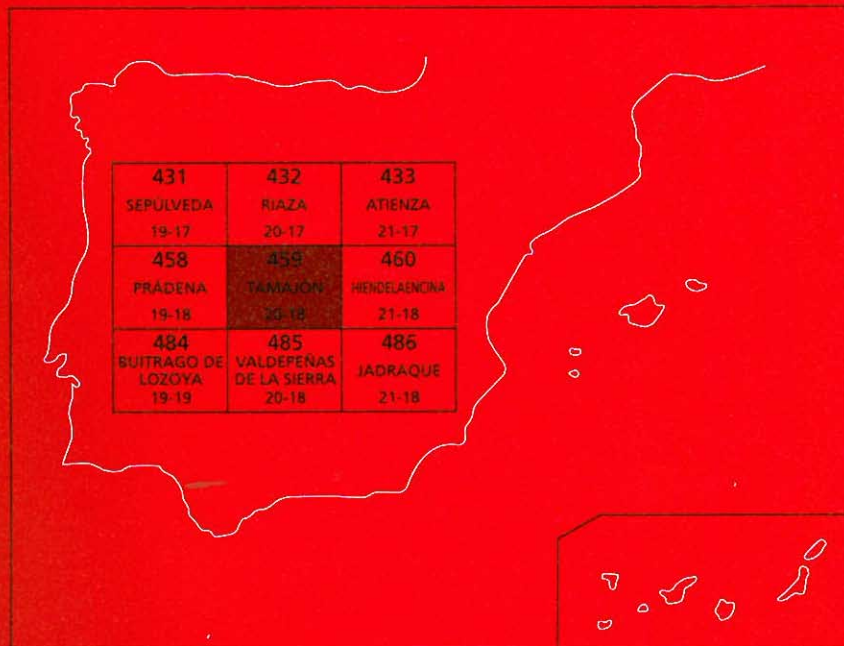




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



TAMAJÓN

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

TAMAJÓN

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 38952-2005
ISBN: 84-7840-598-4
NIPO: 657-05-012-5

Fotocomposición: I.M.G. Impresión Gráfica
Impresión: I.M.G. Impresión Gráfica

La presente hoja y memoria ha sido realizada por INFORMES Y PROYECTOS S.A. (INYPSA), dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Dirección y Supervisión

L. R. Rodríguez Fernández (ITGE)

Autores

P. P. Hernaiz Huerta (INYPSA). Cartografía, tectónica y memoria.
F. López Olmedo (INYPSA). Cartografía del Mesozoico y Terciario y memoria.
P. Cabra Gil (INYPSA). Cartografía del Cuaternario, geomorfología y memoria.
J. Solé Pont (INYPSA). Estratigrafía, sedimentología y recursos naturales.
J. Escuder (INYPSA). Petrología de rocas metamórficas.
P. Valverde Vaquero y Greg Dunning (Univ. de Newfoundland). Geocronología.
Fernando Bea (Universidad de Granada). Geoquímica.
C. Gálvez García (INYPSA). Hidrogeología.

Estudio de Muestras

J. Escuder. Petrografía de rocas metamórficas.
L.M. Martín Parra. Petrografía de rocas ígneas.
J.P. Calvo Sorando (UCM). Petrografía de carbonatos.
J. Ramírez del Pozo. Micropaleontología.
M. Bustillo (UCM). Minerales pesados.
R. Fort (UCM). Minerales pesados.
J.M. Brell (UCM). Arcillas.

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes y fichas petrográficas, paleontológicas y sedimentológicas de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Album de fotografías.
- Informes complementarios:
 - Geocronología del Somosierra Oriental
 - Geoquímica de rocas metamórficas de alto grado
 - Sedimentología del Paleozoico, Mesozoico y Terciario
 - Neotectónica
- Puntos de Interés Geológico.

Agradecimientos

La elaboración de la presente hoja se ha enriquecido con la colaboración desinteresada del doctor D. Ricardo Arenas, del Dpto. de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid cuyos comentarios han ayudado a la confección del capítulo de Petrología. Asimismo se agradece a los doctores D. José Manuel González Casado y D. Francisco González Lodeiro la amabilidad de compartir sus conocimientos del área con los autores de la presente hoja.

Í N D I C E

0.- INTRODUCCIÓN	9
0.1.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
0.2.- ANTECEDENTES	10
0.3.- MARCO GEOLÓGICO	12
0.3.1.- Marco geológico de los materiales ígneos y metamórficos	12
0.3.1.1.- Dominios estratigráficos-estructurales y principales modelos evolutivos considerados hasta la fecha	12
0.3.1.2.- Discusión de los modelos descritos. Principales problemas estratigráficos y estructurales planteados durante la elaboración de la presente hoja	16
0.3.1.3.- Marco geológico de la hoja de Tamajón. Modelo estructural	23
0.3.2.- Marco geológico de los materiales postmetamórficos	25
1.- ESTRATIGRAFÍA	25
1.1.- ROCAS METAMÓRFICAS	25
1.1.1.- Dominio occidental	25
1.1.1.1.- Paraneises estromáticos, esquistos biotíticos, metareniscas, cuarcitas y cuarcitas anfibólicas (3). Preordovícico	26
1.1.1.2.- Neises bandeados biotíticos (1)	27
1.1.1.3.- Leucogranitos de dos micas foliados (2)	28
1.1.2.- Dominio oriental	28
1.1.2.1.- Micaesquistos con niveles de metasamitas, anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos (6). Precámbrico - Cámbrico	30
1.1.2.2.- Esquistos, metasamitas y cuarcitas con niveles de cuarcitas anfibólicas. En la parte superior, cuarcitas, esquistos y pizarras (7). Precámbrico - Arenig	31
1.1.2.3.- Neises glandulares. Neis de Berzosa (4)	33
1.1.2.4.- Neises glandulares. Neis de El Cardoso (5)	34
1.1.2.5.- Leuconeises (sin representación cartográfica)	34
1.1.2.6.- Cuarcitas en bancos potentes. Fm. Alto Rey (8). Arenigiense	35
1.1.2.7.- Pizarras, esquistos y cuarcitas. Fm. Rodada; R ₁ (9). Arenigiense	36

1.1.2.8.-	Pizarras negras homogéneas. Fm. Rodada; R2 (10). Llandvirniense	37
1.1.2.9.-	Pizarras grises con intercalaciones de areniscas y cuarcitas. Fm. Rodada; R3. (11). Llandeiliense-Ashghillense	38
1.2.-	ROCAS POSTMETAMÓRFICAS	39
1.2.1.-	Triásico	39
1.2.1.1.-	Areniscas, lutitas y conglomerados. Fm. areniscas y limos de Cercadillo y Fm. lutitas y areniscas de Fraguas (11). Ladinien- se - Karniense inferior	40
1.2.1.2.-	Análisis secuencial del Triásico	41
1.2.2.-	Cretácico	42
1.2.2.1.-	Arenas caoliníferas blancas, areniscas y conglomerados. Fm. Utrillas (13). Cenomaniense	42
1.2.2.2.-	Margas grises con Ammonites y Equínidos, calizas margosas y, a techo, calcarenitas bioclásticas (14). Cenomaniense-Turo- niense inferior	43
1.2.2.3.-	Calizas, calcarenitas, areniscas, calizas margosas, dolomías y margas (15). Turoniense	45
1.2.2.4.-	Calizas y dolomías tableadas (16). Turoniense - Coniaciense	46
1.2.2.5.-	Dolomías masivas grises (17). Coniaciense-Campaniense	46
1.2.2.6.-	Análisis secuencial del Cretácico	47
1.2.3.-	Terciario	50
1.2.3.1.-	Gravas cuarcíticas y lutitas rojas u ocre (18). Mioceno supe- rior	50
1.2.3.2.-	Bloques y cantos, gravas cuarcíticas y arenas ocre (19). Plio- ceno	50
1.2.4.-	Cuaternario	51
1.2.4.1.-	Gravas y cantos cuarcíticos con limos. Raña (sin representa- ción cartográfica)	51
1.2.4.2.-	Arcillas rojas. Arcillas de descalcificación (20)	52
1.2.4.3.-	Cantos, gravas, arenas y arcillas. Glacis (21)	52
1.2.4.4.-	Gravas, cantos, arenas, limos y arcillas. Terrazas y fondos de valle (22, 23 y 26)	52
1.2.4.5.-	Cantos, gravas y bloques con arcillas. Coluviones (25)	52
1.2.4.6.-	Bloques y arcillas. Canchales (24)	53
2.-	PETROLOGÍA	53
2.1.-	INTRODUCCIÓN	53
2.2.-	DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES	55
2.2.1.-	Metasedimentos del dominio occidental	55
2.2.1.1.-	Paraneises estromáticos (Unidad cartográfica 3)	56
2.2.1.2.-	Neises bandeados biotíticos (Unidad cartográfica 1)	58
2.2.2.-	Metasedimentos del dominio oriental	58
2.2.2.1.-	Metapelitas y metaareniscas (Unidades cartográficas 6 a 11).	58
2.2.2.2.-	Paraanfibolitas (sin representación cartográfica)	64
2.2.3.-	Rocas ígneas prehercínicas	65
2.2.3.1.-	Ortoneises glandulares metagraníticos. Ortoneises de Berzo- sa (Unidad cartográfica 4)	65

2.2.3.2.-	Neises micro y mesoglandulares. Ortoneises de El Cardoso. (Unidad cartográfica 5)	66
2.2.3.3.-	Leuconesises (sin representación cartográfica)	68
2.2.4.-	Rocas ígneas hercínicas	68
2.2.4.1.-	Leucogranitos de dos micas foliados (Unidad cartográfica 2)	68
2.2.5.-	Rocas filonianas hercínicas	70
2.2.5.1.-	Aplitas y Pegmatitas (sin representación cartográfica)	70
2.3.-	CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO	71
2.3.1.-	Zonas metamórficas e isograsas	71
2.3.2.-	Relaciones entre blastesis y deformación	76
2.3.3.-	Evolución de las condiciones metamórficas	78
2.3.3.1.-	Primer evento tectonotermal (D_1)	79
2.3.3.2.-	Segundo evento tectonotermal (D_2)	79
2.3.3.3.-	Tercer evento tectonotermal (D_3)	82
2.4.-	ESTUDIOS GEOQUÍMICOS	82
2.4.1.-	Introducción	82
2.4.2.-	Resultados	82
2.5.-	DATAIONES GEOCRONOLÓGICAS	87
2.5.1.-	Introducción	87
2.5.2.-	Resultados	88
2.5.2.1.-	El neis de El Cardoso	88
2.5.2.2.-	Muestra HI-1 (Micaesquisto, transición Cl _d -St)	89
2.5.2.3.-	El neis de Rianza	89
2.5.2.4.-	Muestra PI-1 (Micaesquisto con Gt-St)	91
2.5.3.-	Discusión	91
2.5.3.1.-	Magmatismo pre-Varisco	91
2.5.3.2.-	Evolución Hercínica	93
3.-	TECTÓNICA	98
3.1.-	LA OROGENIA HERCÍNICA	98
3.1.1.-	Estructuras relacionadas con la primera fase de deformación D_1	99
3.1.2.-	Estructuras relacionadas con la segunda fase de deformación D_2	102
3.1.2.1.-	La zona de cizalla en sentido estricto	105
3.1.2.2.-	La "banda de crenulación"	110
3.1.2.3.-	Los detachments de bajo grado	111
3.1.2.4.-	El gradiente de la deformación	112
3.1.3.-	Estructuras relacionadas con la tercera fase de deformación D_3	113
3.1.4.-	Plegamientos hercínicos tardíos	114
3.1.5.-	Deformaciones finihercínicas	115
3.1.6.-	La formación de las cuencas pérmicas	116
3.2.-	LA OROGENIA ALPINA	116
3.2.1.-	Los eventos extensionales triásico e intramesozoico	116
3.2.2.-	La compresión alpina	117
3.2.3.-	La distensión finiterciaria	121
4.-	GEOMORFOLOGÍA	124
4.1.-	DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	124
4.2.-	ANTECEDENTES	125

4.3.-	ANÁLISIS MORFOLÓGICO	125
4.3.1.-	Estudio morfoestructural	125
4.3.2.-	Estudio del modelado	126
4.3.2.1.-	Formas fluviales	127
4.3.2.2.-	Formas de gravedad	127
4.3.2.3.-	Formas kársticas	127
4.3.2.4.-	Formas poligénicas	127
4.4.-	FORMACIONES SUPERFICIALES	129
4.5.-	EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	130
4.6.-	PROCESOS ACTIVOS	132
5.-	HISTORIA GEOLÓGICA	132
6.-	GEOLOGÍA ECONÓMICA	136
6.1.-	HIDROGEOLOGÍA	136
6.1.1.-	Climatología e hidrología	136
6.1.1.1.-	Climatología	136
6.1.1.2.-	Hidrología	137
6.1.2.-	Hidrogeología	138
6.1.2.1.-	Introducción	138
6.1.2.2.-	Características hidrogeológicas	139
6.2.-	RECURSOS MINERALES	140
6.2.1.-	Minerales metálicos y no metálicos	140
6.2.1.1.-	Minerales metálicos	140
6.2.1.2.-	Minerales no metálicos	141
6.2.2.-	Rocas industriales	141
6.3.-	GEOTECNIA	141
6.3.1.-	División en áreas y zonas geotécnicas	141
6.3.2.-	Descripción de las áreas y zonas	142
6.3.2.1.-	Área I	142
6.3.2.2.-	Área II	142
6.3.2.3.-	Área III	143
6.3.2.4.-	Área IV	143
7.-	PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG)	146
7.1.-	RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS	146
7.2.-	TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA	146
7.3.-	TIPOS DE INTERESES	147
8.-	BIBLIOGRAFÍA	148

0. INTRODUCCIÓN

0.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La hoja de Tamajón se localiza en el sector más oriental del Sistema Central muy cerca de su articulación con la Cordillera Ibérica. Sus relieves constituyen las estribaciones meridionales de la Sierra de Ayllón. En esta hoja están representadas principalmente las provincias de Madrid, al oeste y de Guadalajara, en el centro y al oeste, así como una pequeña porción de la provincia de Segovia en la esquina noroccidental.

Desde el punto de vista geográfico el núcleo principal de la hoja está constituido por los fuertes relieves de rocas paleozoicas y precámbricas de la mencionada Sierra de Ayllón, donde se alcanzan altitudes próximas a los 2000 m e incluso superiores, como ocurre con el pico Ocejón de 2048 m. En contraste con estos relieves, en el sector SE destaca la mesa calcárea de Almiruete que forma parte de los afloramientos mesozoicos que orlan la vertiente meridional del Sistema Central. Por último también hay que citar los relieves suaves de tipo mesetario, labrados sobre los materiales rojizos del Terciario y que enrasan hacia el sur con los páramos de la Alcarria.

Desde el punto de vista hidrológico la práctica totalidad de la hoja pertenece a la cuenca hidrográfica del Tajo, siendo los ríos Jarama y Sorbe sus principales tributarios. En el primero de ellos se encuentra el embalse de El Vado y en el segundo, con menores dimensiones, el embalse de El Pozo de los Ramos. La esquina NO de la hoja pertenece a la cuenca hidrográfica del Duero sin que por ella discurra ningún curso de agua notable.

La densidad de población es muy baja concentrándose en pequeños núcleos rurales, algunos semiabandonados, con escasa actividad ganadera y agrícola y un cierto auge turístico. Las principales poblaciones son Tamajón en el sector oriental y El Cardoso y Puebla de la Sierra en el occidental.

Por otra parte todo el ámbito de la hoja de Tamajón tiene una singular belleza paisajística y riqueza ecológica, incluyendo el espacio natural del Hayedo de Montejo, que junto con el de La Tejera Negra, en la vecina hoja de Riaza, son los más meridionales de la Península Ibérica.

0.2. ANTECEDENTES

Una referencia indirecta, pero importante al Sistema Central se produjo en la primera zonación del Macizo Ibérico, de LOTZE (1945), que incluyó la mayor parte del mismo dentro de la zona galaico-castellana, restringiendo su sector más oriental, de bajo grado metamórfico, a su zona asturoccidental-leonesa. Posteriormente, la zonación de JULIVERT et al (1972) asignó la totalidad del Sistema Central a la zona centro-ibérica e identificó su sector más oriental con los afloramientos del "Ollo del Sapo" del NO Peninsular (Fig. 0.1).

La primera revisión del estado de conocimientos de la cadena se llevó a cabo en la "VII reunión de la Geología del Oeste Peninsular; la guía de la excursión, los trabajos presentados en la sesión científica y las conclusiones más importantes quedaron recogidas en el trabajo de BELLIDO et al (1981) y en un volumen monográfico de Cuadernos de Geología Ibérica (nº 7) dedicado a la mencionada reunión. A partir de ese momento otros trabajos importantes de índole general son el de CAPOTE et al (1982) que propone una nueva subdivisión del Sistema Central en tres grandes complejos; y los de DIEZ BALDA et al (1990), AZOR et al (1992), y MACAYA et al. (1991), que realizan una revisión de la estratigrafía y estructura, de toda la zona centro-ibérica, los dos primeros y con carácter más local, el tercero. Este último trabajo, precedido de una breve nota de GONZALEZ LODEIRO et al (1988), ha introducido una alternativa al esquema clásico de la estructura de los sectores central y oriental del Sistema Central en la que se propone interpretar el accidente de Berzosa como una falla de carácter frágil, con componente normal-dextral, posterior a las estructuras de F3, cuyo bloque hundido es el oriental, y no un cabalgamiento de F2 replegado por F3, como se venía considerando.

Los trabajos que hacen referencia a disciplinas específicas o áreas concretas del Sistema Central y que por su proximidad o trascendencia son de interés para la realización de la presente hoja, son muy numerosos.

La estratigrafía de los materiales metasedimentarios es tratada para todo el Sistema Central o sectores amplios del mismo por LOTZE (1945), SCHROEDER (1930), SOMMER (1966), SCHAFER (1969), HAMMAN y SCHMIDT (1972), SOERS (1972) y BISCHOFF et al (1973). Posteriormente, la estratigrafía de los materiales tanto sedimentarios como ortoderivados es tratada por CAPOTE Y FERNANDEZ CASALS (1975), CAPOTE et. al. (1977), FERNANDEZ CASALS (1976), GONZALEZ LODEIRO (1980), GONZALEZ CASADO (1986 y 1987). En GUTIERREZ MARCO, et al (1984) y FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO (1985) además se hacen importantes aportaciones sobre el contenido paleontológico y edad de las formaciones postordovícicas.

Un primer trabajo destacable que estudia la tectónica hercínica es el de BARD et al (1970) que proponen un esquema con dos fases de plegamiento similar al descrito por MATTE (1968) en el NO peninsular. Posteriormente se han elaborado modelos con tres fases por FERNANDEZ CASALS y CAPOTE (1970), CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1971), BABIN (1971), CAPOTE (1972 y 1973), SOERS (1972), CASQUET (1973), FERNANDEZ CASALS (1976 y 1979) y GONZALEZ LODEIRO (1980) que dan lugar a la anteriormente mencionada zonación del Sistema Central en tres complejos (CAPOTE et al 1982) limitados por cabalgamientos de primer orden. Aplicando el mismo modelo de tres fases pero centrándose en el estudio de la zona de cizalla de Berzosa, hay que destacar los trabajos de GONZALEZ CASADO (1986, 1987a, 1987b, 1987c). Además del anteriormente mencionado modelo alternativo de GONZALEZ LODEIRO et al (1988) y MACAYA et al

(1992), otros datos de la estructura hercínica han sido aportados por MACAYA (1983), DOBLAS et al (1988 y 1994), DOBLAS (1989) y CONCHA et al (1992).

