guadarrama, ya que estos tienen direcciones que chocan contra la sierra, estando además afectados por las fallas inversas que la limitan.

Desde el Ramblense al Vallesiense (Mioceno inferior-medio) se realiza la sedimentación, mediante abanicos aluviales, de un gran volumen de materiales con litología y granulometría variada. En ellos las direcciones de paleocorrientes, así como la distribución de facies, concuerdan con las direcciones morfotectónicas de la sierra de Guadarrama. De ello se deduce que su génesis está relacionada con la etapa más importante de la elevación de la sierra. La secuencia sedimentaria de los materiales

es negativa, es decir, aumenta de energía hacia techo, por lo tanto los sedimentos más gruesos progradan sobre los sedimentos más finos que ocupan una posición más basal. Estos depósitos se encuentran con iguales características tanto en la cuenca del Duero como en la del Tajo; en ambas cuencas las cabeceras de los abanicos están cerca de la sierra y se desplazan en sentido opuesto a la misma, manifestando un aumento de energía hacia techo. El área madre donde tienen su cabecera los abanicos influye en la litología de los mismos.

Es posible que la edad de estos sedimentos llegue hasta el Vallesiense inferior, ya que las calizas de los páramos, de edad Vallesiense superior, en áreas fuera de la Hoja, probablemente descansan sobre facies distales de los abanicos.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

7.1. MINERIA Y CANTERAS

Las manifestaciones metálicas en la Hoja no son muy abundantes, existiendo algunos indicios muy diversos, localizados en distintas zonas. Un indicio de hierro se encuentra localizado en Hontoria¹ (X=563,0; Y=701,6). Un indicio de plomo, de morfología desconocida, relacionado con sulfuros y combinaciones afines, está localizado en Espirido (El Pontón) (X=570,0; Y=708,7), y un indicio de oro nativo en Rascafría (Matalobos X=583,0; Y=699,0). Los indicios de silicatos se localizan en la zona SO de Segovia, asociados al contacto del neis con el Terciario detrítico. En el término municipal de Segovia existe un indicio de feldespatos (X=563,6; Y=702,8) con unas reservas productivas pequeñas y dos indicios de caolín (X=564,0; Y=702,2) y (X=563,7; Y=701,3).

Ubicadas en el término de Rascafría, existieron concesiones de explotación denunciadas para: Plomo (Mina Hubertina, 1918) en el paraje Raso Gamonal de 10 Ha.; Hierro (Mina Ricardito, 1916) en el paraje de Valhundillo (coord. U.T.M. X=424.650; Y=4.530.223) de 20 Ha. y para lignito (Mina Solita Carbonera, 1899) en el paraje de Majada de Junta Arroyos (coord. U.T.M. X=421.975; Y=4.530.899) de 24 Ha de extensión (Archivo Histórico IGME., 1981).

¹ Salvo otra indicación, las coordenadas expresadas son Lambert.

La zona de Rascafría presenta indicios de estaño-wolframio en el denominado skarn del Carro del Diablo. Es un tipo formado por intercalación hidrotermal tardi y postmagmática entre los mármoles dolomíticos y la parte apical del stock granítico de Rascafría-El Paular, aunque también están afectados por la alteración del propio granito y algunos leuconesises (CASQUET y TORNOS, 1984). El skarn sobre mármoles es de tipo magnésico con contenidos bajos en hierro, el Sn vinculado al skarn magnésico se presenta como estannina (skarn en venas) o casiterita (skarn laminar). Así mismo son frecuentes los sulfuros asociados a la etapa de temperatura media (pirrotina, calcopirita, esfalerita, loellingita, arsenopirita). Los leuconesises se transforman en albititas, sobre las que crecen venas y nódulos de minerales de skarn con zonaciones correlacionables con la de los mármoles.

El granito muestra valores de Sn normales, mientras que se encuentra enriquecido en W, respecto a los contenidos medios de granitos de dos micas. El enriquecimiento en W se debe relacionar con la actividad hidrotermal, prueba de la cual son las cavidades miarolíticas con rellenos pegmatíticos de moscovita y cuarzo. En el skarn en venas domina claramente el W sobre el Sn el primero mayoritariamente en la scheelita y el segundo en las estannina, pareciendo existir una correlación inversa entre ellos.