El metamorfismo fue estudiado de modo general por primera vez por HEIM (1952). Posteriormente, diversos trabajos sobre la petrología de la zona de estudio y áreas próximas son los de APARICIO y GARCIA CACHO (1970), BARD et (1971 y 1973), FUSTER Y GARCIA CACHO (1970), GARCIA CACHO (1973) y BISCHOFF (1973). Las características del metamorfismo regional fueron estudiadas por FUSTER et al (1974), LOPEZ RUIZ et al (1975), KILMURRAY (1978), ARENAS et al (1979), ARENAS et al (1981) y más recientemente por VILLASECA (1983), CASQUET y NAVIDAD (1985) y CASQUET (1986). Estudios del metamorfismo en relación con la deformación son los desarrollados por FERNANDEZ CASALS (1976 Y 1979), GIL TOJA (1986) y GONZALEZ CASADO (1986 1987c). Así mismo en el trabajo de MACAYA et al (1991) se hacen consideraciones sobre las relaciones blastesis-deformación y las condiciones del metamorfismo.

Por otra parte, las rocas ortoneisicas han sido tratadas por NAVIDAD (1978 y 1979) y PEINADO (1985). Las dataciones geocronológicas de rocas ígneas prehercínicas del Sistema Central son escasas y suelen plantear problemas de interpretación o correlación (ver apartado 2.5, "Dataciones geocronológicas"). Se encuentran en los trabajos de BISCHOFF et al (1986), VIALETTE et al (1986 y 1987) y WILDBERG et al (1989). A escala regional otros datos geocronológicos son los de MENDES et al (1972), LANCELOT et al (1985) y GEBAUHER (1993). Dataciones de rocas ígneas hercínicas (granitoides) son los de IBARROLA et al (1987) y ANDONAEGUI e IBARROLA (1987).

De todos los trabajos citados, aquellos relacionados directamente con la hoja de Tamajón o áreas muy próximas y que se han considerado como punto de partida para la elaboración de esta hoja son los de GARCIA CACHO (1973), BISCHOFF (1973), FERNANDEZ CASALS (1976 y 1979), ARENAS et al (1980) y ARENAS et al (1982) y muy especialmente los de GONZALEZ LODEIRO (1980) y GONZALEZ CASADO (1986) que aportan las cartografías más detalladas de la zona. Asimismo hay que citar el trabajo "Explotación y caracterización de pizarras ornamentales en el Sistema Central" (ITGE 1986) que ha servido de base para la cartografía del sinclinal de Majaelrayo.

Respecto a los trabajos que conciernen a los materiales postmetamórficos, las referencias más válidas para la estratigrafía del Triásico de la hoja de Tamajón son las de HERNANDO (1975, 1980) y, sobre todo, la de SOPEÑA (1979). Algunos datos estructurales de la zona para este periodo han sido aportados por GONZALEZ CASADO et al (1985) y DOBLAS et al (1994); la relación tectónica-sedimentación al final del ciclo Hercínico o comienzos del Alpino ha sido estudiada por SOPEÑA y RAMOS (1985) y SOPEÑA et al (1988).

La estratigrafía del Cretácico de la hoja de Tamajón presenta unas características mixtas entre la del borde sur del Sistema Central y la del sector NO de la Cordillera Ibérica. La principal referencia al respecto, es la de GIL et al (1992) que describe las secuencias deposicionales del Cretácico del margen meridional del Sistema Central.

Sobre la estratigrafía del Terciario de esta zona apenas hay datos siendo las referencias más útiles las aportadas en las hojas 1:50.000 más próximas de la cartografía MAGNA, especialmente la de Valdepeñas de la Sierra (485).

El estudio de las deformaciones alpinas del Sistema Central ha sufrido una revolución conceptual a partir de los trabajos de BANKS y WARBURTON (1991) y de WARBURTON y ALVAREZ (1989).

Con motivo de la "III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España" DE VICENTE Y GONZALEZ CASADO (1991), editaron un volumen monográfico que supone una puesta al día sobre los conocimientos en esta materia a la vez que presentan los últimos trabajos desarrollados por miembros del Departamento de Geodinámica de la U.C.M. en la zona. Posteriormente este grupo de trabajo ha publicado diferentes versiones de la estructura alpina del Sistema Central, siempre a partir del concepto inicial de WARBURTON y ALVAREZ (1989), (DE VICENTE et al 1992 y 1994). Trabajos anteriores de interés son los de ALIA (1960, 1972, 1976), ESCORZA (1976), ALIA et al (1980), MEGIAS et al. (1983) PORTERO y AZNAR (1984), CARBO y CAPOTE (1985) y VEGAS et al (1990).

Por último hay que reseñar como referencias necesarias para la elaboración de esta hoja, especialmente para el estudio de los materiales del ciclo hercínico, la cartografía y memorias de las hojas 1:50000 del Sistema Central y Cordillera Ibérica, contiguas o próximas a la de Tamajón.

0.3. MARCO GEOLÓGICO

Los materiales que afloran en la hoja de Tamajón se pueden agrupar en dos conjuntos completamente diferentes, uno constituido por los materiales metamórficos e igneos pertenecientes al Macizo Ibérico y otro, constituido por los materiales postmetamórficos del Mesozoico y Terciario, que tienen el carácter de cobertera respecto a los anteriores.

0.3.1. Marco geológico de los materiales igneos y metamórficos

0.3.1.1. Dominios estratigráfico-estructurales y principales modelos evolutivos considerados hasta la fecha

La orogenia hercínica es la responsable de la estructura principal, metamorfismo y procesos igneos sufridos por los materiales precámbricos y paleozoicos. Estos se incluyen dentro de la zona galaico-castellana de LOTZE (1945) o también, y como zonación más comunmente utilizada, dentro de la zona centroibérica de JULIVERT et al (1972) (Fig. 0.1), cuyas características principales son:

- Precámbrico constituido por neises en facies "Ollo de Sapo" y similares y una serie muy potente de esquistos y grauvacas (complejo esquistograuvácico), cuya edad podría llegar, en los términos más altos, al Cámbrico inferior.
- Ordovícico de carácter transgresivo y discordante
- Silúrico constituido fundamentalmente por pizarras negras con algunas intercalaciones de cuarcitas y, en ocasiones, calizas y liditas.
- Devónico inferior poco potente.

BELLIDO et al (1981) realizan una subdivisión del Sistema Central más detallada pero meramente descriptiva en dominios, occidental, central y oriental, según la cual la hoja de Tamajón pertenece en su mayor parte al dominio oriental, salvo el sector más occidental, que pertenece al dominio central. Según estos autores el dominio central estaría caracterizado por:

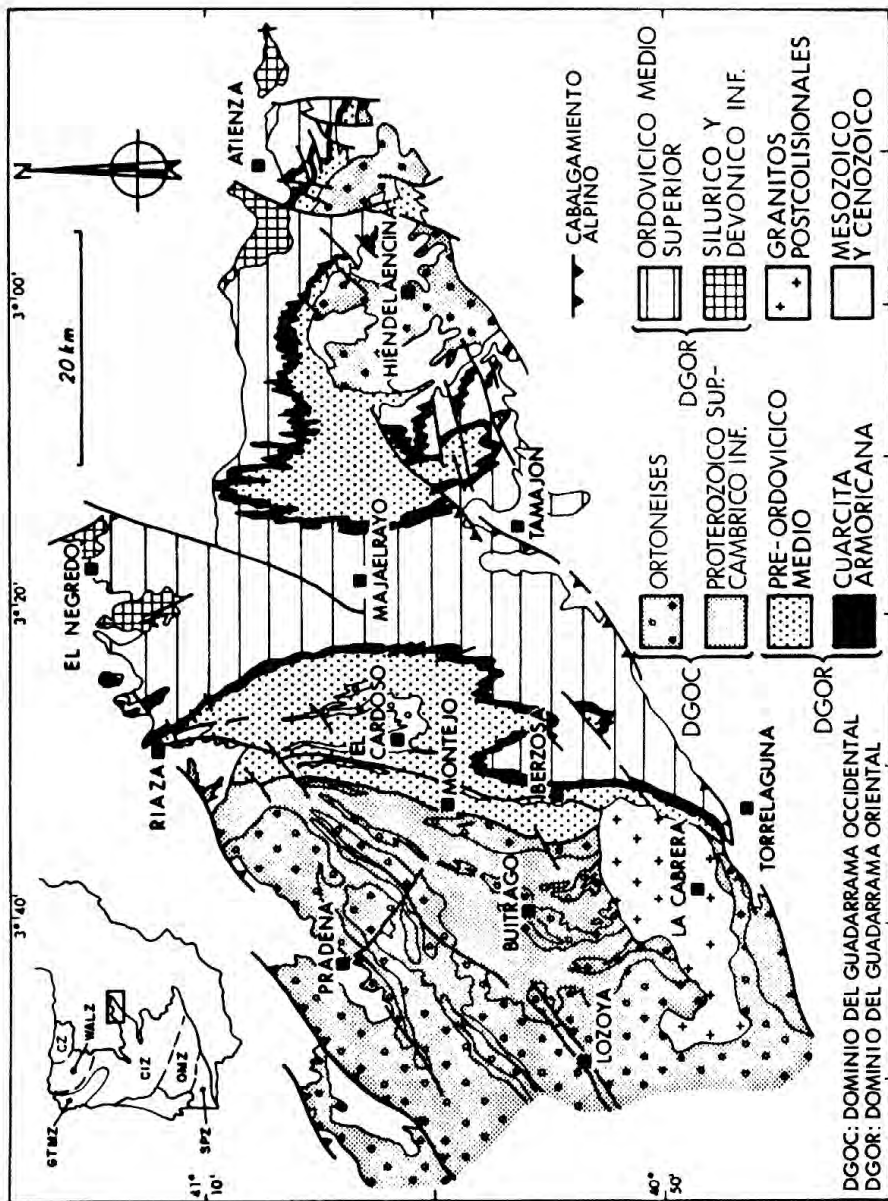


Figura 0.1. Esquema geológico regional del sector oriental del Sistema Central y de su situación en el Macizo Ibérico. CZ: Zona Cantábrica; WALZ: Zona Asturias Occidental Leonesa; GIMZ: Zona de Galicia Tras-Os-Montes; CZ: Zona Centro Ibérica; OMZ: Zona de Ossa Morena; SPZ: Zona Sur Portuguesa.

- Afloramiento exclusivo de series preordovícicas
- Un metamorfismo regional de grado medio y alto
- Una gran extensión en la que se alcanza el grado de anatexia
- Presencia de granitoides tardihercínicos, que se hacen más abundantes hacia el oeste.

El dominio oriental, situado al E de la falla de Berzosa, se caracterizaría por:

- Afloramiento de series ordovícicas y postordovícicas
- Existencia de un metamorfismo regional de bajo grado (aunque en algunas áreas, como en la presente hoja, se alcanza el grado medio)
- Ausencia de granitoides tardihercínicos.

CAPOTE et al. (1981 y 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 (Fig. 0.2). Según esta división la hoja se localizaría mayoritariamente sobre el complejo de Somosierra-Ayllón salvo el mencionado sector occidental que pertenecería al complejo de Guadarrama.

El complejo de Guadarrama se caracteriza por:

- Presencia exclusiva de series preordovícicas compuestas de paraneises, rocas de silicatos cálcicos, anfíbolitas y mármoles sobre neises ocelares diversos.
- Metamorfismo regional intenso
- Menor frecuencia de cuerpos granitoides que en el complejo de Gredos
- Estructura interna con pliegues tumbados y cabalgamientos menores

El complejo de Somosierra-Ayllón se sitúa al E de la falla de Berzosa y se caracteriza por:

- Predominio de series ordovícicas y posteriores que se apoyan discordantes sobre las series preordovícicas y sobre neises ocelares.
- Metamorfismo de grado bajo
- Ausencia de cuerpos plutónicos tardíos.

La tectónica es polifásica, generando la consiguiente superposición de estructuras. El primer modelo estructural más ampliamente aceptado fue aquel que considera una primera fase (F_1) de carácter dúctil, que da lugar a pliegues más o menos tumbados vergentes al oeste con una esquis-

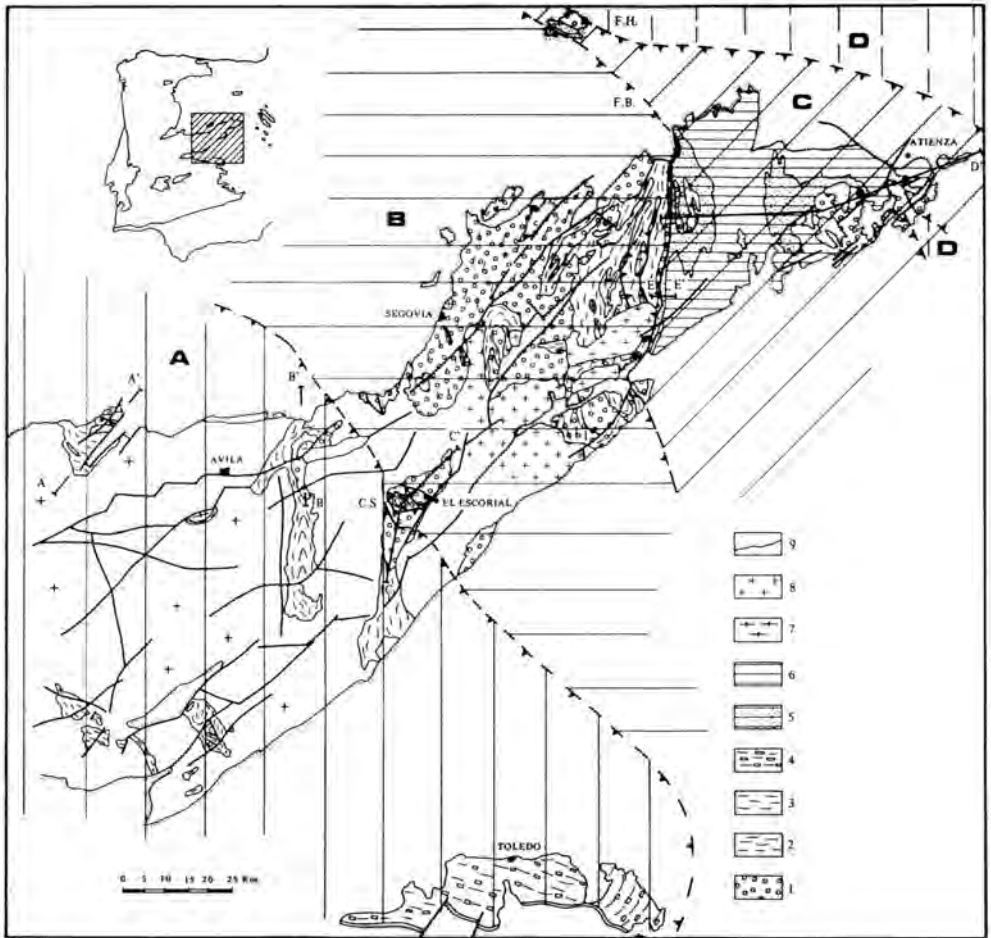


Figura 0.2. Esquema estructural del Sistema Central, según CAPOTE et al. (1981). 1) Neises glandulares. 2) Neises félicos glandulares. 3) Formaciones metasedimentarias preordovícicas (esquistos, neises bandeados, mármoles y rocas silicatadas cálcicas). 4) Unidad migmatítica de Toledo. 5) Tremadoc. 6) Arenia a Devónico inferior. 7) Granitoides estructurados. 8) Granitoides tardíos. 9) Postpaleozoico. A) Complejo de Gredos. B) Complejo de Guadarrama. C) Complejo de Somosierra-Vellón. D) Unidad de Angón. FB) Falla de Berzosa. FH) Falla de Honrubia. CS) Cabalgamiento de Sta. María de la Alameda.

tosidad de plano axial muy penetrativa (S_1). Simultánea o ligeramente tardía respecto a esta deformación principal se generan bandas de cizalla asociadas a cabalgamientos (F_2) que producen de nuevo una fábrica muy penetrativa (S_2) pero localizada, que puede llegar a obliterar la anterior. La falla o zona de cizalla de Berzosa correspondería a uno de estos cabalgamientos. Una tercera fase (F_3) retrovergente, produce el plegamiento de las estructuras de F_1 y F_2 y un clivaje de crenulación (S_3) cuya intensidad es variable (FERNANDEZ CASALS, 1976 y 1979, GONZALEZ LODEIRO 1980, BELLIDO et al. 1981, GONZALEZ CASADO 1986) (Figs. 03 y 04).

Recientemente, GONZALEZ LODEIRO (1988) y MACAYA et al (1991), tras una revisión de las estructuras hercínicas del Sistema Central, han propuesto una alternativa al modelo anteriormente descrito (Figs. 0.5 y 0.6). Así la falla de Berzosa, es interpretada como una estructura de carácter frágil, con componente normal dextral, posterior a las estructuras de F_3 , cuyo bloque hundido es el oriental y no un cabalgamiento de F_2 replegado por F_3 como se venía considerando. La reconstrucción del movimiento de la falla de Berzosa permitiría correlacionar la banda de deformación situada al oeste de la falla con la banda de deformación de F_2 situada en el núcleo del antiforme de El Cardoso. Estos autores además proponen correlacionar esta banda de deformación con la que aflora en el núcleo del anticlinal de Hiendelanencina de tal forma que la estructura entre las dos localidades mencionadas correspondería al flanco normal de un gran pliegue tumbado de F_1 vergente al este, limitado en su base por una banda de cizalla de F_2 . Esta configuración estaría fuertemente alterada por la F_3 , retrovergente, alguna de cuyas estructuras más representativas serían la antiforma de El Cardoso y el sinclinal de Majaerayo, ambos bien representados en la hoja de Tamajón. Asimismo, la megaestructura cartográfica que presentan los ortoneises y metasedimentos al oeste de la falla de Berzosa sería debida a la F_3 de estos autores, donde también pliega las estructuras anteriores de F_1 y F_2 .

Por otra parte, DIEZ BALDA et al (1990), ha propuesto la división de la zona centroibérica en dos dominios, en función de las características de las estructuras de primera fase hercínica: el dominio de los pliegues tumbados y el dominio de los pliegues verticales (Fig. 0.7), cuyo límite es bastante impreciso debido a la existencia de numerosas intrusiones graníticas. El primero de estos dominios, siempre en posición septentrional y oriental respecto al segundo, ha sido asimilado por AZOR et al (1992) al dominio del "Ollo de Sapo" cuya característica más notable es la presencia de formaciones de neises glandulares en la parte inferior de las secuencias preordovicias. Asumiendo el modelo de MACAYA et al (1991) estos últimos autores describen la estratigrafía y principales megaestructuras de este dominio, prologando el anticlinorio del Ollo del Sapo del NO de la Península hasta la región de Hiendelaencina.

0.3.1.2. *Discusión de los modelos descritos. Principales problemas estratigráficos y estructurales planteados durante la elaboración de la presente hoja.*

La elaboración de la cartografía de la hoja de Tamajón ha puesto de manifiesto la dificultad de aplicar los modelos estratigráficos o estructurales descritos en apartados anteriores.

Desde el punto de vista estratigráfico, la dificultad principal estriba en identificar la discordancia sárdica que separa los materiales preordovícicos del Ordovícico que sí parece que se reconoce en afloramientos próximos y en el resto de la zona centroibérica. Algunos de los autores precedentes (GONZALEZ LODEIRO et al 1988, MACAYA et al 1991) asimilan esta discordancia a la presencia de niveles de microconglomerados en la parte alta del paquete de metasedimentos que exis-

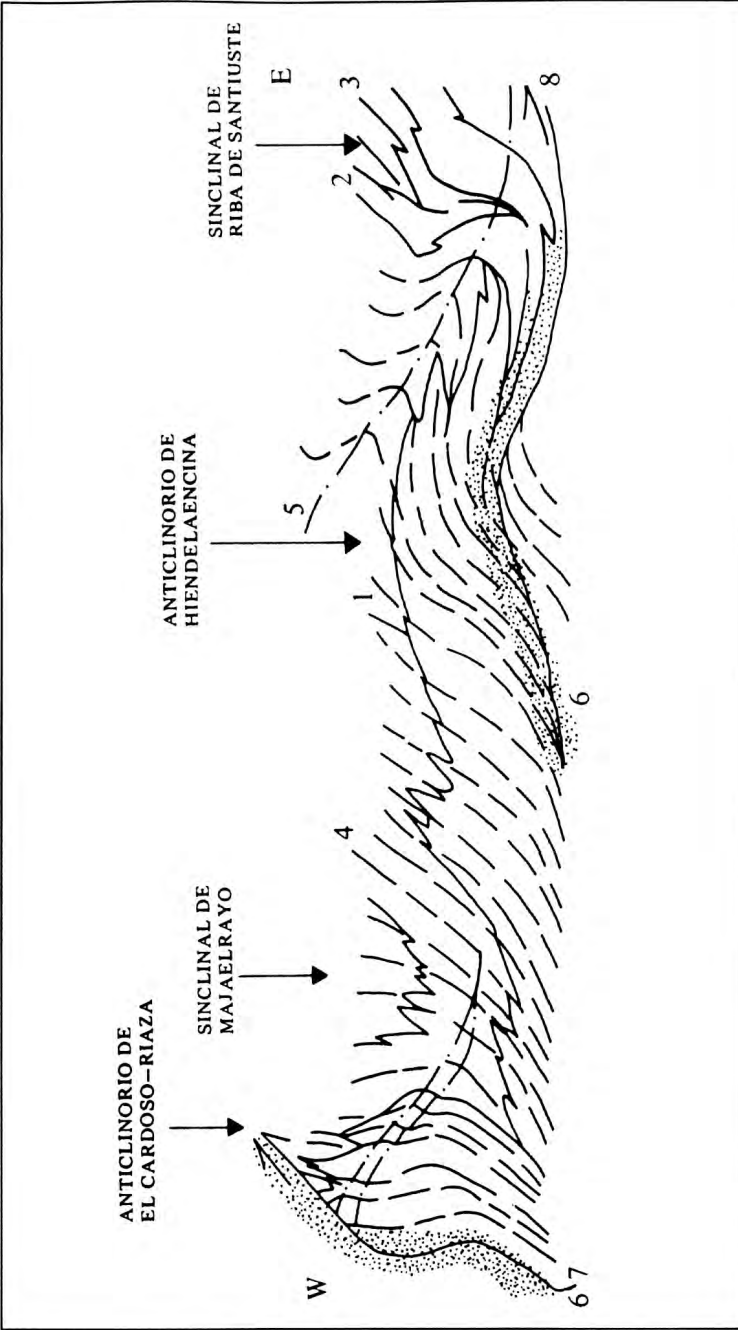


Figura 0.3. Corte esquemático de los anticlinorios de Hiendelaencina y El Cardoso, según González Lodeiro (1981) mostrando las relaciones entre las distintas fases: 1) Formación Alto Rey. 2) Límite Ordovícico-Silúrico. 3) Límite Silúrico-Devónico. 4) Esquistosidad S₁. 5) Esquistosidad S₂. 6) Zona de cizalla dúctil de primera fase. 7) Falla de Berzosa-Riaza. 8) Cabalgamiento de Hiendelaencina.

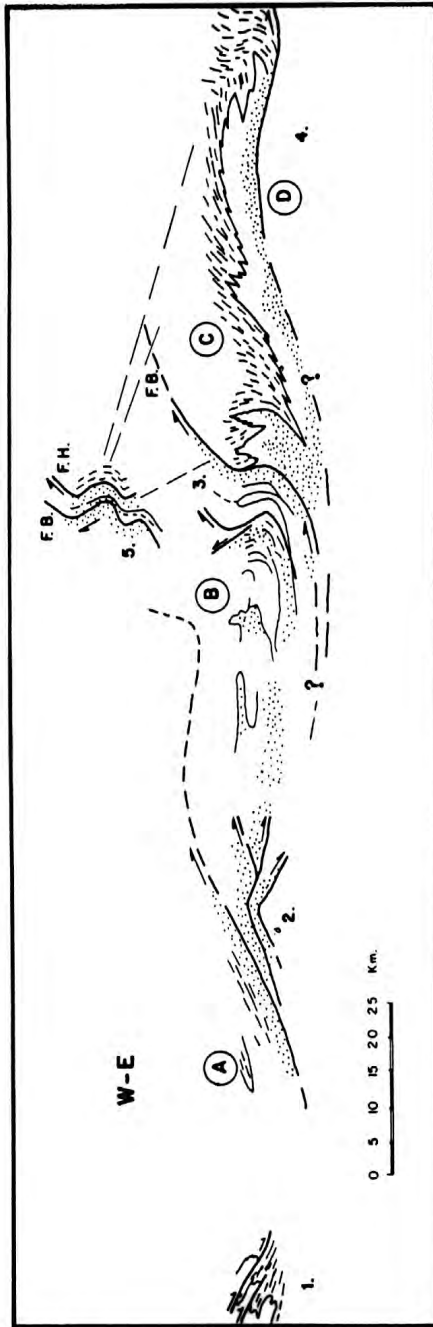


Figura 0.4. Cortes estructurales esquemáticos en el sistema Central mostrando la tectónica de grandes complejos. 1. Afloramiento metamórfico de Muñico (según CAPOTE, 1972). 2. Región de Buitrago. 4. Región de El Cardoso-Hiendelaencina (según GONZALEZ LODERO, 1981). A: Complejo de Gredos. B: Complejo de Guadarrama. C: Complejo de Somosierra-Ayllón. D: Unidad de Angón.

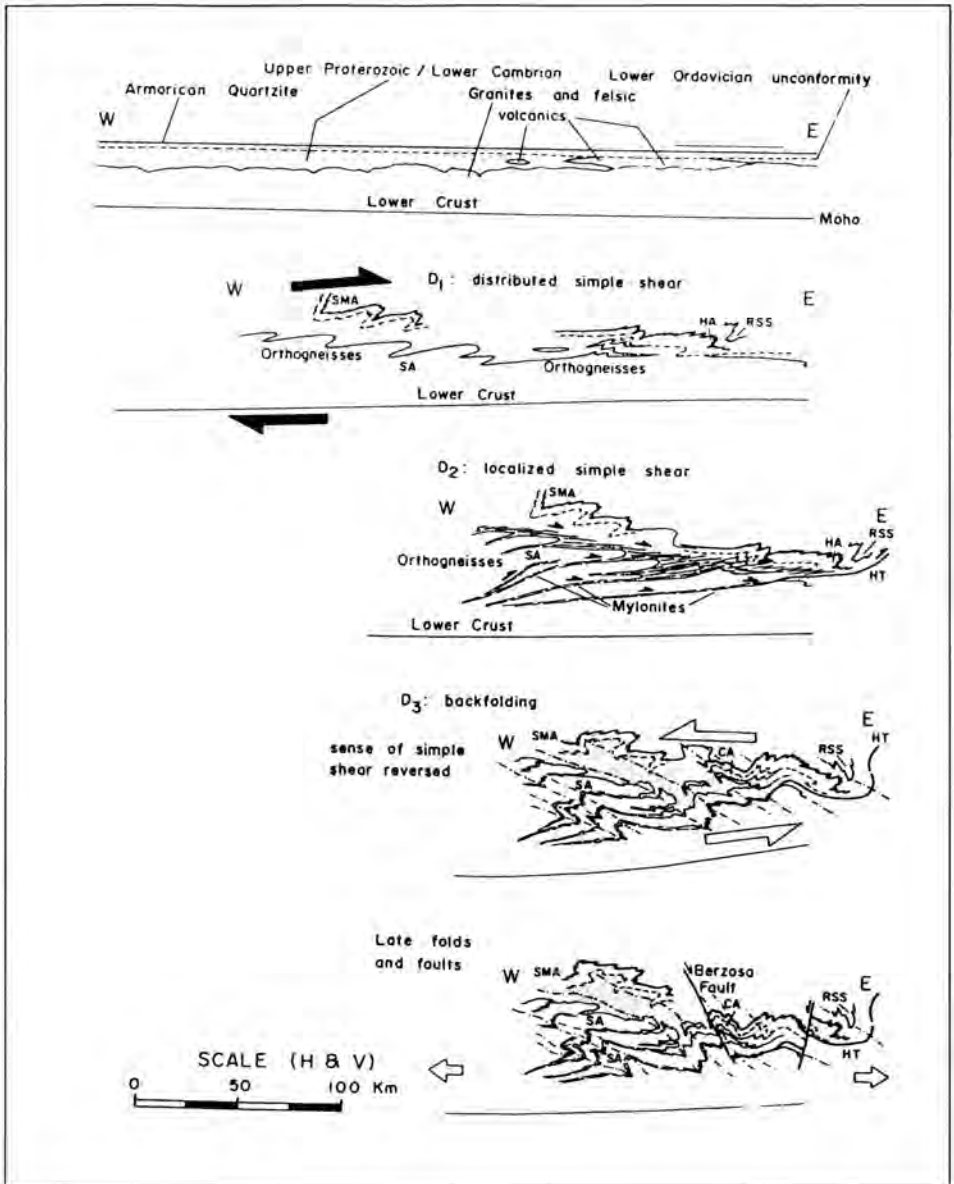


Figura 0.5. Secuencia evolutiva de la deformación Hercínica en la sierra de Guadarrama según Macaya et al., 1991. La sección superior muestra la supuesta configuración inicial previa a la deformación. Las cantidades de desplazamiento, acortamiento y engrosamiento son aproximadas. CA = Anticinal de El Cardoso; HA = Anticinal de Hiendelaencina; HT = Cabalgamiento de Hiendelaencina; RSS = Sinclinal de Riba de Santiuste; SA = Area de Segovia; SMA = Area de Santa M^a la Real.

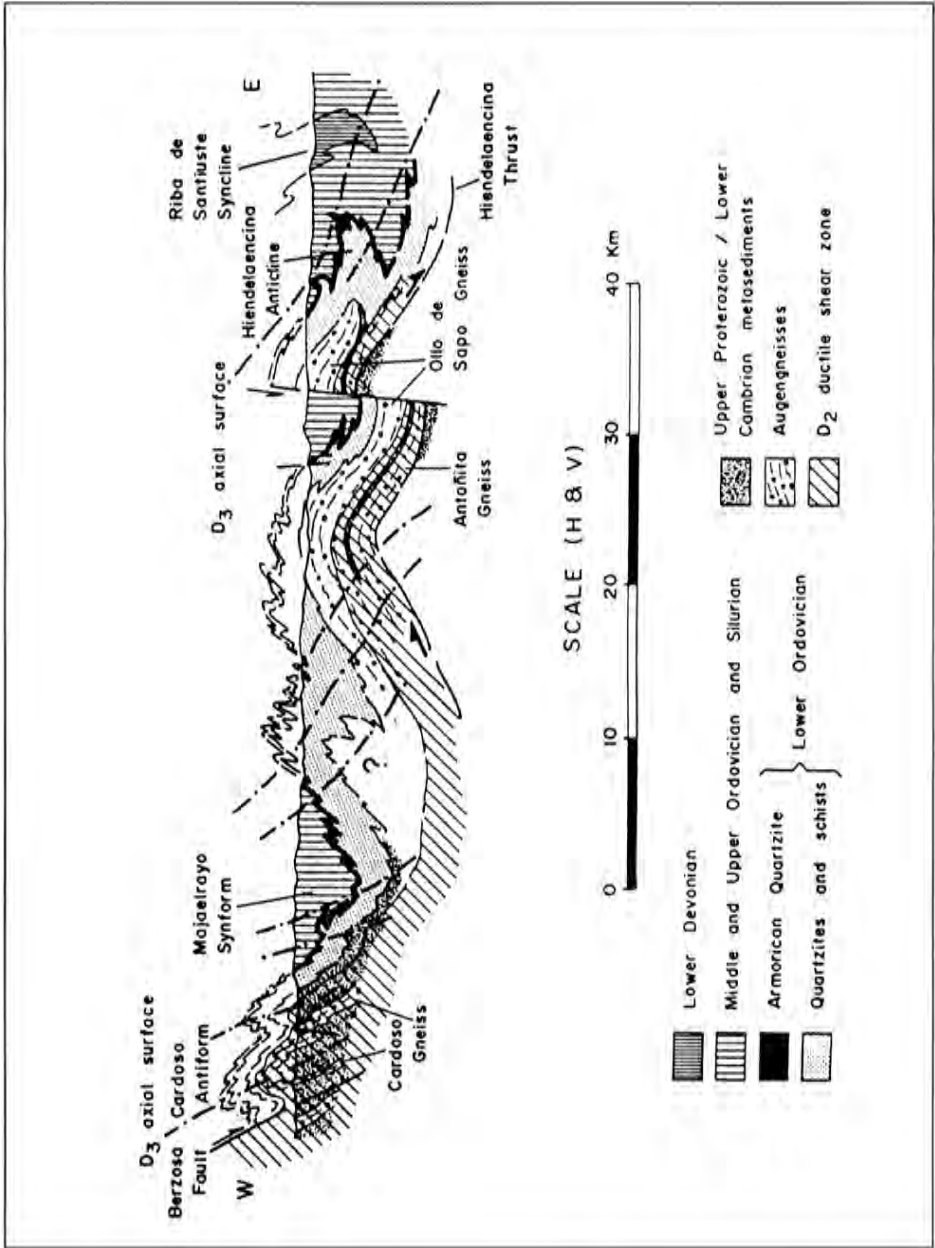


Figura 0.6. Corte geológico del sector oriental de la Sierra de Guadarrama según MACAYA et al. (1991).

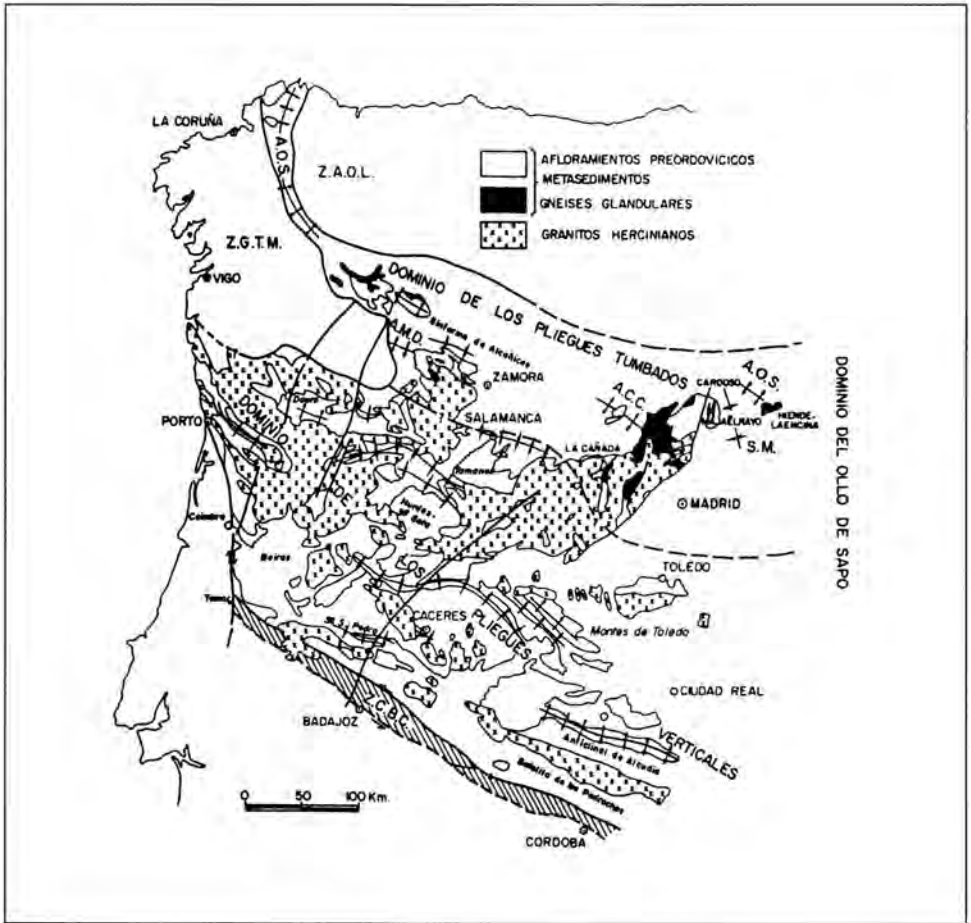


Figura 0.7. Situación del Dominio del Ollido de Sapo en el Macizo Hespérico, ligeramente modificado de Díez Balda et al. (1990). A.C.C.: Antiforme de El Cardoso-La Cañada. A.M.D.: Antiforme de Miranda do Douro, A.O.S.: Anticlinorio de Ollido de Sapo, S.M.: Sinforme de Majaelrayo, Z.A.O.L.: Zona Asturoccidental-Leonesa, Z.G.T.M.: Zona de Galicia Tras-Os-Montes, Z.C.B.C.: Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba.

ten entre el neis de El Cardoso y la cuarcita armoricana (Fm. Alto Rey). Otros autores (BISCHOFF et al 1973, GONZALEZ CASADO 1986) sitúan la mencionada discordancia a techo del neis de El Cardoso. En ambos casos, también se considera como preordovícico el conjunto de materiales situado al oeste del accidente de Berzosa.

En la hoja de Tamajón, no se han encontrado criterios suficientes que permitan identificar la discordancia mencionada. Por una parte, los niveles de microconglomerados que sí se observan en determinados puntos, no parece que constituyan por sí solos un criterio suficiente para determinar una discontinuidad de tal magnitud. Estos desaparecen hacia el norte de tal forma que el pa-

quete de metasedimentos (alternancia de esquistos y cuarcitas) situado entre el neis de El Cardoso y la cuarcita de la Fm. Alto Rey, presenta una notable homogeneidad litológica con aparente ausencia de discontinuidades, homogeneidad que persiste en el núcleo de la antifirma de El Cardoso, por debajo del neis con este nombre. Además la intensa deformación por cizalla que se concentra en el sector occidental de la hoja y se extiende por el este hasta los niveles basales del segundo miembro de la Fm. Rodada (pizarras homogéneas, R2) produce una fuerte transposición de las fábricas previas contribuyendo a la mencionada homogeneidad litológica y enmascarando el reconocimiento de cualquier contacto estratigráfico original.

Por otro lado, la datación en 408 ± 2 Ma del emplazamiento del protolito del neis de El Cardoso obtenida por el método U/Pb en circones (VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria, apartado 2.5) y el origen claramente vulcanosedimentario del mismo indican que, en caso de existir, la discordancia sárdica se debe situar por debajo de la intercalación neisica, en niveles estructurales tan afectados por la cizalla, que su traza sería difícilmente reconocible.

Por estas razones en la leyenda y cartografía de la hoja se ha optado por considerar, en el denominado dominio oriental, un conjunto principal de edad Precámbrico - Ordovícico que incluye todos los metasedimentos infrayacentes a la Fm. Alto Rey. En la parte inferior de este conjunto se ha separado, con criterios exclusivamente litológicos, un tramo basal eminentemente micaesquistoso cuyo contacto con los términos suprayacente se realiza a favor de una falla dúctil de bajo ángulo (*detachment* del Cervunal). La asignación de los términos inferiores de este conjunto metasedimentario al intervalo Precámbrico - Cámbrico, es puramente estimativa, pudiendo estar muy probablemente ausente, el Cámbrico.