Parece, pues, que el contenido de Sn y W en el skarn es el resultado de la superposición de dos evoluciones destinadas y hasta cierto punto independientes de los fluidos hidrotermales; la primera concentradora de Sn (vinculada al skarn magnésico) y la segunda de W (en relación con las recurrencias cálcicas). Existen además otros skarnoides, que se observan en la ladera E del macizo de Peñalara, dentro del área de influencia del granito. Los más interesantes son los de la laguna de Los Pájaros, sobre rocas de silicatos cálcicos, y los que jalonan el valle del Arroyo del Artiñuelo, asociados a los boudines de mármoles dolomíticos con rocas de silicatos cálcicos, iguales a los del Carro del Diablo.

La actividad de las canteras de la Hoja está centrada principalmente en las arenas de la serie Cretácica y en el granito, aunque también se explotan neises y arcillas. Se relacionan a continuación los diferentes materiales explotados, así como las características, usos, ubicación, etc.

Arenas para vidrio, fundentes y otros usos. Los núcleos con mayor número de canteras están situados al N de Segovia sobre la serie Cretácica, con una buena producción total anual de las canteras actualmente activas. Estas arenas son extraídas con la ayuda de palas mecánicas; a continuación se suele efectuar un cribado y un lavado de la arena, para separar los diferentes tamaños de grano y eliminar la fracción arcillosa.

Por su alto contenido en sílice la utilización de estas arenas es muy amplia; se utilizan principalmente en la industria del vidrio, también en la industria cerámica, elaboración de lozas y porcelanas, fabricación de material refractario, detergentes y abrasivos, *gravel packing* en sondeos de agua, etc. Debido a su amplia gama de utilización y a la escasez de materiales con estas características, estas arenas alcanzan una elevada cotización. Las explotaciones son de medianas a grandes, con los problemas propios existentes en toda la serie Cretácica: en el techo se encuentran las margocalizas del Cretácico superior, que pueden derrumbarse si la extracción profundiza en el estrato de la arena, quedando sin base las calizas.

Arenas para construcción. Se extraen arenas para este fin principalmente del Mioceno, aunque también se explotan en el Cretácico existente al sur de Segovia. Dada

la íntima relación que existe entre la arcilla y la arena, algunas de las canteras explotan la arena y la arcilla indistintamente. Las explotaciones se realizan a cielo abierto, con unas reservas de pequeñas a medianas según los casos.

Arenas silíceas. Existe un yacimiento abandonado en Rascafría con unas pequeñas reservas localizando en arenas de facies Utrillas que se sitúan de forma discordante sobre los materiales hercínicos infrayacentes; se trata de arenas silíceas con niveles de cantos de cuarzo y/o cuarcita que frecuentemente presentan matriz de caolín; aparecen buzando al NO (valle del Lozoya) y a menudo recubiertas por niveles de calizas margosas y/o arenosas.

Granito. Se localizan las explotaciones de granito en dos áreas concretas de la Hoja: sector de Segovia, de 19,30 km² (Coord. geogr. X= 403'13"; 406'30", Y= 40056'50"; 40059'05") y el sector de Valsaín de 32,5 km² (X= 3058'44"; 4002'20"; Y=40050'04", 40054'34") (IGME, 1985).

En el sector de Segovia se explota un granito biotítico equigranular gris oscuro de grano fino, con algún dique aplítico pequeño, que presenta gran homogeneidad, tanto mineralógica como texturalmente y de color. No muestra ningún tipo de alteración superficial, lo cual permite extraer bloques de tamaño comercial (2 m³). Actualmente existen en el sector dos explotaciones activas y tres inactivas, utilizándose el granito de fabricación de placas pulidas (uso ornamental). Este granito es conocido comercialmente con la denominación de «Gris Segovia»; aflora mal en el sector estando una mayor parte cubierto por suelos poco potentes, explotándose las canteras por debajo del nivel del suelo.

En el sector de Valsaín existen dos zonas de posible interés, una correspondiente a un granito gris con feldespato de color salmón y presencia de bandas sieníticas asociadas a fracturas mayores, con una dirección media de N30° E que se caracteriza por una cierta heterogeneidad de la facies granítica y tamaño de extensión media, mostrando el diaclasado un espaciado que permite extraer bloques de tamaño comercial.

El otro punto de interés se encuentra en las inmediaciones de la ctra. Nacional 601. Se trata de una cúpula granítica prácticamente sin fracturas. Es un granito biotítico de grano grueso y color gris claro.

Esta zona presenta el inconveniente de un bosque de pinos así como ser una reserva ICONA en el Sector.

Arcillas. Las arcillas se presentan en el Cretácico inferior junto con margas abigarradas, por encima de los niveles de arenas silíceas. Las arcillas tienen colores grisáceos amarillentos, y las explotaciones se sitúan principalmente al sur de Segovia, entre el ferrocarril y la carretera que une las localidades de Hontoria y Madrona, y se emplean para la fabricación de productos cerámicos (ladrillería). Son arcillas limosas y arenas arcillosas, donde el principal componente es el cuarzo, siendo el resto esencialmente caolinita. Por regla general, las reservas estimadas son grandes.

Cerca de Valseca existe en afloramiento de arcillas del Mioceno cuyas características son algo diferentes a las anteriormente descritas. Son arcillas compuestas por una arena cuarzo-feldespática grosera. La fracción fina se enriquece en materiales de la arcilla, cuyos componentes esenciales son illita y montmorillonita. Tienen unos colores abigarrados, y debido al gran porcentaje de fracción arenosa, son escasos los afloramientos de interés económico en cuanto a arcillas se refiere.

Neis. Es una de las rocas más abundantes en la superficie de la Hoja. Las explotaciones se localizan al SO de Segovia, y a pesar de la abundancia de este material

se emplea únicamente como árido de trituración. Existe una cantera activa al N de Hontoria (El Quijo), cuyas dimensiones y reservas son grandes, con planta de machaqueo y criba al pie de la misma. También existen indicios con un potencial básico explotable, repartidos por todas las zonas de afloramiento de la Hoja, que varían desde ortoneises glandulares, de color gris oscuro y grano medio-grueso con ocelos constituidos por feldespatos (2-5 cm) subidiomorfos o bien con formas elípticas; en general el tamaño de bloque a extraer oscila en torno al m³, en todos los yacimientos.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

La superficie de la Hoja pertenece en su mayor parte a la cuenca hidrográfica del Duero, aunque la zona O, coincidiendo con el límite provincial de Madrid, pertenece a la cuenca hidrográfica del Tago.

La zona correspondiente a la cuenca del Duero está comprendida en el denominado Sistema Acuífero N° 11, Terciario detrítico de dicho sistema y el sustrato granítico-paleozoico. Este último está constituido por la estribación nororiental del Sistema Central. El granito aflorante es, por lo general, de grano grueso, con abundancia de biotita y feldespato, atravesado a veces por diques de pórfido, aplitas y pegmatitas; los neises y ortoneises glandulares con fracturación muy densa constituyen, junto a los granitos, el mencionado sustrato. Hidrogeológicamente se considera impermeable, si bien pueden existir pequeños acuíferos localizados en fracturas, que pueden ser utilizables para cubrir demandas muy pequeñas, dado el escaso caudal, siendo la calidad de las aguas excelente.

Sobre el zócalo paleozoico y discordante con él, se encuentran los materiales mesozoicos, principalmente los sedimentos cretácicos, que son los que presentan mayor interés dentro del Sistema Acuífero N° 11. Las características hidrogeológicas de los diferentes tramos constituidos, de muro a techo son:

- Facies Utrillas, constituida por una alternancia de arcillas y arenas de porosidad intergranular, de baja permeabilidad en conjunto, debido a la heterometría de grano, pero que puede ser importante como transmisora por percolación.
- Areniscas y dolomías basales, con muy buenas perspectivas hidrogeológicas y de comportamiento bastante irregular, dependiendo de los espesores de las areniscas y de los tramos calizo-dolomíticos.

Presentan posibles problemas de arrastres de arenas en la explotación, procedentes de la disolución del cemento de las areniscas de las que proceden.

- Tramo dolomítico, sobre el anterior y concordante con él, aparecen una serie de dolomías en bancos potentes, muy homogéneas y karstificadas. Su potencia disminuye de N a S e hidrogeológicamente es muy interesante cuando está saturado.

El Terciario detrítico se encuentra discordante sobre las formaciones inferiores, cubiendo indistintamente a cualquiera de ellas. Los niveles de arenas, que constituyen los niveles más permeables, están dispuestos lentejonamente, con dimensiones variables tanto horizontal como verticalmente. La potencia del Terciario es variable según las zonas y de acuerdo con la disposición del zócalo. La transmisividad de este acuífero es más bien baja y la recarga se produce por infiltración del agua de precipitación, y en algunas zonas, por aporte lateral del acuífero mesozoico y también por el retorno de riesgos con aguas superficiales. La calidad del agua se puede conside-

rar que es conveniente para consumo humano y apta para su utilización en regadío, de una gran uniformidad en todo el sistema, estando muy poco mineralizada.