Desde el punto de vista estructural, son diversos los problemas planteados. Por un lado el concerniente a la posición e interpretación del accidente de Berzosa; por otro la interpretación de dos estructuras importantes, bien representadas en la hoja, la antifirma de El Cardoso y el sinclinal de Majaelrayo. Empezando por la última, se ha podido comprobar que, contrariamente a las observaciones de GONZALEZ LODEIRO et al (1988) y MACAYA et al (1991), el sinclinal de Majaelrayo es una estructura de D_1 , de dirección N-S y ligeramente vergente al este, en cuyo núcleo afloran materiales del Ordovícico y Silúrico que están afectados por una esquistosidad primaria muy penetrativa, de tipo *slaty cleavage* que corresponde a la esquistosidad de plano axial de la estructura mencionada. Solo localmente y posiblemente circunscrita a bandas, se reconoce una esquistosidad de crenulación, con una dirección media de N 130-140 y buzamiento hacia el E, generalmente no superior a los 30°, cuyo significado se discutirá en el apartado correspondiente.

La zona de cizalla de Berzosa, tal y como se ha interpretado en la presente hoja, es una banda de intensa deformación de más de 10 km de anchura, localizada en el sector occidental de la hoja que afecta desde los materiales basales del segundo miembro de la Fm. Rodada (pizarras negras homogéneas, R2) por el este hasta los neises y esquistos pelíticos con silimanita y FK del extremo occidental de la hoja. La deformación por cizalla produjo una fuerte fábrica planar o plano-lineal que oblitera cualquier fábrica previa, salvo en una franja a techo de la misma donde la esquistosidad de cizalla es un clivaje de crenulación que engloba microlitos de todos los tamaños en los que se puede observar una esquistosidad primaria relicta, que es la S_1 . En toda la banda de cizalla, la esquistosidad, y la fuerte lineación mineral asociada, presentan valores característicos muy constantes, que no revelan en ningún caso que estén plegados por estructuras fuertemente retrovergentes de D_3 como proponen GONZALEZ LODEIRO et al (1988) y MACAYA et al (1991), por lo que la identificación de la antifirma de El Cardoso como una estructura de F_3 es también dudosa.

La zona de cizalla de Berzosa se superpone a una zonación metamórfica sin y tardi-D₁ de tipo Barrowiense a la que desestructura, produciendo simultánea, tardía y posteriormente a su desarrollo un metamorfismo de carácter ligeramente progrado o netamente retrogrado. Se trata por tanto de una estructura de tipo dúctil, sinmetamórfica cuya geometría y cinemática, indican un movimiento del bloque de techo (oriental) hacia el SE. Estas características permiten clasificarla como una zona de cizalla de origen extensional, circunstancia que lleva implícita una revisión de su metamorfismo asociado.

En este contexto, el marco geológico de la hoja de Tamajón según el modelo estructural considerado en el presente trabajo, es el siguiente :

0.3.1.3. *Marco geológico de la hoja de Tamajón. Modelo estructural*

La zona de cizalla de Berzosa separa dos bloques o dominios estructurales, occidental y oriental, aproximadamente coincidentes con los definidos por MACAYA et al (1991); no obstante en la presente memoria se considera que el límite entre ambos dominios coincide con un *detachment* de bajo grado (que se ha denominado *detachment* de Montejo por su proximidad a esta localidad) sobrepuesto a la propia zona de cizalla en su parte más interna, de tal forma que ésta queda circunscrita fundamentalmente al bloque oriental. Un accidente similar es el *detachment* del Cervunal o del Alto del Cervunal) que produce un pequeño salto metamórfico dentro de la zona de cizalla y cuya traza coincide aproximadamente con la tradicional falla de Berzosa (ARENAS et al 1982; GONZALEZ CASADO 1986).

El **dominio oriental** está constituido por una potente secuencia siliciclástica de cobertera dada como Ordovícico inferior - Devónico inferior, que regionalmente descansa en supuesta discordancia sobre un conjunto de rocas metasedimentarias y ortogneísicas cuya edad es Precámbrico superior a, tal vez, Cámbrico inferior (SCHÄFFER, 1969; GONZALEZ LODEIRO, 1981). Por debajo de los materiales del Ordovícico Inferior datado se intercalan los ortoneises micro y macroglandulares de El Cardoso y de Riaza (estos últimos solamente aflorantes en la hoja con este mismo nombre), en facies similar a la aceptada para el Olló de Sapo (ARENAS et al., 1982). Los primeros constituyen *metatuffs* riolíticos cuya edad es 480±2 Ma (U/Pb en zircones, VALVERDE-VAQUERO y DUNNING, esta memoria), semejante a la obtenida por VIALETTE et al. (1987) y, en materiales equivalentes, por GEBAUHER et al. (1993). El ortoneis de Berzosa aflora en los niveles micaesquistosos estructuralmente más bajos y presenta una facies claramente macroglandular. Este ortoneis ha sido relacionado con los tipos ortoneísicos macroglandulares del Guadarrama central y con el neis Antoñita de SCHÄFFER (1969) de la región de Hiendelaencina (ARENAS et al., 1982; GONZÁLEZ CASADO, 1987; BELLIDO et al., 1991), el cual ha sido datado como Cámbrico-Ordovícico (500±26 Ma, VIALETTE et al., 1986) o algo más antiguo (500-560 Ma, BISCHOFF et al., 1986).

El **dominio occidental**, situado estructuralmente por debajo del oriental, aflora de forma muy escasa en el sector oeste de la hoja de Tamajón. Litológicamente está regionalmente representado por una potente secuencia metasedimentaria preordovícica, constituida fundamentalmente por paraneises pelíticos y semipelíticos e intercalaciones delgadas de cuarcitas, mármoles y neises calcosilicatados, y grandes macizos de ortoneises glandulares y leucones que son predominantes hacia los niveles estructurales más bajos. Ambos grupos litológicos se caracterizan por su alto grado metamórfico y el desarrollo de procesos de fusión parcial. En la vecina hoja de

Prádena, los ortoneises glandulares proporcionaron una edad preliminar de 590 ± 10 M.a (U/Pb en zircones, VALVERDE VAQUERO et al., 1995 a) por lo que fueron en consecuencia relacionados, como otras rocas similares aflorantes en diversos puntos del Macizo Ibérico (LANCELOT et al., 1985), con el magmatismo ligado a la actividad orogénica cadomiense. Sin embargo nuevos datos geocronológicos obtenidos durante el transcurso del presente trabajo han asignado al protolito de los mencionados ortoneises, definitivamente, una edad ordovícica (482 ± 8 M.a., VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria, apartado 2.5); coincidente con la del neis de El Cardoso. Estas dataciones permiten suponer la existencia de eventos magmáticos generalizados, muy probablemente relacionados con una importante extensión vertical, durante el Ordovícico inferior.

El dominio occidental fue intruido por un grupo de leucogranitos peraluminicos biotíticos, de dos micas y turmaliníferos, con abundantes enclaves metasedimentarios y principalmente concentrados hacia los sectores estructuralmente más profundos, y por un enjambre de diques de apatitas y leucopegmatitas con silicatos de aluminio. Estos diques también se emplazaron de forma concordante en los niveles basales del dominio oriental.

Los dos dominios fueron afectados y separados por una zona de cizalla dúctil extensional, de bajo ángulo y gran escala, así como por una tectónica superpuesta de *detachments* normales de bajo grado con pequeños saltos metamórficos asociados. El estudio detallado de la evolución estructural y metamórfica de ambos dominios permite establecer dos eventos tectonometamórficos principales diferentes, D1 y D2. La macroestructura final es resultado de la superposición de un conjunto de estructuras deformativas poco penetrativas tardías, D3, las cuales pliegan ligeramente la zona de cizalla y dan lugar al desarrollo puntual de antiformal y sinformas de dirección NO-SE a NNO-SSE y escala kilométrica.

El evento D1 es resultado de la colisión hercínica durante el Devónico superior - Carbonífero inferior y con ella se asocia la formación de grandes estructuras compresivas como pliegues y cabalgamientos de dirección N-S a NO-SE, de vergencia en este sector hacia el E y NE, las cuales originan un fuerte engrosamiento cortical (MACAYA et al., 1991) y un metamorfismo prógado. La evolución durante el segundo evento deformativo, D2, y del metamorfismo sincinemático asociado, está principalmente controlada por la tectónica extensional que se superpone a las estructuras compresivas previas. Este evento extensional tuvo lugar hace $326 \pm 3 - 330 \pm 2$ M.a, como se deduce de las edades del pico de metamórfico en el dominio oriental y de enfriamiento en el occidental (U/Pb en monacitas, VALVERDE VAQUERO, et al., 1995 b; VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria). Los efectos estructurales y metamórficos del evento D2 son algo diferentes en los dos dominios, los cuales constituyen diferentes niveles de la secuencia estructural.

En la hoja de Tamajón, la macroestructura extensional D2 más importante consiste en una potente zona de cizalla dúctil, con más de 10 km de espesor donde las rocas metamórficas exhiben una heterogénea deformación no-coaxial con desarrollo de fábricas S-C miloníticas (BERTHÉ et al., 1979) originariamente subhorizontales. En el dominio oriental estructuralmente suprayacente, la intensidad de D2 aumenta progresivamente hacia su base, reconociéndose todos los estadios intermedios entre la perfecta conservación de la fábrica compresional previa, S1, y su completa superposición y transposición por una fábrica milonítica S2 (tectonitas L-S). En el reducido sector donde aflora el dominio occidental estructuralmente infrayacente, la fábrica previa ha sido en general totalmente transpuesta y ha tenido lugar la formación de una penetrativa folia-

ción, S2, y lineación, L2, en todas las litologías y a todas las escalas. Sólo en niveles estructurales más bajos, ya en las vecinas hojas de Sepúlveda y Prádena, la intensidad de la deformación D2 decrece y se reconoce la fábrica previa, S1, plegada.

0.3.2. Marco geológico de los materiales postmetamórficos

Los materiales postmetamórficos más antiguos de la hoja de Tamajón corresponden al Triásico que presenta características similares a las de la rama castellana de la Cordillera Ibérica, si bien tiene determinadas peculiaridades por su posición más próxima al borde de cuenca. Aunque es posible que los primeros depósitos del Buntsandstein estuvieran todavía controlados por los mismos movimientos en dirección que controlaron los depósitos del Pérmico, en la actualidad se admite que la sedimentación triásica y especialmente la del Buntsandstein está relacionada con una importante etapa de *rifting* que significa el comienzo del ciclo alpino (ALVARO 1986, SOPEÑA et al 1988, SANCHEZ MOYA, et al 1992/a y b).

El Jurásico está ausente, aunque en zonas próximas al este, aflora con las características propias de las formaciones establecidas en la rama castellana de la Cordillera Ibérica.

En lo que concierne al Cretácico, su estratigrafía está relacionada con la evolución durante esta época del sector NO de la Cordillera Ibérica si bien con ciertas particularidades propias del margen meridional del Sistema Central.

Los materiales terciarios forman parte del relleno final de la Cuenca del Tajo. Se han separado dos unidades con implicación secuencial atribuibles al Mioceno superior - Plioceno y Plioceno respectivamente. Con características litológicas comunes, representan facies de orla proximal a media - distal de abanicos aluviales de procedencia N y NO con área madre situada en los relieves paleozoicos.

Respecto a la compresión alpina, la hoja se sitúa en una zona problemática, de entronque del Sistema Central en la Cordillera Ibérica, donde coexisten las deformaciones relacionadas con la formación de ambas cadenas; sin embargo, son las estructuras relacionadas con el levantamiento del Sistema Central, más modernos, las responsables de la configuración alpina de la región.

1. ESTRATIGRAFIA

En este capítulo se procede a la descripción de las características litológicas y estratigráficas de las unidades representadas en la presente hoja, que se agrupan en dos conjuntos principales, el de rocas metamórficas y el de rocas postmetamórficas. En el caso de las rocas metamórficas, esta descripción se centra en el aspecto de campo de cada una de las unidades cartográficas, reservándose la discusión de sus características petrográficas de detalle al capítulo de petrología.

1.1. ROCAS METAMORFICAS

1.1.1. Dominio occidental

Como se ha explicado en el apartado 0.3.1. la zona de cizalla de Berzosa, separa dos dominios de características litológicas, estructurales y metamórficas diferentes. En el dominio occidental

existe un conjunto metasedimentario formado por paraneises con intercalaciones de esquistos biotíticos, metaareniscas, cuarcitas y cuarcitas anfibólicas, dentro del cual afloran, mediante contactos aparentemente intrusivos, diferentes cuerpos tanto de origen ortoderivado, (principalmente neises glandulares y leuconaises), como paraderivado (neises bandeados biotíticos). Mas al oeste, es decir en las zonas más internas del dominio, los ortoneises son mayoritarios respecto a los metasedimentos, ocupando por tanto una posición basal en la secuencia que, según MACAYA et al (1991), pese a las relaciones intrusivas mencionadas anteriormente, permite interpretarlas como un basamento desde el punto de vista reológico.

En la hoja de Tamajón este dominio está exclusivamente representado en una banda de apenas 1 km de ancho subparalela al límite occidental de su cuadrante NO, en la cual paraneises, neises bandeados biotíticos y leucogranitos son las únicas litologías aflorantes. Para una información más amplia de este dominio se sugiere consultar las hojas de Sepúlveda (431), Prádena (458), Buitrago (484) y Torrelaguna (509) y en general todas aquellos que cubren el dominio del Guadarrama del Sistema Central.

1.1.1.1. *Paraneises estromáticos, esquistos biotíticos, metaareniscas, cuarcitas y cuarcitas anfibólicas (3). Preordovícico*

Esta unidad cartográfica agrupa diferentes tipos litológicos aunque los paraneises son claramente predominantes sobre los demás que, en realidad, se presentan en forma de intercalaciones. Ninguna de estas intercalaciones tiene entidad para ser representada en la cartografía siendo notable la homogeneidad litológica de todo el conjunto.

Los paraneises presentan un bandeo composicional, frecuentemente con características estromáticas, definido por la alternancia de niveles cuarzofeldespáticos y niveles micáceos. Los niveles cuarzofeldespáticos son agregados leucocráticos, compuestos por cuarzo, plagioclasa y, casi siempre, feldespato potásico que alternan o están englobados en bandas ricas en biotita y sillimanita (melanosoma) definiendo la foliación o fábrica principal de la roca ($S_p=S_2$) que generalmente presenta una textura milonítica o protomilonítica SC en la que la fibrolita es paralela a la L_2 . Las bandas leucocráticas pueden aparecer plegadas de forma intrafoliar por un conjunto de pliegues isoclinales de D_2 de tal forma que aunque la mayoría están estructuradas paralelamente a S_2 , la fusión parcial de estos metasedimentos se debió iniciar al menos precrozmente respecto a D_2 .

Esta fábrica está localmente alterada por el desarrollo de diatexitas con estructuras *schielén* y nebulíticas que representan fundidos generados en etapas sin- D_3 como revela la migración de dichos fundidos hacia zonas de charnela de pliegues de D_3 .

Los paraneises alternan con esquistos biotíticos constituidos, a simple vista, por biotita, sillimanita, y cuarzo. Presentan generalmente una fábrica planar (S_2) definida por la orientación de micas que en detalle corresponde, a una fábrica milonítica de tipo SC. En las proximidades del *detachment* de Montejo es común la superposición de una fábrica de crenulación extensional de tipo ECC (PLATT y VISSERS, 1980).

Otras litologías que son frecuentes dentro de los paraneises son las metaareniscas y las metacuarzitas. Se presentan en niveles decimétricos a métricos en los que se reconoce cuarzo, feldespato

y en menor proporción, biotita y sillimanita, en las metareniscas y prácticamente solo cuarzo en las cuarcitas. Su fábrica interna plano-linear está menos marcada que en las litologías anteriores y viene determinada por la elongación de granos de cuarzo y feldespato. Es habitual encontrar estas litologías en forma de *boudins* aislados dentro del conjunto de paraneises. En algunos puntos se han encontrado con esta disposición, dentro de los paraneises estromáticos, cuarcitas anfibólicas cuya composición mineral es de cuarzo y plagioclasa con numerosos anfíboles y algún piroxeno.

Más homogéneamente distribuidas por todo el conjunto de paraneises, las rocas de silicatos cálcicos se distinguen por sus tonos verdosos o rosáceos, derivados de la presencia de anfíboles y piroxenos y granates cálcicos además de plagioclasa y cuarzo. En la hoja de Prádena se han cartografiado algunas intercalaciones significativas de rocas de este tipo, las cuales, sobre todo las próximas a ortoneises, tienen un carácter skarnoide y presentan cristales de anfíbol y plagioclasa de hasta 1 cm de tamaño. También en esta hoja se ha cartografiado un nivel de cuarcitas grafitosas y niveles de mármoles que, sin embargo, no se han reconocido en la presente hoja.

Por otra parte, en este sector es característica la presencia de diques pegmatíticos sin otra fábrica interna que la producida por el cizallamiento de D_2 . En las zonas de mayor deformación estos diques se encuentran aboudinados y rotados hacia el paralelismo con S_2 transformándose en tectonitas protomiloníticas de los tipos L o LS.

En general, toda esta serie está afectada por un intenso metamorfismo, desarrollándose sobre ella la zona de la sillimanita II del segundo evento tectometamórfico (D_2). Además, tardío respecto a S_2 , se reconoce un intenso retrometamorfismo de posible origen hidrotermal, que da lugar al crecimiento de minerales retrógrados como la moscovita (a partir de plagioclasa), clorita (a partir de la biotita) e incluso sillimanita fibrolítica desorientada.

Muy probablemente este conjunto deriva de una serie constituida por pelitas, grauvacas y areniscas con intercalaciones aisladas de margas y muy localmente de calizas y dolomías. La edad preordovícica, está acotada por la de las intrusiones de ortoneises glandulares (VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria, apartado 2.5) si bien por correlación con otros sectores del Hercínico peninsular, probablemente se pueda asignar al Precámbrico - Cámbrico inferior (MACAYA et al., 1991).

1.1.1.2. *Neises bandeados biotíticos (1)*

Afloran exclusivamente en la esquina NO de la hoja en una zona de muy difícil acceso por lo que su descripción se basa en observaciones realizadas en las hojas vecinas de Riaza y Prádena. El contacto con los paraneises es muy difuso y en general difícil de establecer no existiendo criterios que permitan asignarle el carácter intrusivo observado en otros puntos del Sistema Central.

Son rocas en las que la fábrica principal ($S_p = S_2$) está definida por un bandeo composicional característico consistente en la alternancia de bandas félicas ricas en biotita y bandas cuarzo-feldespáticas claras, generado en condiciones migmatíticas a favor de reacciones de desaparición de la moscovita y formación de feldespato potásico y una cierta componente de material fundido. Esporádicamente se encuentran fenocristales dispersos de feldespato potásico y plagioclasa, rodeado por la foliación y con sombras de presión. En otras ocasiones los fenocristales están aplastados y estirados, incluidos en los niveles cuarzo-feldespáticos.

Según se describe en la hoja de Prádena (458, ITGE 1991), en el contacto con los metasedimentos es frecuente encontrar enclaves de éstos y lentejones pegmatíticos, deformados y aboudinados, así como intercalaciones métricas de neises bandeados dentro de los metasedimentos. Así mismo se pone de manifiesto la relación de estos neises con los neises mésoocratos-melanócratos muy abundantes en la hoja mencionada que, con una gran similitud mineralógica y de facies, pasan gradualmente de unos a otros.

Como ocurría en el encajante estos neises están afectados por un intenso retrometamorfismo, durante el cual, como se ha podido comprobar en lámina delgada, todavía se desarrolla la Sp. Este produce, mediante un importante aporte de agua, la alteración de los feldespatos y su reemplazamiento por moscovita.

La edad mínima de los protolitos de estos neises ha sido determinada por WILDBERG et al (1989) en 540 Ma. (AZOR et al 1992), si bien esta edad ha de ser tomada con precaución (ver apartado 2.5 de geocronología). Aunque tradicionalmente se les ha asignado un origen ortoderivado, el alto contenido que generalmente presentan en biotita y sillimanita, es propio de materiales sedimentarios.