Los materiales cuaternarios, hidrogeológicamente constituyen acuíferos libres, susceptibles de ser explotados con pozos de poca profundidad, pero carecen prácticamente de reservas.

La zona correspondiente a la cuenca del Tajo, forma parte de las unidades hidrogeológicas consideradas para la provincia de Madrid: sustrato granítico-paleozoico, cuya características coinciden con las ya mencionadas para la Cuenca del Duero y las calizas mesozoicas del borde del Guadarrama (AGUILO, M., (1983). Esta última unidad hidrogeológica, con una extensión en esta cuenca de 25 km², ubicada en la Fosa del Lozoya, forma parte del Sistema Acuífero Nº 17 de la cuenca del Tajo. Se trata de una serie de formaciones cretácicas que descansan directamente sobre el zócalo paleozoico.

Las características hidrogeológicas de este acuífero son similares a las expuestas en la cuenca anterior, constituyendo el mejor acuífero el tramo compuesto por calizas margosas y dolomías cristalizadas de espesor variable, dada su alta permeabilidad debida al fuerte grado de karstificación que presenta.

8. BIBLIOGRAFIA

- AGUILO ALONSO, M. (editor) 1983. «El agua en Madrid». Diputación de Madrid. 250 págs. y plano.
- ALBERDI, M. T.; HOYOS, M.; MAZO, A. V.; MORALES, J.; SESE, C. & SORIA, D. (1985). «Biostratigrafía, paleoecología y biogeografía del Terciario de la provincia de Madrid». En: M. T. ALBERDI (coord.): *Geología y paleontología del Terciario continental de la Provincia de Madrid*. Mus. Nac. Cc. Nat. CSIC; 99-105.
- ALIA MEDINA, M.; MENENDEZ AMOR, J. & VIDAL BEX, C. (1957). «Guadarrama Massif de Peñalara». *Liviet Guide de l'excursion C₃ et C₄*. V Congr. Intern. INQUA, Madrid-Barcelona.
- ALLEGRET, A. (1983). In «Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Peninsule Iberique». A. ALLEGRET & M. IGLESIAS PONCE DE LEON» «11ème Réunion des Sciences de la Terre». Clermont-Ferrand, 1986. *Soc. Géol. Fr.* Ed. Paris.
- ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M. (1983). «Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Peninsule Iberique». *II Réunion des sciences de la Terre*. Clermont-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.; MELENDEZ, A. & SALOMON, J. (1982). 7. Cameros-Castilla. In: *El Cretácico de España*. Univ. Comp. Madrid.: 345-456.
- ALONSO MILLAN, A. & MAS, J. R. (1977). «Evolución sedimentológica de la Unidad media detrítico-terrigena del Cretácico de la sierra de Pradales (N. de la prov. de Segovia)». *Est. geol.* 33 (6): 517-569.
- ALONSO MILLAN, A. & MAS, J.R. (1982). «Correlación y evolución paleogeográfica del Cretáceo al norte y sur del Sistema Central». *Cuad. Geol. Iber.* 8:145-166.
- ALVAREZ LOBATO, F. (1982). «Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva». *Temas Geol. Min.* 6 (1):87-108.
- ALVAREZ LOBATO, F.; GONZALEZ LODEIRO, F. & MARTIN PARRA, L.M. (1988). «Las deformaciones hercínicas tardías en la región de Santa María la Real de Nieva (Sistema Central español)». *Geogaceta* 5, pp. 34-36.
- APARICIO, A.; CASQUET, C. & BARRERA, J. L. (1973). «Petrogénesis del stock granítico tardicinemático de Rascafría-El Paular (Sistema Central español)». *Estudios Geol.* 24, 479-487.
- 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.; GARCIA CACHO, L. & SANTOS, V. (1983). Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central Español. *Est. geol.* 39:271-306
- ARENS, R.; FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GIL IBARGUCHI, J.I.; GONZALEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARQUINEZ, J.; MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; ORTEGA, E.; PABLO MACIR, J.G.; DE PEINADO, M.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la zona de Galicia. *Tvas. Montes II. Cang. Geol. España. Simposio sobre Cinturones Orogénicos*, 75-84.
- ARRIBAS, M.E.; DIAZ, M.; LOPEZ, N. y PORTERO, J.M. (1983). El abanico aluvial paleógeno de Beleña de Sorbe (Cuenca del Tajo). Facies, relaciones espaciales y evolución. *10 Congr. Nac. Sed.* Menorca: 134-139.
- ASENSIO, I. & SANCHEZ CELA, V. (1968a). Consideraciones sedimentológicas sobre la formación detrítica albense de la provincia de Segovia. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 66(3):195-205.
- ASENSIO, I. & SANCHEZ CELA, V. (1968b). 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). «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. (1980). Estudio del metamorfismo de contacto producido por la intrusión del plutón granítico de la Cabrera (Sistema Central español). *Est. geol.* 36:85-92.
- 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. & SOLE SABARIS, L. (1954). «Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central española». *C.S.I.C. Inst. Juan Sebastián Elcano*, 87 p.
- BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K. & WALTER, R. (1973). «Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien)». *Münst. Forsch. Geol. Paläont.* 28-275.
- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. & BAUMANN, A. (1986) «Uranium-lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain». *Abstract of the Internat. Confer. on Iberian terranes an their Reg. correlation*. Oviedo, pág. 39, Libro de Abstract.
- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. & BAUMANN, A. (en prensa). «Uranium-lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain». *Intern. Conf. Iber. Terranes Proj.* 233:39.
- BRANDEBOURGER, E. (1984). *Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne) Petrographie et géochimie*. Tesis Doctoral Univ. Lorraine, 209 p.
- BUTZER, K.W. & FRANZLE, O. (1959). «Observations on pre-würm glaciation of the Iberian Peninsula». *z.f. Geomorphologie*, N.F. Bd. 3, 1:85-87.
- 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». *Tecnitterae*. 51:32-42.
- CAPOTE, R. (1971). *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila*. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid.: 1-289.
- 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. I.G.M.E.
- CAPOTE, R. (1985). «Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica pre-hercínica y hercínica». *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79(4):511-522.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. & FERNANDEZ CASALS, M. J. (1981). «La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central español». *Cuad. Geol. Iber.* 7:455-470.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. & FERNANDEZ 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.; FERNANDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VEGAS, R. (1977). «The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif». *Est. geol.* 33 (4):343-356.
- CAPOTE, R. & FERNANDEZ CASALS, M. S. (1975). «Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. Min.* 86(6):581-596.
- CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M. J.; GONZALEZ LODEIRO, F. & IGLESIAS, M. (1977). «El límite entre las zonas asturoccidental-leonesa y galaico-castellana en el Sistema Central». *Bol. Geol. Min.* 88(6):517-520.