1.1.1.3. *Leucogranitos de dos micas foliados (2)*

Afloran en el cuadrante NO de la hoja formando un cuerpo alargado masivo incluido dentro de los metasedimentos del dominio occidental con las que desarrolla contactos netos. Buenos puntos de observación de esta litología y de sus relaciones con el encajante son la pista que enlaza el Puerto de El Cardoso con Somosierra y la zona de confluencia de los ríos Horcajo y Jarama.

Litológicamente son granitos-leucogranitos de dos micas, foliados, formados por cuarzo, feldespato K, plagioclosa, moscovita y biotita, y como accesorios principales, sillimanita fibrolítica, granate y turmalina. Su foliación es de tipo magmático fluidal, subparalela a la S_2 regional lo que permite considerarlos como fundidos hercínicos derivados de un protolito desconocido pero que bien pudiera corresponder a los leucogranitos prehercínicos muy abundantes en áreas contiguas al oeste.

La textura de estos granitos-leucogranitos es sacaroidea, no porfídica, equigranular y de grano medio-fino. La foliación magmática está definida por la orientación planar de la biotita y por la alongación de los granos del FK, mientras que el cuarzo forma granos milimétricos regulares y la moscovita aparece generalmente como placas orientadas concordantemente con la mencionada foliación. Localmente se observan fábricas protomilomíticas de tipo SC generadas en estado subsólido.

1.1.2. Dominio oriental

En este dominio aflora una serie comprendida entre el Precámbrico superior y el Devónico inferior aunque en la hoja de Tamajón sólo está representada hasta el Ordovícico superior (Fig. 1.1). La serie presenta, sin considerar discontinuidades de segundo orden, una notable continuidad estratigráfica en sus términos superiores. En las inmediaciones de la cuarcita del Arenig (o cuarcita armoricana), sin embargo, todavía es muy intensa la fábrica asociada a la zona de cizalla de Berzosa (S_2) que, con carácter de esquistosidad de crenulación, traspone las fábricas anteriores S_0 y S_1 , dificultando el reconocimiento de contactos litológicos. En los términos inferiores de la

PRIDOL	LOTZE, 1929	SOMMER, 1965	SCHÄFER, 1989	BULTYCK SOERS 1971 SOERS 1972	BISCHOFF 1974 BISCHOFF et al, 1973, 1980	GONZ. LODEIRO 1981 a, b, 1982 a, b	HAMMANN et al 1982	GUTIERREZ MARCO et al 1984						
0	Unidad cartográfica y denominaciones utilizadas en la presente hoja	F. ALCOLEA	P cu. dr., pz.	F. ar. de Alcolea	F. ar. de Alcolea	F. ar. de Alcolea	cu. Alto Rey	cu. Alto Rey						
1		F. Callemaras		6					M2 M1	Serie de Sarrat, inf. a	F. p. de Callemaras	M. sup. M. inf.		
2		cu. de Santibañez		5					cu. Santibañez	cu. Sarrat, inf. a	cu. Santibañez		O ₃ - S ₁ O _{2p} - S ₁ O ₁	
3		R ₃		4					g	M ₅	C. Rodada			O _{2p}
4		R ₄		3					Sup f	M ₄				
5	R ₅	2	C. d	M ₂										
6	II	S. de Rodada	P. arc	eq. de Pródena	F. eq. de Pródena	Oz	a + p	Mar.						
7	10	I	Inf	C. b	Inf	Pródena	p	M ₂						
8	9	8	a	M ₁	cu. Armónica	cu. Alto Rey	p. t. con N. cristali	g						
9	8	F. Alto Rey ó cu. armónico cu. del Arag	Suc. cuarc.	cu. Alto Rey	cu. Armónica	cu. Alto Rey	cu. Alto Rey	F. cu. Alto Rey						
10	7	S. semi - metamórfica	S. semi - metamórfica	F. Barrod M ₁	C. Constante	F. cu. y eq. de La Constante	F. constante	F. cu. y eq. de La Constante						
11	?	Pré-Ordovícico												

Figura 1.1. Columna tipo del Paleozoico en la zona de estudio y nomenclatura utilizada por los principales autores (parcialmente modificado de Fernández Casals y Gutiérrez Marco, 1985).

serie, por debajo de la mencionada cuarcita, existe una continuidad aparente que, en realidad, corresponde a una importante homogeneización litológica impuesta por la fuerte penetratividad de la misma fábrica mencionada anteriormente; en estos términos esta fábrica tiene un carácter de *schistosity* y es la fábrica principal de la roca, borrando a cualquier otra previa.

La intensa deformación impide reconocer la discordancia sárdica por debajo de la cual se encontrarían los materiales preordovícicos y que algunos autores sitúan a techo de los neises de El Cardoso y de Riaza (BISCHOFF et al 1973, GONZALEZ CASADO, 1986), y otros, dentro de la serie comprendida entre estos neises y la cuarcita del Arenig (GONZALEZ LODEIRO et al 1988, MACAYA et al 1991). La datación del protolito del neis de El Cardoso en 480 ± 2 Ma (método U/Pb en zirrones, VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria) y el origen claramente vulcanosedimentario de éste, sugieren que, en caso de existir, la discordancia sárdica se situaría por debajo de la intercalación neísica.

Por estas razones y según se ha explicado en el apartado 0.3.1.2., en la zona más occidental de este dominio, se ha considerado un conjunto litoestratigráfico principal (unidades cartográficas 6 y 7) que incluye todos los metasedimentos infrayacentes a la cuarcita del Arenig. En la parte inferior de este conjunto se ha separado, por su contraste litológico con los términos suprayacentes, un tramo basal esencialmente micaesquistoso (6) cuyo límite superior coincide con el *detachment* del Cervunal.

Intercalados en diferentes niveles del conjunto metasedimento de este dominio se reconocen tres tipos de neises glandulares: el neis Berzosa (4), el neis de El Cardoso (5) y el neis de Riaza, este último sólomente representado en la hoja de Riaza y no en la de Tamajón. Además, dentro del tramo basal micaesquistoso existen delgados niveles de cuerpos leuconesicos, sin entidad cartográfica, cuyo desarrollo no es exclusivo de este dominio, ya que también afloran en el dominio occidental donde son regionalmente muy abundantes.

1.1.2.1. *Micaesquistos con niveles de metasamitas, anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos (6). Precámbrico - Cámbrico*

Afloran en el sector más interno del dominio oriental ocupando una banda de dirección N-S y unos 3-4 km de ancho limitada por los *detachments* de Montejo y El Cervunal. La presencia a techo de este último accidente, que produce un pequeño salto en la secuencia metamórfica, el carácter esencialmente micaesquistoso de la serie, en contraste con los términos suprayacentes notablemente más cuarcíticos y la fuerte deformación que la afecta, ha aconsejado su diferenciación como una unidad cartográfica aparte.

La edad de esta unidad se asigna de forma estimativa al intervalo Precámbrico - Cámbrico, si bien atendiendo a criterios regionales, es muy probable que el Cámbrico esté ausente. A este respecto hay que decir que el neis metagranítico de Berzosa, que se intercala en el parte alta de la unidad se asimila con la facies Antoñita de Hiendelaencina la cual ha sido datada en 500 ± 26 M.a (VIALETTE et al, 1986 método R/Sr en roca total) o en 500-560 M.a. (BISHOFF et al, 1986, método U/Pb en Zirrones).

La unidad consiste esencialmente en micoesquistos y esquistos que alternan con abundantes niveles de metasamitas y cuarcitas de orden decimétrico y métrico. Son relativamente frecuentes

las cuarcitas feldespáticas que forman delgados niveles incluidos en los términos pelíticos, así como las anfibolitas y rocas de silicatos calcícos, fáciles de distinguir por sus tonalidades verdosas y rosáceas o amarillentas. Estas últimas constituyen cuerpos alargados y generalmente aboudinados, con espesores decimétricos o métricos, que en ocasiones, presentan una cierta continuidad dentro del resto de metasedimentos; sus afloramientos se distribuyen con relativa homogeneidad por toda la unidad.

El aspecto general de la serie a escala de afloramiento, viene definido por la foliación S_2 que es una fábrica protomilonítica a milonítica de tipo SC, que individualiza niveles lenticulares, ricos en cuarzo y plagioclasa, dentro de bandas micáceas en las que a simple vista se pueden reconocer megacrístales de granate, estaurólita, sillimanita y distena. La S_0 es prácticamente irreconocible, salvo puntualmente y en detalle, cuando las intercalaciones cuarcíticas son de suficiente espesor, en cuyo caso se observa en paralelismo con la S_2 ; la S_1 no se ha reconocido nunca de visu salvo relictas, en algunas charnelas de pliegues aislados (aunque sí a la microescala, dentro de porfiroblastos). En toda la serie se observa una fábrica de crenulación extensional (ECC, de PLATT y VISSERS, 1980) que es especialmente abundante en las proximidades de los dos *detachments*. Desde el punto de vista metamórfico la serie corresponde a la zona la sillimanita I.

1.1.2.2. *Esquistos, metasamitas y cuarcitas con niveles de cuarcitas anfibólicas. En la parte superior, cuarcitas, esquistos y pizarras (7). Precámbrico - Arenig*

Al este del *detachment* del Cervunal la serie es más metasamítica y cuarcítica circunstancia que permite separarla litoestratigráficamente del tramo de micaesquistos infrayacente. No obstante, dentro de ella persiste una notable homogeneidad que impide diferenciar tramos o unidades salvo el correspondiente a los neises de El Cardoso. En el antiforme de El Cardoso, por debajo del neis, GONZALEZ CASADO (1986) distingue un tramo más esquistoso a techo y uno más cuarcítico, cuya base no aflora, a muro. Sin embargo, esta diferenciación no se ha observado durante la realización del presente trabajo, como tampoco se ha podido observar en la hoja de Riaza el nivel de micaesquistos a través del cual, según este autor, se realiza el tránsito entre el neis de El Cardoso y el neis de Riaza. Sí se han reconocido los niveles de cuarcitas anfibólicas citadas por el mismo autor por debajo de estos neises aunque son menos frecuentes que al oeste de la falla de El Cervunal.

En este sector más oriental el aspecto general de la serie sigue definido por la S_2 que, en este caso, como consecuencia de la abundancia de niveles cuarcíticos y, también de la menor intensidad de la deformación (menor cuanto más a techo de la zona de cizalla), produce una alternancia de tramos eminentemente cuarcíticos y tramos eminentemente esquistosos, que dan sensación de una falsa estratificación. En detalle, cada uno de los tramos cuarcíticos (algunos de los cuales puede llegar a tener 100 m de potencia) consiste en un tren de pliegues isoclinales envueltos y traspuestos por la S_2 que, con buzamiento al E, es su esquistosidad de plano axial. Los pliegues se desarrollan sobre capas de cuarcitas de grano grueso a muy grueso, de orden métrico y decimétrico entre las que se intercalan delgados niveles pelíticos. Los tramos eminentemente esquistosos intercalan bandas cuarcíticas de orden métrico cuya estructura interna es idéntica a la observada en los tramos cuarcíticos principales; son frecuentes los niveles de micaesquistos.

El *detachment* de El Cervunal produce un salto metamórfico que se pone de manifiesto por la brusca desaparición de fenocristales de distena en el bloque de techo (oriental) de tal forma que

en éste, la S_2 , con características similares a las descritas en el bloque al muro (occidental), viene definida por bandas micáceas que engloban fenocristales de granate y estauroлита, principalmente, y sillimanita en su parte más interna.

Por otra parte, en el mencionado bloque de techo, concentradas en una franja estrecha subparalela y contigua al *detachment* del Cervunal, se observan numerosas venas de cuarzo con andalucita, que se interpretan tardías respecto a la S_2 . También tardías respecto a la S_2 son los planos C' que en forma de crenulación extensional (ECC, PLATT y VISSERS 1980) se distribuyen, tanto a la mesoescala como a la microescala, por toda la serie, especialmente en sus términos inferiores; en estos planos se concentran las principales transformaciones retrógradas que caracterizan el desarrollo de los estadios finales de la $Sp(S_2)$

Más al este, en los términos inmediatamente infrayacentes a la cuarcita armoricana la deformación por cizalla pierde su intensidad y la S_2 pasa a ser una esquistosidad de crenulación que engloba microlitos de todos los tamaños en los que se conservan las fábricas anteriores, entre ellas la S_0 original. Es en estos términos, que también afloran en el núcleo del anticlinal de Valverde - Galve de Sorbe, donde se pueden realizar las únicas observaciones con valor estratigráfico en la serie .

Se trata, esencialmente, de una alternancia de limolitas y pelitas limolíticas con cuarcitas y areniscas cuarcíticas. Corresponden a los 50-100 últimos metros de la Fm. Constante de SCHAFER (1969) cuya base, desconocida en la presente hoja por causas explicadas en párrafos precedentes, coincide con la discordancia sárdica. En la serie levantada en la Loma de Cabeza Minga, al este de la Puebla de la Sierra se han reconocido las siguientes facies:

- Facies heterolíticas. Consisten predominantemente en alternancias rítmicas de frecuencia decimétrica, de limolitas grises de grano fino y areniscas cuarcíticas en capas tabulares gradadas de grano medio a fino. Estas últimas presentan estructuras tractivas generadas por tormentas, *hummocky cross stratification (HCS)* y *ripples* de oscilación. Los intervalos más limolíticos pueden presentar estratificación lenticular. Caracterizan medios típicos de *offshore* dominado por tormentas.
- Facies canalizadas. Están representadas por capas tabulares amalgamadas de cuarcitas y areniscas cuarcíticas de grano fino. Constituyen paquetes de potencia métrica organizados en ciclos positivos y se asocian a bases canalizadas muy laxas. Se interpretan como canales de *offshore (goullies)*. En vertical pasan transicionalmente a facies heterolíticas.
- Barras. Son poco frecuentes, y se reconocen como secuencias estratocrecientes de varios metros de potencia constituidas por facies heterolíticas en la parte inferior y capas amalgamadas de areniscas cuarcíticas hacia techo. Las estructuras tractivas denotan un incremento energético en vertical, acorde con una somerización relativa por crecimiento de las barras o migración de las mismas, si bien se mantienen en medios de *offshore*.
- Fangos anóxicos. Aparecen de forma ocasional y constituyen niveles de pelitas negras, ligeramente grafitosas con espesores de orden métrico. En algunos casos presentan estratificación lenticular muy diluida. Se interpretan como zonas deprimidas entre barras de *offshore* con fondos muy poco oxigenados y de baja energía.

En términos generales, la Fm. Constante se enmarca en un contexto de plataforma siliciclástica dominada por tormentas. La parte superior, que constituye la parte reconocida, marca una tendencia somerizante incipiente con un mayor desarrollo de barras y fangos anóxicos hacia techo en tránsito con los depósitos más litorales de la Fm. Alto Rey, suprayacente.

La Fm Constante equivale a las formaciones Borrachón, Deré y Santed de la Cordillera Ibérica, a la "alternancia inferior" o "serie púrpura" de los Montes de Toledo y a los términos superiores de la serie de los Cabos en la zona asturoccidental-leonesa. En diversos puntos del Sistema Central en la parte media y superior de la formación se han encontrado Cruzianas y Skolitus que permiten datarla como Ordovícica inferior (FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO, 1985).

1.1.2.3. *Neises glandulares. Neis de Berzosa (4)*

Afloran en la parte alta de la serie micaesquistosa (6) que caracteriza el sector comprendido entre los *detachments* del Montejo y el Cervunal. Forman cuerpos con morfologías lenticulares o alargadas a favor de la S_2 que, aunque discontinuos localmente, se prolongan por el sur hasta las inmediaciones de la localidad de Berzosa. El contacto de estos cuerpos con el encajante no es neto, observándose alternancias con esquistos y micaesquistos en la zona de tránsito y niveles de estos últimos dentro de los cuerpos neísicos.

Estos neises con comparables para muchos autores con los ortoneises glandulares que constituyen los grandes macizos del sector central del Sistema Central. Corresponden a los "neises de Berzosa" de BISCHOFF et al, (1973), FERNANDEZ CASALS, (1974), CAPOTE Y FERNANDEZ CASALS, (1975); al "Neis de Nazaret" de SCHAFER (1969), GARCIA CACHO (1973) y NAVIDAD (1975); y a parte de los "neises de Riaza" de GARCIA CACHO (1973) y ARENAS (1979).

En la presente hoja las mejores observaciones de estos neises se pueden realizar en las carreteras de Montejo a la Hiruela y de Pradena a La Puebla y, con mas dificultades de acceso al oeste de la Loma del Agua Fría. Se trata de neises cuarzofeldespáticos caracterizados por la presencia de glándulas de feldespato potásico (cuyo tamaño máximo oscila entre 3-5 cm, aunque eventualmente pueden alcanzar los 8-10 cm) con distribución heterogénea y envueltos en una matriz cuarzofeldespática y micéa minoritaria (5-15%). Las glándulas suelen presentar formas ovaladas y estiradas (casi nunca idiomorfas) impuestas por la deformación por cizalla de D_2 , que confieren a la roca una fábrica planar o plano-lineal de carácter milonítico, observándose con frecuencia en la roca una estructura interna de tipo SC. Sobreimpuesta a esta fábrica se desarrollan planos C' con geometría extensional en los que se concentran los procesos de retrometamorfismo (transformación de facies anfíbolíticas a facies de esquistos verdes) que afectan la roca.

Estos neises se han considerado de origen vulcanosedimentario (BISCHOFF et al. 1973, FERNANDEZ CASALS 1974, GONZALEZ CASADO 1986) o plutónico (ARENAS et al 1980) si bien los análisis geoquímicos realizados en este proyecto (ver apartado 2.4) apuntan a una composición compatible con un origen paraderivado. Dataciones en litologías consideradas equivalentes como la facies Antoñita de Hiendelaencina arrojan edades de 500 ± 26 Ma (VIALETTE et al. 1986, método Rb/Sr en roca total) o 500-560 Ma (BISCHOFF et al 1986, método U/Pb en zircones).

1.1.2.4. *Neises glandulares. Neis de El Cardoso (5)*

Afloran al este del *detachment* de El Cervunal en dos bandas de dirección submeridiana, conformes con la S_2 , que partiendo del cuadrante SO de la hoja de Riaza, se prolongan con mayor anchura en la hoja de Tamajón, donde cierran dibujando una estructura antiformal o antiforme de El Cardoso. En la hoja de Riaza estas dos bandas se interrumpen, ya muy adelgazadas, un poco más al sur del paralelo de la Pinilla si bien GONZALEZ CASADO (1986) estima que la más oriental enlaza con el neis de Riaza a favor de un nivel de micaesquistos y neises pelíticos, circunstancia ésta que no se ha podido comprobar durante la realización del presente trabajo. Los mejores puntos de observación de este neis se sitúan a lo largo de la carretera que une las localidades de El Cardoso, La Hiruela y Bocigano, sobre el cierre periclinal de la estructura mencionada. La cartografía de sus flancos, especialmente el oriental es más problemática dada la dificultad de los accesos, la mala calidad de los afloramientos y las frecuentes alternancias con el encajante.

Litológicamente se trata de neises microglandulares de grano fino; las glándulas son de tamaño generalmente inferior a 1 cm. Con formas aplastadas y sigmoides, están envueltas en una matriz micácea y cuarzofeldespática de proporciones variables, definiendo una fábrica planar o planolinear (S_2), eventualmente milonítica o protomilonítica que ha sido producida por un intenso cizallamiento de D_2 . A simple vista se reconocen planos C' con geometría extensional, tardíos respecto a la S_2 que concentran las transformaciones retrógradas a facies de los esquistos verdes observadas en la roca.