- CAPOTE, R.; PEREJON, A. & VILAS, L. (1981). «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 Avila». *Est. geol.* 24:181-189.
- CAPOTE, R.; GONZALEZ CASADO, J. M. & DE VICENTE, G. (1987). «Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central, del Sistema Central ibérico». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 11, 305-314.
- CARANDELL, J. (1914). «Las calizas cristalinas del Guadarrama». *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* 8:1-69.
- CASAS, J.; LEGUEY, S. & RODRIGUEZ, J. (1975). «Kaolinite evolution in the Albian and Oligocene sediments in the Northern border of Guadarrama Mountains (Segovia, Spain)». *Travaux du Comité Int. pour l'étude des Bauxites, l'alumine et d'aluminium (ICSOBA)*. 13:91-101.
- CASQUET, C. (1986). «C-O-H-N fluids in quartz segregations from a major ductile shear zone: The Berzosa Fault, Spanish Central System». *Jour Met. Geol.* 4:117-130.
- 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.
- CASQUET, C. & TORNOS, F. (1981). «Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto valle del Lozoya (Sistema Central español)». *Cuad. Geol. Ibé.* 7:135-150.
- CASQUET, C. & TORNOS, F. (1984). «El skarn de W-Sn del Carro del Diablo (Sistema Central español)». *Bol. Geol. Min.* 95(1):58-79.
- 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.; PEDRAZA, J. & ORTEGA, L. I. (1983). «Estudio geomorfológico del relieve de la sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glacial». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol.* 81 (3-4):153-171.
- CORTAZAR, D. de (1891) «Descripción física y geológica de la provincia de Segovia». *Bol. Inst. Com. Mapa. Geol. Min. Esp.* 17:3-234.
- DAVIS, W. M. (1899). «The geographical cycle». *Geographical Journal*, 14:481-504.
- DEBON, F. & LE FORT (1983). «A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and their associations». *Trans. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci.* 73, pp. 135-149.
- DE LA ROCHE, H. (1976). «Sur la contribution des données chimiques à une systématique générale des roches ignées. Avec, en appendice "A diagram for a chemical classification of igneous rocks referred to their mineral content"». *Scie. de la Terre* 23, pp. 17-35.
- DE LA ROCHE, H.; STUSSI, J. M. & CHAURIS, L. (1980). «Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de correlations geoquímiques appuyés sur une banque de données (Implications pétrologiques et métallogéniques)». *Sci. de la Terre*, 84:5-121.
- DE VICENTE, G. (1988). *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid.