El contacto entre los neises de El Cardoso y los metasedimentos, subparalelo a la S_2 , no es neto, tratándose en numerosos puntos de una alternancia con esquistos o micaesquistos y también anfíbolitas; en los márgenes se citan facies ricas en granates. Estos neises han sido anteriormente descritos por SCHAFFER (1969), GARCIA CACHO (1973), NAVIDAD (1978), ARENAS (1980 y 1982) y GONZALEZ CASADO (1986) y han sido correlacionados con los neises que forman la parte alta de la Fm. Hiendelaencina u Olla de Sapo de grano fino (CAPOTE et al. 1977; GONZALEZ LODEIRO. 1980). Se les ha propuesto un origen volcánico (SCHAFFER 1969, GONZALEZ LODEIRO 1980) o vulcano sedimentario (NAVIDAD 1978, ARENAS et al 1980, 1982), interpretación esta última que parece la más probable a tenor de las características originales de la roca observables en zonas de menor intensidad de la D_2 (p.e. terminación periclinal de la antifirma de El Cardoso en la hoja de Tamajón): los abundantes fragmentos de cristales con orientación al azar sobre los planos de la S primaria, las frecuentes intercalaciones de metasedimentos y la propia presencia de porfiroblastos de granate sugieren que el neis de El Cardoso fue un *tuff* riolítico depositado dentro de la secuencia siliciclástica. La edad de este depósito sería de 480 ± 2 Ma tal y como indican las dataciones del protolito de la roca por el método U/Pb en zircones (VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria, apartado 2.5 de Geocronología).

1.1.2.5. *Leuconeises (sin representación cartográfica)*

Tanto en la hoja de Tamajón como en la de Riaza, se han reconocido cuerpos de leuconeises que por su escasa potencia y continuidad lateral, no se han representado en la cartografía aunque por su importancia se describen en este apartado.

Afloran formando cuerpos tabulares intercalados en los metasedimentos del dominio occidental, frente a los que desarrollan contactos netos. Regionalmente en este dominio aparecen asociados

a los grandes macizos de neises glandulares metagraníticos, bien como intercalaciones o como facies externas marginales en tránsito hacia ellos, siendo una posición equivalente a ésta, es decir marginal respecto a los neises de Berzosa, como también se observan en la parte más interna del dominio oriental. Son rocas neísicas cuarzófeldespáticas de tipo metaaplítico y metapegmaaplítico, de grano fino a medio, desprovistas de glándulas feldespáticas. Presentan una fábrica S_2 muy penetrativa definida por un bandeado de niveles más o menos leucocráticos y texturas miloníticas de tipo SC o planares.

Se interpretan como rocas ortoderivadas (BISCHOFF et al. 1973, ARENAS et al. 1981) pertenecientes a los términos más evolucionados de un magmatismo prehercínico seguramente relacionado con los mismos procesos que dieron lugar al origen del resto de rocas ortoneísicas existentes en la hoja y áreas de su entorno.

1.1.2.6. *Cuarcitas en bancos potentes. Fm. Alto Rey (8). Arenigiense*

Las alternancias de techo de la Fm. Constante dan paso de una forma rápida pero gradual a la Fm. Alto Rey que se caracteriza por la presencia de cuarcitas y cuarzoarenitas en bancos potentes y de tonos claros, entre las que se intercalan niveles de limolitas, grises y pelitas. Esta formación, definida por SCHÄFER (1969) en la sierra que le da su nombre, es equiparable a la "cuarcita armoricana" típica del SO de Europa y constituye en el Sistema Central un horizonte litológico guía en la parte inferior de la secuencia ordovícica, fácil de distinguir por los fuertes resaltes que produce en el paisaje.

En la hoja de Tamajón esta formación aflora en ambos flancos del sinclinal de Majaelayo, existiendo buenos puntos de observación tanto en las carreteras de acceso a Puebla de la Sierra y Corralejo como en los alrededores de Valverde de los Arroyos. Sin embargo el mejor afloramiento se localiza en la Loma de Cabeza Mingo donde se ha levantado una serie en la que se reconocen las siguientes asociaciones de facies :

- Barras. Corresponden a secuencias negativas de orden métrico a decamétrico compuestas esencialmente por cuarcitas y areniscas. La parte baja de las secuencias es tableada, e incluso puede contener términos heterolíticos, mientras que el resto está constituido por bancos masivos. Las estructuras internas, estratificación cruzada planar, sigmoidal y bimodal, estratificación ondulada y *ripples* de oleaje, indican un régimen muy energético en ambientes litorales registrando un predominio submareal. No obstante en la parte basal de la Fm. Alto Rey, aparecen barras cuarcíticas construidas por capas de tormenta amalgamadas con *H.C.S.* y *wave-ripples* como estructuras más frecuentes, caracterizando contextos de *offshore - shoreface*.
- Facies canalizadas. Litológicamente similares a las barras, se diferencian por estructurarse en ciclos positivos de menor potencia, con base canalizada. Presentan abundantes laminaciones tractivas predominando la estratificación cruzada bimodal y sigmoidal. Se interpretan como canales divagantes en régimen inter-submareal.
- Facies heterolíticas. Son alternancias entre limolitas-pelitas grises y areniscas cuarcíticas con estratificación *wavy*, *flasher* y *linsen*. Es frecuente la bioturbación. Caracterizan contextos de *mixed-flat* intermareal.

- Fangos anóxicos. Consisten en niveles métricos, de pelitas negras grafitosas con abundante pirita, que aparecen ocasionalmente a techo de los intervalos de facies heterolíticas, con las que presentan un contacto gradual. Se interpretan como depósitos de *lagoon* con fondos reductores, ricos en materia orgánica.

La tendencia conjunta para la unidad tiene un carácter somerizante reflejado por la influencia de tormentas en la parte baja y predominio de rasgos mareales y litorales hacia techo. Desde el punto de vista secuencial se encuentra ligada a la formación infrayacente constituyendo el intervalo de progradación de los términos de *nearshore* de la plataforma.

Hay que destacar como un aspecto de campo característico de esta formación la fuerte lineación que se suele desarrollar sobre los bancos de cuarcita como consecuencia de su intersección con esquistosidad. Cuando se trata de la S_1 como ocurre en el flanco oriental del sinclinal de Majaelrayo, ésta no suele penetrar dentro de los bancos salvo en zonas de charnela donde se produce una esquistosidad de fractura muy espaciada. Sin embargo en el flanco occidental de esta estructura, la cuarcita presenta una lineación de intersección con la S_p (S_2), muy marcada, que da idea de la intensidad de ésta. En algunos puntos como ocurre en los extremos norte y sur de la hoja, la penetratividad de la S_2 llega a producir la trasposición de segmentos enteros de cuarcita de tal forma que en algunos puntos de estas zonas la traza cartográfica de la cuarcita armoricana representa más bien una envolvente de estos segmentos.

El contenido paleontológico de la Fm. Alto Rey corresponde a icnofosiles y bivalvos. Los hallazgos de *Cruciana rugosa*, *Cruciana goldfussi* y *Cruciana furcifera* por parte de SCHÄFER (1969), BISCHOFF et al (1980) y ADELL et al (en ITGE, 1982), (FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO 1985) confirman una edad Arenig para esta formación. Su posición estratigráfica por encima del neis de El Cardoso y la datación de éste en 480 ± 2 Ma (VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria, permite acotar esta edad al Arenig superior. Su potencia es próxima a los 250 m en el sector septentrional de la hoja, disminuyendo a menos de 100 m en el sector meridional.

1.1.2.7. Pizarras, esquistos y cuarcitas. Fm. Rodada; R1 (9) Arenigiense

Las cuarcitas masivas de la Fm Alto Rey dan paso de forma gradual a una sucesión predominantemente pelítica constituida por diversas unidades referidas al Grupo Rodada (SCHAFER, 1969, GUTIERREZ MARCO et al 1984). Esta denominación equivale en su sentido más amplio a los "esquistos de Prádena" de SOERS (1972), que han sido considerados como formación por otros autores (FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO 1985)

La unidad basal más antigua de las que integran la Fm. Rodada, está formada por una alternancia rítmica entre cuarcitas - cuarzoarenitas micáceas y pelitas gris oscuro de 100 a 200 m de potencia. Presenta notables analogías lito y sedimentológicas con la Fm. Constante de la que se diferencia por los rasgos anóxicos generalizados de los términos pelíticos y el contenido apreciable en micas en las areniscas y cuarcitas.

El carácter tabular de las capas cuarzoareníticas, así como sus estructuras internas ponen de manifiesto el predominio de los procesos de tormenta sobre los demás agentes. En conjunto se aprecia una mayor proporción de areniscas y cuarcitas en la base y un incremento de los térmi-

nos pelíticos hacia techo, coherente con una tendencia estratodecreciente en vertical. En la parte inferior, las capas de cuarcita y areniscas están con frecuencia amalgamadas y se organizan principalmente en ciclos positivos de rango métrico-decamétrico, presentan una base canalizada bastante laxa. Si bien es frecuente que las facies heterolíticas no muestren una organización definida.

Esta unidad representa los términos basales de un nuevo ciclo, suponiendo un primer episodio transgresivo. En conjunto, significa una profundización en la cuenca y grada transicionalmente a las pizarras de la unidad suprayacente (Rodada 2).

ADELL et al (ITGE, 1981) y GONZALEZ LODEIRO (1981) citan la presencia de crucianas en la parte inferior de esta unidad, circunstancia que permite asignarla al Arenig. Esta misma edad se deduce de su correlación con otras secuencias similares de los sectores meridionales de las zonas centroibérica "(capas de Pochico)" y astroccidental-leonesa (tramo inferior de "pizarras de Luarca" y "cuarcita de Sebugo") (FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO 1985); en la Cordillera Ibérica esta unidad equivale a la parte basal de la "alternancia inferior".

1.1.2.8. *Pizarras negras homogéneas. Fm. Rodada; R2 (10). Llandvirniense*

La unidad precedente pasa de forma rápida pero gradual a una potente serie de pizarras oscuras, bastante homogéneas y grafitosas, con intercalaciones limolíticas en la mitad superior y algunos niveles aislados de areniscas en la base y en el techo. Presentan abundante piritita y superficies de óxidos de Fe en la parte media a superior. Así mismo se cita un nivel de nódulos fosfáticos en la base (BISCHOFF et al 1980, FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO 1985 e ITGE 1986)

Aflora en amplias bandas a ambos lados del sinclinal de Majaelrayo que, pese a la teórica incompetencia de las pizarras, dan lugar a fuertes relieves. Aparte de los efectos del metamorfismo regional que, sin duda, contribuye a aumentar la competencia de estos materiales, este hecho se puede explicar por el fuerte buzamiento de las mismas, especialmente en el flanco occidental de la estructura mencionada donde se registran las cotas más altas de la hoja.

Hay que destacar que a escala de afloramiento la fábrica dominante en esta unidad es la S_1 , en forma de *slaty cleavage* muy penetrativa, mientras que la S_0 solo se reconoce en vistas panorámicas y en foto aérea.

Esta unidad presenta las siguientes facies:

- Facies euxínicas homogéneas, que consisten en pelitas y pizarras negras grafitosas masivas, con abundante piritita. Se enmarcan en un contexto de plataforma abierta de baja energía con fondos anóxicos.
- Limolitas y pelitas, que ocupan la parte superior de la unidad presentando tonos gris oscuro e intercalando algunas capas de areniscas. Comprenden a un ambiente de plataforma abierta-prodelta con episodios de sedimentación anóxica, eventualmente oxigenada, con influencia muy esporádica de las tormentas y cierto desarrollo de bioturbación.

- Areniscas. Son capas de potencia centimétrica intercaladas en depósitos pelíticos. Tienen forma tabular y presentan granoselección positiva. Son capas de tormenta.
- Superficies ferruginosas. Consisten en planos de estratificación con acumulación de óxidos de Fe y cubos de pirita. Se asimilan a *hard-grounds* originados por episodios de interrupción sedimentaria.
- Nódulos fosfáticos. Afloran en la base de la unidad y representan el límite secuencial con la Fm. infrayacente. Se interpretan como un episodio de condensación sedimentaria proponiéndose fenómenos de *upwelling* como mecanismo de aporte del fósforo.

Esta unidad se ha considerado clásicamente como el clímax de la transgresión ordovícica y, efectivamente, la parte inferior de fangos anóxicos se interpreta como un episodio transgresivo prolongado, con episodios de interrupción y condensación sedimentaria frecuentes. La parte alta sin embargo, pone de manifiesto cierta tendencia a la somerización por progradación deltaica.

En la parte inferior de esta unidad se han encontrado algunos niveles con trilobites, braquiópodos y bivalvos de edad Llanvirniense. (GUTIERREZ MARCO et al 1984). La edad de sus términos superiores queda acotada por la fauna de trilobites encontrada en la base de la unidad suprayacente, que corresponde al Llandeilo (HAMMANN y SCHMIDT 1972; GUTIERREZ MARCO et al 1984), de tal forma que según FERNANDEZ CASALS Y GUTIERREZ MARCO (1985) el límite Llanvirn-Llandeilo se situaría muy próximo al tránsito entre ambas unidades, pero en los términos superiores de la infrayacente.

No existe una columna completa de esta serie, siendo en general problemático, el cálculo de su espesor. En la hoja de Tamajón éste disminuye hacia el norte estimándose que puede ser superior a los 2000 m.

Las equivalencias de esta unidad en otras zonas del Macizo Ibérico son las siguientes: parte basal de la "alternancia inferior" en la Cordillera Ibérica, "pizarras de Neseretus", "pizarras del Río", "pizarras inferiores o pizarras con Calymene" en los Montes de Toledo y "pizarras de Luarca" en la zona asturoccidental-leonesa.

1.1.2.9. *Pizarras grises con intercalaciones de areniscas y cuarcitas. Fm. Rodada; R3. (11). Llandelliense-Ashghilliense*

Aflora de forma incompleta en la hoja, constituyendo los términos más altos de la sucesión ordovícica. Debido a la mala calidad de afloramientos, no se ha reconocido en columna de detalle.

Consiste en una sucesión de potencia variable, con unos 500 m de media, constituida principalmente por limolitas y pelitas grises alternando con areniscas y cuarcitas. Puede intercalar lenticiones carbonatados, que aparecen de forma aislada en el tercio superior de la unidad. Las facies heterolíticas son las predominantes, presentando estratificación *linsen wavy* y *flasher*. Se interpretan como complejos de capas de tormenta en *offshore* prodeltaico. En la parte superior de la unidad se reconocen localmente niveles de areniscas tableadas asimilables por su organización a canales de plataforma (*goullies*).

Por simplificación, se considera como el intervalo terminal de somerización de la secuencia integrada por las tres primeras formaciones del Grupo Rodada.

Los lentejones carbonatados pueden corresponder a las calizas del Caradociense. en algunas localidades del Sistema Central se cita un nivel dolomítico a techo de la unidad, tentativamente equivalente a las calizas del Asghilliense.

Hay que destacar que las alternancias litológicas de esta unidad permiten una buena observación de las relaciones de la S_0 con la S_1 y la S_3 .

El contenido paleontológico de esta unidad sólo ha permitido datar su base donde, como se ha indicado en el apartado anterior, se ha encontrado a fauna del Llandeilo. La datación del resto de la serie se establece por la correlación ya indicada en la interpretación secuencial que permite realizar las siguientes equivalencias: los tramos de alternancias y cuarcitas son equiparables a la denominada "alternancia superior" en la Cordillera Ibérica, y a las "alternancias del Caño", "pizarras de Botella", "cuarcitas de Botella", "pizarras cantera" y "bancos mixtos" de los Montes de Toledo, igualmente se asimilan al miembro inferior de la Fm. Agüeira en la zona astroccidental-leonesa. Los carbonatos del Caradoc equivalen a las "margas de Briozos" de la Cordillera Ibérica y a la "caliza urbana" en los Montes de Toledo.

1.2. ROCAS POSTMETAMORFICAS

Con la excepción del Cretácico superior cuya serie aflora bastante completa, las rocas postmetamórficas están escasamente representadas en la hoja de Tamajón, quedando circunscritas a su cuadrante SE. El Pérmico no aflora aunque si lo hace en sectores muy próximos. Del Triásico sólo se reconocen sus términos más bajos en facies Buntsandstein (12). El Jurásico y el Cretácico inferior están completamente ausentes. El Cretácico superior (13 a 17) está bien representado aunque también faltan las formaciones más altas del Campaniense - Maastrichtiense, aflorantes más al oeste en la serie de Torrelaguna. Del Terciario sólo se han distinguido dos unidades que caracterizan el Mioceno superior y el Plioceno (18 y 19). La Raña está apenas representada por pequeños retazos sin entidad cartográfica y en el Cuaternario se han distinguido siete términos (20 a 26).

1.2.1. Triásico

Los afloramientos del Triásico presentan escasa extensión en la hoja quedando limitados a la esquina SE de la misma. Constituyen los afloramientos más occidentales del sector del Tamajón - Palmaces del Jadraque, en relación con el borde suroriental del Sistema Central. En este dominio aparecen facies propias de contextos marginales de la Cuenca Ibérica triásica. La sucesión aparece de forma incompleta en la hoja, faltando los términos superiores. La situación marginal de la zona explica el desarrollo exclusivo de facies Buntsandstein con edades muy altas (Anisiense superior - Karniense basal) correlativas en su mayor parte con depósitos marinos en facies Muschelkalk de dominios más orientales de la Cuenca Ibérica.

Cartográficamente se ha considerado una sola unidad de areniscas, lutitas y conglomerados (12) que en realidad agrupa dos formaciones que coinciden con las definidas por SOPÉÑA (1979) para el borde meridional del Sistema Central y enlace con la Cordillera Ibérica : Fm. Areniscas y limos de Cercadillo y Fm. Lutitas y areniscas de Fraguas, cuya descripción se realizará por separado.

1.2.1.1. *Areniscas, lutitas y conglomerados. Fm. areniscas y limos de Cercadillo y Fm. lutitas y areniscas de Fraguas (12). Ladiniense - Karniense inferior*

La **Fm. Areniscas y limos de Cercadillo** (Ladiniense) constituye los términos inferiores de la serie triásica en el sector de Tamajón - Pálmaces. Litológicamente consiste en areniscas rojizas y amarillentas, conglomerados cuarcíticos, y fangos rojos y ocre. En la hoja alcanza una potencia de unos 50 m. En la base se desarrolla de forma intermitente un tramo de brechas cuarcíticas que en ningún caso sobrepasa los 4 m de potencia. Constituye un depósito desorganizado de soporte clástico, formado por cantos angulosos de cuarcitas y, en menor medida, de otras rocas metamórficas. Los cantos presentan pátinas ferruginosas características, la matriz es escasa, de naturaleza arenoso-limosa, muy rica en óxidos de hierro y la cementación es muy baja o incipiente. Se interpretan como depósitos coluviales fósiles que resedimentan paleosuelos y materiales del sustrato paleozoico alterado.

El resto de la formación está representada principalmente por areniscas y conglomerados organizados en secuencias de relleno de canales fluviales, cuya sinuosidad se incrementa progresivamente de muro a techo, si bien dominan las formas rectas y trenzadas. Las facies fangosas, representadas por limos y lutitas limosas, presentan desarrollos edáficos ocasionales de afinidad laterítica o de tipo calcimorfo e intercalan eventualmente depósitos arenosos de desbordamiento asimilables a fenómenos de *crevasse-splay* y a facies de *overbank*.

La **Fm. Lutitas y areniscas de Fraguas** (Ladiniense superior - Karniense inferior) se encuentra en contacto transicional con la Fm. anterior. Está representada litológicamente por lutitas rojizas y verdosas, areniscas a veces con conglomerados, y delgados niveles carbonatados, presentando una potencia de alrededor de 25 m. Dada la diversidad de litologías, se realiza a continuación una descripción sedimentológica desglosada por asociaciones de facies.

- Facies canalizadas. Son niveles de areniscas y eventualmente conglomerados organizados en secuencias métricas de relleno de canales fluviales. Presentan gran variedad de configuraciones dominando las formas rectas efímeras y las de sinuosidad intermedia. Generalmente está formados por uno a varios *sets* de láminas cruzadas, en algunos casos con desarrollo de depósitos conglomeráticos de carga residual, o bien por *cosets* de *festoons*. Son relativamente frecuentes las superficies de acreción oblicua o normal a la dirección general del canal, en función de la sinuosidad, con desarrollo de trenes de *ripples* o *cosets* de estratificación cruzada de mediana escala. Hay que hacer notar la posible existencia eventual de retoques mareales, consistentes en *cosets* de *ripples* con migración enfrentada al sentido de las corrientes fluviales, láminas de arcillas y *drappes*.
- Depósitos de desbordamiento. Se reconocen como capas tabulares de potencia centi y decimétrica de areniscas de grano medio y fino, intercaladas entre fangos. Se distinguen depósitos de *crevasse-splay* representados por niveles de arenas sucias de grano fino a muy fino y depósitos de *overbank* consistentes en niveles de areniscas formadas por *cosets* de *ripples*, conectados lateralmente con facies canalizadas.
- Facies fangosas. Pueden organizarse en ciclos de oxidación - reducción desarrollados en zonas encharcadas con marcadas deficiencias en el drenaje. Los ciclos de oxidación-reducción presentan potencias métricas y están formados por lutitas verdosas en la parte inferior, en tránsito a fangos decolorados, y arcillas limosas rojizas en la parte superior, con desarrollos

edáficos, en muchos casos de carácter laterítico. En relación con facies fluviales se desarrollan tramos más homogéneos de lutitas y limos de llanura de inundación presentando tonos ocres y rojizos.

- Facies carbonatadas. Presentan en su mayor parte, cierta influencia marina, y constituyen niveles de escasa potencia intercalados entre facies de fangos. Las más comunes consisten en niveles con estratificación irregular de dolomías esparíticas arenosas recristalizadas, con moldes de cristales de sulfatos y halita. Generalmente asociados a los anteriores, se reconocen niveles tabulares de potencia centimétrica y decimétrica de areniscas con cemento carbonatado que presentan *ripples* de corriente con retoques mareales, *wave ripples*, escapes de fluidos, y *drappes*. Excepcionalmente pueden incluir fantasmas de gasterópodos y de restos algales. En raras ocasiones se reconocen capas delgadas de dolmicritas con laminaciones difusas de algas. Aparte de las facies carbonatadas descritas, que caracterizan medios de llanura deltaica fangosa en régimen supramareal, aparecen, en relación con términos fangosos netamente continentales, horizontes discontinuos de calizas arcillosas, nodulosas. Consisten en micritas arcillosas pelletoidales, con abundantes rasgos edáficos y se originan en zonas encharcadas, o en relación con fenómenos de hidromorfismo.

1.2.1.2. *Análisis secuencial del Triásico*

La sucesión triásica de la hoja representa los términos más marginales dentro del sector del borde sureste del Sistema Central que a su vez muestra un carácter marginal respecto a su equivalentes cercanos de la Cordillera Ibérica occidental. En este sentido hay que hacer notar la disminución de potencias y registros estratigráficos hacia el oeste, así como el incremento progresivo en la proporción de términos groseros y tamaño de clasto. En la hoja el registro estratigráfico se limita al intervalo Ladiniense - Karniense basal. La inexistencia de registro infraladiniense se explica por la ausencia de depósito, de acuerdo con la tendencia de expansión sedimentaria mantenida a lo largo del Triásico. Los términos no aflorantes del Triásico superior faltan a causa de la discordancia con el Cretácico superior. De modo que no estarían presentes las restantes formaciones estratigráficas propuestas por SOPEÑA (1979) : Fm. Areniscas y Dolomías del Embalse de Palmaces, del Karniense - Noriense inferior, correlativa con la facies Muschelkalk de la Cordillera Ibérica, y Fm. Arcillas y Yesos de Los Gavilanes, del Noriense en facies Keuper.

Desde el punto de vista secuencial, la serie triásica de la región puede dividirse razonablemente en ciclos deposicionales cuyos límites inferiores se encuentran reflejados por reactivaciones de los sistemas aluviales representados por la superposición brusca de facies groseras sobre finas, y en muchos casos truncación del infrayacente. La evolución en vertical manifiesta una atenuación progresiva en el régimen energético motivado por un ascenso del nivel de base, en relación con una tendencia transgresiva que en algunos casos encuentra su representación en la región bajo la forma de depósitos con influencia marina.

Dado el escaso registro triásico presente en la hoja sólo aparece un ciclo deposicional completo, conforme con el modelo anteriormente expuesto. La Fm. Cercadillo refleja una reactivación importante a nivel regional de los sistemas aluviales. La disminución en vertical del tamaño de la fracción clástica, el aumento en la proporción de términos fangosos y el incremento relativo en la sinuosidad de los canales pone de manifiesto la atenuación progresiva de la energía del

medio. La Fm. Fraguas presenta rasgos supramareales y deficiencias generalizadas en el drenaje fluvial. Por lo expuesto se deduce un ascenso mantenido del nivel de base, en relación con una tendencia transgresiva marina.

Hay que hacer referencia a que a techo de la Fm. Fraguas aparece un nivel conglomerático - arenoso posiblemente correlacionable con el tramo arcóxico existente entre las Fms. Fraguas y Embalse de Pálmaces, y con la Fm. Areniscas de Carrascosa de Arriba (HERNANDO, 1977) del borde oriental del Sistema Central - rama castellana de la Cordillera Ibérica. De ser correcta la correlación, el nivel descrito marcaría la parte baja de un nuevo ciclo deposicional que se relacionaría con la máxima transgresión marina del Muschelkalk en la región.

1.2.2. Cretácico

Los afloramientos del Cretácico en la hoja se restringen a la parte SE de la misma, formando los relieves morfológicos de la mesa de Tamajón. Ocupan una posición bastante oriental dentro del sector del borde sur del Sistema Central, constituyendo en cierto modo una zona de enlace entre las series del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica norte, dominio noroccidental de la Cordillera Ibérica Central y meridional, y áreas orientales del borde norte del Sistema Central. Desde el punto de vista paleogeográfico, el área de estudio ocupa una posición de tránsito entre los contextos marginales situados más al oeste, en el borde del Macizo Hespérico y las áreas centrales de la Cuenca Ibérica, desarrolladas hacia el este y noreste. La particular situación de la serie Cretácica del borde sur del Sistema Central ha condicionado el uso de una notable diversidad de términos litoestratigráficos por parte de los distintos autores que han trabajado en la zona, de modo que han sido empleadas las denominaciones propuestas por FLOQUET (1982) en la Cordillera Ibérica norte y central, ALONSO (1981) en el borde norte del Sistema Central, y en algunos casos tomadas de las definidas por VILAS et al (1982) para la Cordillera Ibérica suroccidental. Recientemente GIL (1994) y GIL et al (1992) realizan estudios específicos en el área e introducen algunos términos litoestratigráficos de nueva denominación.

A continuación se realiza, por unidades cartográficas, una descripción sedimentológica de la serie cretácica reconocida. Dada la particularidades de la sucesión, se emplean denominaciones litoestratigráficas tomadas de distintos sectores, de acuerdo con su similitud litológica y sedimentológica. En consecuencia, se han utilizado principalmente las unidades estratigráficas de la Cordillera Ibérica norte (FLOQUET et al, 1982) para el intervalo Cenomaniense - Turoniense, y las del borde norte del Sistema Central (ALONSO, 1981) para el resto de la serie cretácica.

1.2.2.1. *Arenas caoliníferas blancas, areniscas y conglomerados. Fm. Utrillas (13). Cenomaniense*

Esta unidad corresponde a la Fm. Arenas de Utrillas; constituye la unidad basal de la serie cretácica y se dispone de forma discordante, generalmente sobre el Triásico.

Litológicamente consiste en arenas cuarzofeldespáticas con abundante matriz caolinífera, niveles de gravas cuarcíticas, y en la parte alta, limos caoliníferos y lutitas limosas rojizas.

Se han medido unos 45 m de potencia máxima, no obstante el espesor es muy variable, generalmente menor.

Presenta una clara tendencia a la disminución granulométrica, de muro a techo, con inclusión progresiva de términos fangosos.

Las arenas y gravas se organizan en secuencias granodecrecientes de relleno de canales fluviales, presentan estratificación cruzada planar y en surco, barras de grava, *lags* de cantos, cicatrices internas y ocasionalmente, deformación hidroplástica. Normalmente, los *sets* y *tabulares* de estratificación cruzada, así como las barras de gravas muestran geometrías tabulares, evidenciando configuraciones de tipo recto para los canales, no obstante en algunas ocasiones se observan canales menores imbricados o incidiendo sobre *sets* tabulares indicando formas afines a los modelos de ríos *braided*.

La parte alta de la unidad presenta unas deficientes condiciones de afloramiento como consecuencia de un mayor desarrollo en fangos. Estos corresponden en su mayor parte a limos ocreos y arcillas limosas rojizas que intercalan depósitos arenosos de desbordamiento y algunos canales, caracterizando medios de llanura de inundación. Los depósitos de desbordamiento corresponden a capas tabulares de escasa potencia, de arenas sucias de grano fino intensamente bioturbadas, asimilables a lóbulos de *crevasse*. Ocasionalmente es posible reconocer niveles de fangos con cambios rítmicos de coloración presentando afinidad con ciclos de oxidación - reducción desarrollados en zonas encharcadas con marcadas deficiencias en el drenaje.

Los rasgos edáficos son muy frecuentes a lo largo de toda la formación, siendo especialmente intensos en la base, donde se desarrollan suelos lateríticos muy ricos en óxidos de hierro, generalmente removilizados e incorporados a la matriz de los primeros términos de la unidad, confiriendo un carácter ferruginoso a las arenas. Los horizontes lateríticos son comunes también a techo de las secuencias de relleno de canal y en los ciclos fangosos de oxidación - reducción.

En conjunto se evidencia un ascenso mantenido del nivel de base, con desarrollo de canales amalgamados de baja sinuosidad en la parte inferior de la unidad y disminución progresiva en la capacidad de carga y tracción del sistema, predominando, en la parte superior los depósitos de fangos de llanura de inundación que intercalan canales probablemente divagantes y materiales arcillosos propios de zonas encharcadas a causa de deficiencias en el drenaje.

Las paleocorrientes ofrecen lecturas dirigidas hacia el ENE, coherentes con los esquemas paleogeográficos regionales que indican la apertura general de la cuenca en el mismo sentido.

1.2.2.2. *Margas grises con Ammonites y Equinidos, calizas margosas y, a techo, calcarenitas bioclásticas (14). Cenomaniense - Turoniense inferior*

Englobado en esta unidad cartográfica se encuentra un conjunto de formaciones litoestratigráficas constituidos principalmente por margas y calcarenitas. Presenta una potencia de unos 35 m, y es muy fosilífero. De muro a techo, se reconocen los siguientes intervalos :

- 0,5 m. Areniscas de grano fino con cemento carbonatado, bastante ferruginosas.

Presentan un carácter ligeramente micáceo e incorporan pequeños cantos de cuarzo y abundante cantos blandos en la base. Se reconocen *drappes*, moldes de bivalvos y *ripples* de oleaje muy desdibujados por bioturbación. A techo se desarrolla una notable costra fe-

ruginosa. En localidades próximas, este tramo alcanza una potencia de unos 4 m. Constituye el primer episodio marino de la serie cretácica en la zona. Algunos autores correlacionan este momento transgresivo con el correspondiente a la Fm. Sta. M^a de Las Hoyas de la Cordillera Ibérica norte y/o con la Fm. Villa de Ves de la Cordillera Ibérica meridional.

- 15 m. Margas y calcarenitas bioclásticas organizadas en dos ciclos negativos.

Los intervalos margosos presentan un aspecto masivo, intensa bioturbación y una carbonatación progresiva en vertical dando paso de forma transicional a biomicritas algo margosas nodulizadas y calcarenitas muy bioclásticas a techo. Estas últimas corresponden texturalmente a *packstones* ferruginosos con bioclastos como principales componentes aloquímicos, junto con granos de cuarzo, intraclastos y glauconita. Si bien están bastante afectados por bioturbación, pueden reconocerse *ripples* de oleaje y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, en los dos niveles de calcarenitas. Ambos presentan una superficie ferruginosa a techo.

El contenido en macrofauna es alto; se citan equínidos (del género *Hemiaster*), ammonioideos, braquiópodos, bivalvos, foraminíferos, algas cianofíceas y briozoos. En la hoja de Tamajón se ha encontrado la siguiente fauna: *Pseudoclavulina brayi colom*, *Spiroplectammia* sp, *Ammobaculites cf junceus cushman* y *applin*, *Rotalina cayeuxi* de Lapparent, *Dordoniella turonensis damotte*, *Asciocytere cf. polita damotte*, *Risaltina aquitánica colin* y *grekoff*, *Gytherella ovata*, *Cytherella cf. parallela* y *Rehacythereis cf. galvensis*.

La mayoría de autores consideran a este tramo como la parte inferior de la Fm. Picofrentes, si bien algunos otros lo correlacionan con la Fm. Sta. M^a de las Hoyas.

- 12 m. Margas grises homogéneas, muy fosilíferas (ammonoideos, bivalvos, equínidos, briozoos) algo más carbonatadas en la base y a techo.

Son claramente correlacionables con la Fm. Picofrentes de la Cordillera Ibérica norte. En la parte más superior alternan con biomicritas nodulosas.

- 7,5 m. Calcarenitas bioclásticas.

Están en contacto transicional con el tramo margoso infrayacente. Texturalmente consisten en *packstones* y *grainstones* con bioclastos y granos de cuarzo como principales aloquímicos junto con *pellets*, ooides, intraclastos y glauconita. Son abundantes las estructuras tractivas, *ripples* de oleaje, estratificación cruzada de gran escala y estratificación bimodal. En conjunto muestran una organización secuencial negativa, texturalmente granocreciente, y con incremento en vertical del régimen energético. A techo del tramo destaca una fuerte superficie de discontinuidad sedimentaria, con una marcada costra ferruginosa, abundantes perforaciones de organismos incrustantes, brechificación discontinua y posibles rasgos paleokársticos. Por su posición estratigráfica, este tramo equivale a la parte inferior de la Fm. Muñecas de la Cordillera Ibérica norte, en su localidad tipo. Algunos autores correlacionan este nivel carbonatado con la Fm. Ciudad Encantada de la Serranía de Cuenca.

El intervalo basal de arenas carbonatadas se interpreta como un depósito correspondiente a facies de plataforma abierta, posiblemente prodeltaica, en régimen de *offshore*. Los dos niveles cal-

careníticos inferiores se integran en plataformas deltaicas distales dominadas por tormentas y el nivel calcarenítico superior corresponde a un complejo somerizante de barras litorales en contexto de *offshore* - *shoreface* evolucionando en vertical a medios claramente submareales.

1.2.2.3. Calizas, calcarenitas, areniscas, calizas margosas, dolomías y margas (15). Turoniense

Esta unidad corresponde al intervalo estratigráfico comprendido entre el nivel carbonatado situado a techo de la Fm. Picofrentes (asimilada a la Fm. Muñecas en este trabajo) y la Fm. Caballar. Presenta una potencia en la hoja de unos 40 m y de muro a techo se reconocen los siguientes intervalos.

- 8 m. Limos micáceos de color gris oscuro, con abundante contenido en materia orgánica carbonosa. Presentan abundante bioturbación y hacia techo puede reconocerse estratificación *linsen* con lenticulas de arena fina.
- 25 m. Arenas micáceas de grano fino, areniscas calcáreas, calcarenitas arenosas y dolomías micríticas.

Las arenas, areniscas y calcarenitas, incluyen con frecuencia glauconita, siendo escaso el contenido bioclástico (bivalvos, foraminíferos). Presentan abundantes estructuras tractivas, con *ripples* de oleaje, estratificación cruzada sigmoidal y bimodal y laminaciones onduladas (posiblemente *hummocky* y *swalley cross stratification*).

Se organizan preferentemente en ciclos negativos propios de barras que con frecuencia se encuentran truncadas a techo por facies canalizadas.

Los niveles dolomíticos consisten en capas aisladas de dolomicritas ligeramente limosas desarrolladas a techo de las secuencias de barra y de canal. Presentan generalmente un aspecto homogéneo, raramente con laminados algales, siendo frecuentes los rasgos edáficos (decoloraciones, enrojecimientos y laterización incipiente). Las facies dolomíticas se encuentran más desarrolladas a techo del tramo donde aparece una importante superficie ferruginosa con afinidad laterítica.

- 7 m. Arcillas margosas verdes, margas dolomíticas, dolomías micríticas y arcillosas.

Las facies arcillosas se encuentran afectadas por bioturbación y muestran algunos rasgos edáficos y posiblemente pedogénicos.

Los niveles carbonatados poseen escasa potencia y se intercalan entre las margas y arcillas. Generalmente corresponde a dolomías micríticas arcillosas a limosas con texturas *mudstone* y *wackestone*. Pueden presentar laminaciones algales planares y pequeños domos estromatolíticos. Incluyen ostracodos y caráceas en proporciones variables. Eventualmente pueden reconocerse niveles dolomíticos con pequeños moldes de evaporitas.

Los dos primeros tramos descritos corresponden a la progradación de un sistema deltaico hacia el ENE. El intervalo limolítico basal se enmarca en un contexto de *offshore* sobre el que prograda un conjunto de facies de llanura y frente deltaico (tramo intermedio arenoso - carbonatado). Dichas facies se organizan en secuencias de barras dominadas por ole-

aje, en muchos casos truncadas por canales mareales y con depósitos dolomíticos a techo con fauna y flora salobre presentando algunos rasgos edáficos. Se interpretan como barras de desembocadura afines al modelo de *stream mouth bars*.

El tramo arcilloso superior se integra en medios lagunares y de llanura fangosa supramareal de tipo oligosalino, predominantemente salobre.

La correlación litoestratigráfica con otros sectores de la región presenta un cierto grado de controversia motivada principalmente por el uso arbitrario de algunas unidades definidas. La unidad equivale probablemente a la parte superior de la Fm. Muñecas en las localidades - tipo de la Cordillera Ibérica norte. Posiblemente puede correlacionarse con la Fm. Segovia del borde norte del Sistema Central, si bien en algunos casos se ha considerado equivalente también de la Fm. Castro de Fuentidueña. El tramo arcilloso superior presenta, por otra parte, analogías destacables con la Fm. Alarcón de la Cordillera Ibérica meridional.

1.2.2.4. *Calizas y dolomías tableadas (16). Turoniense - Coniaciense*

Esta unidad equivalente a la Fm. Caballar que constituye una unidad litoestratigráfica reconocible en ambos bordes del Sistema Central y en buena parte del ámbito de la Cordillera Ibérica occidental. En la hoja presenta una potencia de unos 50 m. Litológicamente consiste en un conjunto formado principalmente por capas dolomíticas tabulares generalmente amalgamadas que confieren a la unidad su característico aspecto tableado. Se interpreta como un conjunto de capas de tormenta. Individualmente las capas presentan gradación textural de *wackestone - packstone* a *wackestone*, con distintos contenidos en limo. Los intraclastos son los principales aloquímicos, si bien se observan también ooides y bioclastos muy degradados. Muestran base muy neta, excepcionalmente con *lag* de cantos blandos, laminaciones paralelas, *hummocky cross stratification* y *ripples* de oleaje a techo. En algunos casos las capas se organizan en ciclos estratodecrecientes asociándose a cicatrices erosivas y canalizadas muy laxas asimilables a bases de *goullies*. En otras ocasiones alternan con margas dolomíticas. En la mitad inferior de la unidad aparece un tramo de dolomías masivas pulverulentas algo arenosas que a techo presentan desarrollos brechoides y carniolares.

En localidades próximas, algo más occidentales, se han citado dolomías de algas y grietas de desecación indicando contextos inter y supramareales. En consecuencia se deduce un ambiente de plataforma muy somera en conexión directa con el mar abierto, libre de barreras hidrodinámicas y afectada regularmente por episodios de tormentas.