- DE VICENTE, G. & CARBO, A. (1986). «Localización de fallas neotectónicas en el borde sur del Sistema Central (zona Tamajón)». *Rev. Mat. Proc. Geol.* 4.
- DIEZ BALDA, M. A. (1982). *El complejo esquistograuváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca*. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 1-279.
- DIEZ BALDA, M. A. (1986). «El complejo esquistograuváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca». *Acta Salmanticensia, Ciencias*, 52, Edic. Univ. Salamanca, 162pp.
- DUNHAM, R. J. (1962). «Classification of carbonate rocks according to depositional texture». In «Classification of Carbonate Rocks». *Am. Ass. Petrol. Mem.* 1, pp. 108-121.
- EL BOUSEILY, A. M. & EL SOKKARY, A. A. (1975). «The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks». *Chem. Geology*, 16:207-219.
- ENGLAND, P. C. & THOMPSON, A. B. (1984). «Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust». *Jour. Petro.* 25, págs. 894-928.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1976) *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito Paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid: 1-305.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. & GUTIERREZ MARCO, J. C. (1985). «Aspectos estratigráficos de la cadena hercínica en el Sistema Central». *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79(4):487-509.
- FERNANDEZ GARCIA, P. (1987). *Geomorfología del sector comprendido entre el S. Central y el macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia)*. Tesis Doctoral, Univ. Complut. de Madrid. 335.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1897). «Excursión por el terreno cretáceo de los alrededores de Segovia». *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 26:91-99.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1899). «Excursiones por los alrededores de Lozoya (Madrid)». *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 28:59-69.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1915). «Monografía geológica del valle de Lozoya. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* 12:1-100.
- FISCHER, R. (1894). «Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel». *Dr. A. Pettermanns Mitteil.* 40:249-259 y 277-285.
- FRÄNZLE D. (1959). «Glaziale un periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien)». *Bonner Geogr. A bh*, Bonn:1-80 (Traducción de J. Sagredo en *Est. Geogr.* 39 (151):203-231 y (152):363-419 Madrid, 1978).
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA 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. & IBARROLA, E. (1953). «Rocas de España central. IV: Pófidios y lamprófidios magmáticos de La Granja (Segovia)». *Est. geol.* 18:193-224.
- FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M. & VILLASECA, C. (1981). «Relaciones entre ortogneises 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). «Dioritoides precoces en las series metamórficas del macizo de El Caloco (Guadarrama central)». *Cuad. Geol. Iber.* 7:173-182.

- FUSTER, J. M. & PEDRO, F. de (1955). «Geología del valle superior del río Eresma (sierra de Guadarrama)». *Not. Com.* 39:51-82.
- FUSTER, J. M. & VILLASECA, C. (1987). El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central español». *Geología de los Granitoides y rocas asociadas del macizo hespérico*. Libro Homenaje a L. C. García Figuerola, pp 27-36.
- GARZON, 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.
- GARZON, M.G. & LOPEZ MARTINEZ, N. (1978). «Los roedores fósiles de Los Barros (Avila)». Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central. *Est. geol.* 34:571-575.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; MACAYA, J. & ALVAREZ, F. (1988). «Sobre la estructura del antiforme de El Cardoso y el sinforme de Majaerayo y su relación con la falla de Berzosa». *Geogaceta* 4:11-14.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1934). «Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* 38:1-584.
- 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, V.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & CASQUET, C. (1987). «Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)». *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homejane a L.C. García Figuerola, pp 377-384.
- JULIVERT, M.; FONBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. & 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. Franç* 282-283: 51-68.
- LA ROCHE, H. de (1980). «Granites chemistry through multicationic diagrams». *Scie. de la Terre*. Ser. Infl. Geol. 13, pp. 65-88.
- 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.
- LEGUEY, S.; MARTIN DE VIDALES, J. & CASAS, J. (1984). «Diagenetic Paligorskite in marginal continental detrital deposits in the South of the Tertiary Duero Basin (Segovia, Spain)». In «Paligorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses.» *Developments in Sedimentology*. 37, pp. 145-158.
- LEVEQUE (1984). In «Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Péninsule Iberique. ALLEGRET & M. IGLESIAS PONCE DE LEON» 11ème Réunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand. 1986. *Soc. Geol. Fr.* Ed. Paris.
- LEVEQUE & LANCELOT. (1985). In «Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Péninsule Iberique. ALLEGRET & M. IGLESIAS PONCE DE LEON» 11ème Réunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand. 1986. *Soc. Geol. Fr.* Ed. Paris.

- LOPEZ DE AZCONA, M. C. & MINGARRO, F. (1968). «Estudio de los cuerpos con-
crecionales del Albense de Segovia». *Est. geol.* 24 (3-4), págs. 243-247.
- LOPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A. & GARCIA CACHO, L. (1975). «El metamorfismo de
la sierra de Guadarrama. Sistema Central español». *Mem. IGME.* 86:1-127.
- LOTZE (1945). «Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Goetekt.
Forsch.* 6:78-92. Berlin.
- MACAYA MIGUEL, J. (1983). «Bandas miloníticas plegadas en los materiales meta-
mórficos del sur de Segovia». *Stvd. Geol. Salm.* 18.T extr. 8:93-106.
- MACAYA, J.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J. R. & ALVAREZ,
F. (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*.
- MARTINEZ, E. (1973). «Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria». *Stu-
dia Geol.* 5, pp. 7-106.
- MARTINEZ, E. & NICOLAU, J. (1973). Los terrenos infraordovícicos de la antiforma
de Martinamor (Salamanca). *Bol. Geol. Min.*, Tomo LXXXIV-IV, pp. 407-418.
- MENDES, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E. & FERNANDEZ SANTIN, S. (1972).
«L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central
Espagnol)». *Rev. Fac. Sci. Lisboa* 2 G 17:345-365.
- MINGARRO, F. & LOPEZ DE AZCONA, M.C. (1974). «Petrogénesis de las rocas car-
bonáticas de la provincia de Segovia». *Estudios geol.* 30(4-5-6):569-578.
- MINGARRO, F. & LOPEZ 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 para-
mera de Avila. Hipótesis sobre su génesis». *Bol. R. soc. Esp. Hist. Nat. Geol.* 80
(1-4): 49-56.
- NAVIDAD, M. (1978). *Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares
en los sectores noroccidental y central del macizo Ibérico*. Tesis Doctoral. Univ.
Comp. Madrid: 1-235.
- NAVIDAD, M. (1978). «Las series glandulares "Olla de Sapo" en los sectores nor-
occidental 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 Guada-
rrama central (Sistema Central español)». *Stv. Geol. Salm.* 12:137-159.
- OBERMAIER, H. & CARANDELL, J. (1917). «Los glaciares cuaternarios de la sierra
de Guadarrama». *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* 19:1-94.
- ONTAÑON, J. M. (1985). *Evolución cuaternaria del valle del Paular. Aportaciones
edafológicas y geomorfológicas*. Tesis Doctoral. Ed. Univ. Complutense.
- ONTAÑON, J.M. & ASENSIO, I. (1974). «El circo micro-glaciar del collado Siete Picos
en la sierra de Guadarrama». *Actas I Reun. Grupo Trab. Cuat.* Madrid, 113-117.
- PEDRAZA, J. de (1978). *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sie-
rras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral. Univ.
Comp. Madrid:1-459.

- PEDRAZA, J. de (1981). «El borde de la zona de transición entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español)»; Evolución morfotectónica reciente. *Cuad. Geol. Iber.* 7:667-681.
- 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: círculos de piedra actuales». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Actas)*, 84: 35-37.
- PEINADO, M. (1973). *Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid: 1-199.
- PEINADO, M. (1985). *Los ortoneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo prehercínico*.
- PEINADO, M. & ALVARO, M. (1981). «Magmatismo pre e intrahercínico en el sector metamórfico de El Escorial (Sistema Central español)». *Cuad. Geol. Iber.* 7: 201-216.
- PENCK, 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).
- PORTERO, J. M. & AZNAR, J. M. (1984). «Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tago)». *I Congr. Esp. Geol.* 3:253-263.
- RAMSAY, J. G. (1967). *Folding and Fracturing of rocks*. Mc. Graw-Hill, New York, 568 pp.
- RINCON, A.; LOPEZ DE AZCONA, C. & ALVAREZ, C. (1977). «Estudio geomatemático de las rocas carbonatas de la provincia de Segovia». *Est. geol.* 33(6):581-587.
- RINCON, A.; ORDOÑEZ, S.; PEÑA, J.A. de la (1978). «Tratamiento estadístico de datos granulométricos. 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.
- RODRIGUEZ SALAN, A. (1985). *Metamorfismo regional y de contacto en la Sierra de Ojos Albos (Sistema Central español)*. Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid: 1-110.
- RODRIGUEZ SALAN, A.; VILLASECA, C. & FUSTER, J. M. (1987). «El metamorfismo de contacto en la sierra de Ojos Albos». *Mem. Museu e Lab. Miner. Geol. Fac. Porto*, 1:67-83.
- RUBIO, J. I. & VILLASECA, C. (1981). «Sobre el stock adamellítico de La Granja y el sector metamórfico encajante (Guadarrama central)». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. 2:99-116.
- RUBIO, J. C. (1984). *La morfología glaciar de la sierra de La Nava (macizo de Gredos)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid:1-182.
- SACRISTAN MARTIN, M.A. (en prensa). «Nuevos datos sobre la fauna de mamíferos y la edad del yacimiento oligoceno de Los Barros (Avila)». *Bioventos y sucesiones faunísticas en el Terciario Continental Ibérico. Coll. Homenaje a R. Adrover. Sabadell, 1988*.
- SAN MIGUEL, M. (1951). «La constitución geológica del anticlinal de Honrubia (Segovia)». *Est. geol.* 14:387-410.
- SAN MIGUEL, M. (1952). Fuentelcesped (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.
- SANCHEZ CELA, V. (1962). *El Afloramiento granítico de Segovia*. Tesis Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid.
- SCHWENZNER, J. E. (1937). «Zur Morphologie des Zentralspanischen Ochlands». *Geogr. Abh.*, 3. Rei Heft Stuttgart (Trad. C. VIDAL BOX en *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 14:121-147. 1943).
- SERRANO PINTO, M. & GIL IBARGUCHI, I. (1987). *Revisión de datos geocronológicos e isotópicos de granitoides hercínicos de la región galaico-castellana*. *Mem. Museu e Lab. Miner. Geol. Fac. Porto*, 1:
- SOLE SABARIS, L. (1952). *Geografía física de España*. Tomo I, *Geografía de España y Portugal de R. de Teran*. Ed. Montanes y Simon, 500 Págs. Barcelona.
- TORNOS, F. (1981). *Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central español)*. Tesis Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid: 1-1523.
- TORNOS, F. & CASQUET, C. (1982). «Caracterización de neises glandulares del alto valle del Lozoya (Sistema Central español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespato potásico». *Bol. Geol. Min.* 93:67-68.
- TORNOS, F. & CASQUET, C. (1984). «La mineralización de W-Sn-Cu-Zn-Pb de Otero de Herreros (Segovia). Un skarn con una zona de cizalla superpuesta». *I Congr. Esp. Geol.* 1:703-718.
- UBANELL, A. G. (1981 a). «Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central español». *Cuad. Geol. Iber.* 7:591-606.
- 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.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1986). «Orogenic granitic magmatism of prehercynian age». *Terra Cognita* ICOG 6 meeting 6(2):1606.
- VIALETTE, Y.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1987). Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Neues Jahr. Miner. Mh.* 465-479.
- VICENTE, G. de.; MARTINEZ, J.; CAPOTE, R. & LUNAR, R. (1985). «Cuantificación de la tectónica de fractura asociada a la mineralización argentífera de Hiendelaencina. Sistema Central». *Public. Esp. Univ. Oporto*.
- VILLASECA, C. (1983). «Rocas estictolíticas en la sierra del Guadarrama». *Stv. Geol. Salm.* 18 T.8:265-276.
- VILLASECA, C. (1983). «Bandas miloníticas y filoníticas en las áreas suroccidentales de Segovia (Guadarrama central)». *Stv. Geol. Salm.* 18. T. extr. 8:81-92.
- VILLASECA, C. (1983). *Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid: 1-331.
- VILLASECA, C. (1985). «Microdioritas de afinidad toleítica en las bandas de cizalla de Segovia». *Est. geol.* 41:11-15.
- VILLASECA, C. (1985). «Los granitos de la sierra de Guadarrama». *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79(4):573-587.
- WAARD, D. (1950). «Poligenetic structures in augen gneises of the sierra de Guadarrama, Spain». *Bull. Com. Geol. Finlande* 23:51-56. (Trad. A. San Miguel, 1953). «Estructuras poligenéticas en los neises de la sierra de Guadarrama». *Pub. Extr. Geol.* 7:267-275.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España