1.2.2.5. *Dolomías masivas grises (17). Coniaciense - Campaniense*

Forma el principal resalte morfológico de la serie cretácica en la región. En la hoja alcanza una potencia próxima a los 100 m y se caracteriza por estar representada litológicamente por dolomías en grandes bancos masivos. Equivalente regionalmente a la Fm. Calizas y Dolomías de Castrojimeno.

Desde el punto de vista sedimentológico, el principal mecanismo de sedimentación se articula a partir del desarrollo de un complejo de barras carbonatadas. Las secuencias de barras se organizan en ciclos estratocrecientes de orden métrico a decamétrico que presentan cierta gradación textural de *packstones* a *grainstone* en vertical, si bien es frecuente que la dolomitización omita

las texturas originales dificultando la determinación de los componentes primitivos de la roca y proporcionando un carácter dolosparítico homogéneo al depósito. Presentan estratificación cruzada a gran escala. En la parte inferior de la unidad pueden reconocerse facies de baja energía consistentes en *wackestones* dolomíticos nodulosos, con contenidos apreciables en margas y abundantes moldes de bivalvos y equinodermos.

Excepcionalmente se observan niveles bioconstruidos con abundantes moldes de rudistas en relación con las facies de baja energía anteriormente descritas.

A partir de los estudios realizados recientemente por GIL (1994) y GIL et al (1992) en el ámbito del Cretácico superior del borde sur del Sistema Central, se reconstruye una sucesión completa para la Fm. Castrojimeno y equivalentes en la que se diferencian tres unidades con implicación secuencial. De muro a techo son :

- Calizas detríticas con intercalaciones de tramos margocálcareos. Posiblemente corresponden a la parte inferior de la Fm. Castrojimeno en la mesa de Tamajón con desarrollo de facies de baja energía y bioconstruidas entre barras menores.

Se correlaciona probablemente con la Fm. Hortezielos de las series tipo de la Cordillera Ibérica norte.

- Dolomías masivas. Forman los primeros grandes resaltes de la serie y se caracterizan por el desarrollo de erosiones diferenciales en la base de las grandes secuencias de barras dando lugar a paisajes ruiformes. Se correlaciona con la Fm. Hontoria del Pinar, ampliamente desarrollada en distintos sectores de la Cordillera Ibérica.
- Dolomías y calizas estratificadas en gruesos bancos. Constituyen generalmente el techo morfológico de la sucesión cretácica. Se diferencian del conjunto precedente por presentar un aspecto más tableado. Por su posición estratigráfica puede ser equivalente a la Fm. Burgo de Osma de la Cordillera Ibérica norte.

En la hoja de Tamajón no es posible reconocer estos tres intervalos con claridad, debido a las limitaciones de exposición de los afloramientos y al registro incompleto a techo. No obstante, la parte inferior de la Fm. Castrojimeno puede asimilarse al primer intervalo (correlativo con la Fm. Hortezielos) y presenta un modelo sedimentario consistente en el desarrollo de barras carbonatas submareales, alternando con facies de baja energía y bioconstrucciones de rudista enmarcables en zonas protegidas de plataforma somera, o bien pertenecientes a zonas más profundas, por debajo del nivel de base de la acción de los agentes litorales más energéticos.

La parte más alta de la serie Cretácica en Tamajón esta representada por grandes barras carbonatadas asimilables probablemente a un complejo de *shoals* submareales. Por su posición en la serie puede ser equivalente al tramo intermedio de la Fm. Castrojimeno asimilado a la Fm. Hontoria del Pinar.

1.2.2.6. *Análisis secuencial del Cretácico*

Los trabajos de mayor aplicación en el estudio estratigráfico secuencial del Cretácico superior del borde sur del Sistema Central, son los realizados por GIL (1994) y GIL et al (1992) en los que se

estudian las evoluciones verticales y laterales de la serie cretácica en todo el sector. Dichos autores delimitan un conjunto de unidades deposicionales limitadas por discontinuidades sedimentarias correlativas a nivel regional. En los mencionados estudios se pone de manifiesto la estructuración de la cuenca abierta hacia el NE, observándose hacia el SO, es decir hacia margen, una disminución de potencias y el desarrollo de facies progresivamente más someras, aumentando considerablemente en este sentido el contenido en componentes detríticos y siliciclásticos. Las unidades inferiores de la serie cretácica se acuñan hacia el margen de cuenca desapareciendo de forma escalonada en relación con fracturas de zócalo activos durante la sedimentación.

A continuación se exponen las unidades secuenciales distinguidas y se realiza una breve discusión acerca de sus límites :

- Albiense - Cenomaniense

Constituye el conjunto integrado por la Fm. Utrillas (unidad cartográfica, U.C. 13) y el nivel basal de areniscas ferruginosas de la U.C. 14, asimilado a la Fm. Sta. M^a de las Hoyas y/o Fm. Villa de Ves. Está formado por términos arenosos fluviales en la parte baja que grandan en vertical a facies fangosas con deficiencias en el drenaje a causa del ascenso del nivel de base, y termina con un nivel transgresivo con influencia litoral que representa la primera inundación marina, en el sector durante el Cretácico superior.

Su límite inferior es una importante discordancia sobre materiales del Triásico o paleozoico y el superior consiste en una costra ferruginosa perforada a techo del nivel con influencia marina.

Hacia el oeste la unidad se acuña de forma brusca y pasa a un paleosuelo laterítico desarrollado sobre el sustrato.

- Cenomaniense - Turoniense

Esta representado por el conjunto formado por la Fm. Picofrentes y Calizas basales de Muñecas. Esta dividido en tres ciclos menores que muestran en común una organización compuesta por margas prodeltaicas en la base y plataformas bioclásticas a techo. A techo de las tres secuencias menores se desarrollan superficies ferruginosas de interrupción sedimentaria. El paquete carbonatado superior (calizas basales de Muñecas, tentativamente correlativas con la Fm. Ciudad Encantada) muestra rasgos más somerizantes que los dos niveles calcareníticos precedentes, alcanzándose condiciones intermareales. Muestra a techo una interrupción sedimentaria de mayor entidad, con un importante desarrollo de la costra ferruginosa, que se encuentra enormemente perforada y aparición de posibles rasgos paleocársticos.

Hacia el oeste la unidad se enriquece en terrígenos pasando a facies deltáicas dominadas por oleaje. En el mismo sentido experimenta una progresiva reducción de potencia hasta acuñarse de forma brusca en una posición más oriental que la unidad secuencial precedente.

- Turoniense

Comprende el intervalo stratigráfico existente entre el techo de las calizas basales de Muñecas (techo de la U.C. 14) y la base de la Fm. Caballar (U.C. 16). Ha sido denominado por GIL (1992) como Fm. Muriel. En Tamajón está constituido por margas limosas de off-

hore sobre las que progradan un sistema deltaico en régimen submareal a intermareal. El techo del sistema deltaico progradante es francamente neto y desarrolla una superficie ferruginosa con rasgos edáficos, que puede relacionarse con una interrupción sedimentaria de menor orden. Por encima de dicha superficie se reconoce un delgado intervalo de margas verdosas y dolomías desarrolladas en un contexto supramareal y de *lagoon* oligosalina.

Hacia el oeste la unidad no experimenta una gran disminución de espesor, sin embargo aumenta su contenido en componentes siliciclásticos y muestra abundantes rasgos fluviomareales, hasta el punto de ofrecer facies canalizadas puramente fluviales en la base.

- Turoniense - Coniaciense

Corresponde a la Fm. dolomías tableadas de Caballar (U.C. 16). Constituye un episodio transgresivo representado por un complejo de capas de tormenta desarrollado en plataforma somera invadiendo progresivamente una llanura litoral libre de barreras hidrodinámicas. Su límite inferior es un contacto brusco y muy neto sobre los depósitos margodolomíticos superiores de la unidad infrayacente.

Hacia el oeste disminuye moderadamente su potencia incorporando un mayor contenido en terrígenos finos y alcanzando condiciones inter-supramareales.

- Coniaciense - Santoniense

Esta unidad secuencial está representada por los términos inferiores de la Fm. Castrojimeno (equivalente a la Fm. Hortezielos). El contacto con la Fm. Caballar es bastante neto. La Fm. Hortezielos se considera como el clímax de la transgresión santoniense en la Cordillera Ibérica norte e incluye fauna propia de plataforma abierta. En los buenos afloramientos del borde sur del Sistema Central es posible contar hasta tres ritmos constituidos por niveles margocalcareos en la base y barras carbonatadas a techo correspondientes a secuencias menores de somerización.

- Santoniense

Corresponde al paquete dolomítico masivo que constituye el techo de la serie cretácica en Tamajón. Su límite inferior es relativamente neto con la unidad infrayacente. Constituye una etapa de progradación de la plataforma hacia cuenca, a favor de la migración y agradación de un complejo de barras submareales y en relación con una somerización relativa.

Hacia el oeste los carbonatos se hacen más detríticos y presentan una mayor proporción en componentes siliciclásticos, mostrando rasgos intermareales.

La delimitación de unidades secuenciales es muy evidente para los tres primeros conjuntos, posicionales (Albiense-Cenomaniense, Cenomaniense-Turoniense y Turoniense) hasta el techo de los depósitos deltaicos de la Fm. Muriel. Sin embargo pueden efectuarse divisiones alternativas para el intervalo caracterizado por las Fms. Caballar y Castrojimeno. De acuerdo con los modelos clásicos integrados por facies transgresivas hacia margen sucedidos por complejos de plataformas progradantes hacia cuenca. Algunas de estas consideraciones podrían modificar en el futuro las divisiones propuestas en el presente informe.

1.2.3. Terciario

El Terciario está representado litológicamente por gravas cuarcíticas con arenas y limos rojizos del Mioceno y Plioceno.

Corresponden a facies de orla proximal a media-distal de abanicos aluviales de procedencia N y NO con área-madre situada en los relieves paleozoicos. Paleogeográficamente, los depósitos mio-pliocenos se sitúan en el margen septentrional de la Cuenca de Madrid constituyendo las etapas finales del relleno neógeno de la Depresión.

Se distinguen dos unidades cartográficas con implicación secuencial. Ambos presentan características litológicas comunes, y su límite se establece por un incremento brusco en el tamaño de los clastos como producto de la reactivación de los sistemas aluviales.

1.2.3.1. *Gravas cuarcíticas y lutitas rojas y ocreas (18). Mioceno superior - Plioceno*

Aflora ampliamente en los alrededores de Tamajón y del Embalse del Vado. Litológicamente está constituido por conglomerados cuarcíticos sueltos con matriz arenosa rojiza e intercalaciones de limos rojos. Los cantos son sobredondeados y alcanzan diámetros máximos próximos a 1 m, aunque los diámetros medios registran valores de unos 10 cm. Dominan ampliamente los cantos de cuarcita sobre los de pizarras, esquistos y cuarzo. La matriz es de arena gruesa - media, mal clasificada, bastante sucia y muy ferruginosa. Son características las pátinas de óxido, de hierro en los granos. Intermitentemente y con mayor frecuencia a distancia creciente de los relieves paleozoicos de la sierra, se intercalan lechos de arena media-gruesa e intervalos de limos arenosos rojos.

Las facies observadas muestran la organización clásica en orlas propia de abanicos aluviales: en situación próxima al relieve, predominan las facies de orla proximal caracterizadas por el predominio de depósitos desorganizados clásticos, integrando grandes bloques y desarrollados en *sheets* métricos de tendencia tabular y base muy irregular y erosiva. Las facies de orla media muestran una considerable reducción en el tamaño de canto y una mayor proporción en términos finos. Se organizan en secuencias métricas de relleno de canales de configuración *braided* que transportan abundantes gravas. Las estructuras sedimentarias reconocidas son, estratificación cruzada, barras de gravas, depósitos de carga residual e imbricación de cantos. Las secuencias de relleno de los canales suelen mostrar una historia evolutiva compleja con incisión de canales menores sobre barras de gravas y *sets* de láminas cruzadas.

1.2.3.2. *Bloques y cantos, gravas cuarcíticas y arenas ocreas (19). Plioceno*

Constituye el techo de la sucesión neógena en la hoja. Litológicamente similar al conjunto clasico precedente, se diferencia de este último por presentar un brusco incremento en tamaño de canto y proporción en gravas, producto de una reactivación de los sistemas aluviales marginales. Las facies distinguidas son análogas a las de la unidad infrayacente con desarrollo de depósitos megaclásticos desorganizados en posiciones apicales y facies canalizadas representadas por secuencias de barras de gravas en posiciones más alejadas del margen.

1.2.4. Cuaternario

El Cuaternario de la hoja de Tamajón, está muy pobremente representado, limitándose a algunos depósitos de carácter fluvial (fondos de valle, conos de deyección y terrazas), otros de ladera (coluviones, canchales y deslizamientos) y finalmente algunos representantes de carácter poligénico (glacis). De la Raña, se reconocen algunos retazos sin representación cartográfica en el límite meridional de la hoja, cerca de la localidad de Tamajón. Sin embargo, la importancia regional de esta formación aconseja incluir una descripción de su litología y su significado genético.

1.2.4.1. *Gravas y cantos cuarcíticos con limos. Raña (sin representación cartográfica)*

Bien representada en la hoja contigua al sur de Valdepeñas de la Sierra, en la presente hoja sólo se han reconocido pequeños retazos sin entidad cartográfica al oeste de la localidad de Tamajón, siendo su procedencia del sector más oriental de Somosierra, concretamente del macizo de Ayllón. Por las características que presenta, no sólo aquí, sino en las vecinas hojas de Riaza y Sepúlveda se trata de un sistema deposicional complejo, consistente en una serie de abanicos aluviales, que permite considerar más de un episodio en su formación. Esta circunstancia ya ha sido puesta de manifiesto en otros sectores de la cuenca del Duero, como en la Sierra de Honrubia - Pradales (ORDOÑEZ, et al., 1976; I.T.G.E., 1987), también en la cuenca del Tajo (PEREZ GONZALEZ y GALLARDO, 1987) y en particular en la vertiente meridional del Sistema Central, al sur de Tamajón, en la hoja de Valdepeñas de la Sierra, nº 485 (I.T.G.E., 1990), aunque en estos casos los criterios de separación de los dos episodios, además de geomorfológicos son composicionales, concretamente basados en la fracción pesada.

Este planteamiento pone de manifiesto la problemática datación de estos depósitos dentro del área estudiada. Por una parte autores como PEREZ GONZALEZ y GALLARDO (1987) e I.T.G.E. (1990) consideran que la Raña, al sur de Somosierra y Ayllón es un piedemonte escalonado que se instala en el Villafranquense medio, por lo que su edad estaría comprendida entre los 2,5 y 1,8 m.a. Lo cierto es que el carácter azoico de estos sedimentos dificulta la datación, razón por la cual hay que recurrir a criterios geomorfológicos para situarlos en el tiempo, al menos de una manera relativa. Según MOLINA et al. (1986), la base de la segunda etapa se situaría entre el Plioceno y Pleistoceno y, a partir de estos depósitos, se desarrollaría y encajaría la red fluvial. Para MARTIN SERRANO (1991) la Raña constituiría "el final de un episodio y/o el comienzo de otro, es decir una articulación sin rupturas de ambos" representando los primeros piedemontes con expresión morfológica y que ocasionalmente coincidiría con el techo de las "series ocres" del sector septentrional de la cuenca del Duero. Esta hipótesis, con la que los autores de este trabajo manifiestan su coincidencia, supone una diacronía en los depósitos de la Raña de unos bordes a otros de las cuencas.

Litológicamente, el conjunto de estos depósitos está constituido por cantos y gravas de naturaleza cuarcítica (cuarcita y cuarzo) mayoritariamente y, en menor proporción, por pizarras, esquistos, paraneises y ortoneises dentro de una matriz arenoso-arcilloso roja. La potencia está comprendida entre 1 y 10 m aumentando de la zona distal a la apical. Morfológicamente da lugar a extensas plataformas que constituyen el piedemonte principal de la vertiente norte y sur del Sistema Central. La Raña desarrolla, a techo, un suelo rojo muy evolucionado, conocido como planosuelo cuyas características han sido descritas por diversos autores, en diferentes lugares. En Riaza se caracteriza por un horizonte arcilloso rojo, que se destaca por una intensa segregación

de hierro a favor de la banda. En el contacto del horizonte arcilloso con los cantos se producen procesos de hidromorfismo que dan lugar a manchas de color gris verdoso. Es lo que se conoce como procesos de pseudogleización.

1.2.4.2. *Arcillas rojas. Arcillas de descalcificación (20)*

Se desarrollan exclusivamente sobre los materiales calcáreos cretácicos de la mesa de Almiruete, constituyendo el depósito asociado a una serie de dolinas de pequeño y mediano tamaño. En esta zona, el proceso de karstificación se ha visto favorecido por la naturaleza calcárea de los materiales aflorantes, la existencia de una superficie casi llana y la intensa fracturación desarrollada.

Estos depósitos son el residuo final de los procesos de disolución, tratándose generalmente de arcillas rojizas o marrones, si bien pueden contener granos de arena e incluso fragmentos de calizas procedentes del borde de la dolina. Los cultivos han destruido el depósito como tal, aunque quedan restos. Se trata de "terras rossas" y "terras fuscas", en general de aspecto hojoso. Se atribuyen al Pleistoceno - Holoceno, si bien su génesis pudo iniciarse en el Plioceno.

1.2.4.3. *Cantos, gravas, arenas y arcillas. Glacis (21)*

Están bien representados en el límite suroeste de la hoja, en la vertiente occidental de la Peña de las Cabras. Tienen una litología muy similar a la de la Raña, pues el área madre es exactamente la misma, pero la textura general de depósito es algo más fina y la potencia menor aproximadamente entre 2 y 4 metros. Desarrollan a techo un suelo rojo o pardo rojizo, algo menos evolucionado que la Raña.

1.2.4.4. *Gravas, cantos, arenas, limos y arcillas. Terrazas y fondos de valle (22, 23 y 26)*

Las terrazas tienen una escasa representación dentro de la hoja. Los pocos y pequeños afloramientos que aparecen pertenecen todos al alto Jarama y se han reconocido tres niveles, a +5,7 m, +10-12 m y +20 m. La naturaleza de los cantos, al igual que en los fondos de valle, es mayoritariamente silíceo, aunque algunos valles del sector sureste pueden incluir elementos calizos y dolomíticos procedentes del Mesozoico de la mesa de Almiruete. La matriz es arenoso-arcillosa con limos, a techo correspondientes a las facies de inundación y tienen color rojo o pardo rojizo. Estos depósitos presentan en ocasiones un pequeño suelo de vega, poco desarrollado. En cuanto al espesor las terrazas ofrecen entre 2,5 y 3 m, y los fondos de valle no suponen los 4-5 m. La edad de las primeras se ha considerado Pleistoceno, incluyendo, los segundos, en el Holoceno.

1.2.4.5. *Cantos, gravas y bloques con arcillas. Coluviones (25)*

Son escasos dentro del ámbito de la hoja y según su litología se pueden diferenciar :

- Los derivados de materiales metamórficos e ígneos pertenecientes al Macizo Ibérico
- Los derivados de las calizas, margas y dolomías del Mesozoico que aparece al este de la hoja

Se trata normalmente de medianos afloramientos que se disponen al pie de algunos valles dando bandas paralelas a los cauces. Sus depósitos aparecen con frecuencia interdentándose con los depósitos aluviales. La potencia es variable, oscilando entre 2 y 5 m. En muchos puntos del sector central de la hoja estos depósitos de gravedad carecen de elementos finos dando lugar a canchales.

1.2.4.6. *Bloques y arcillas. Canchales (24)*

Los coluviones alternan con los *canchales* de los que se diferencian por un mayor o tamaño, a veces de orden métrico y, aunque la matriz es bastante escasa, siempre contienen algunos finos. Algunos son de gran tamaño. La naturaleza, tanto de unos como de otros, depende exclusivamente de la litología del sustrato, por lo que hay un predominio de fragmentos de rocas metamórficas. Los mejores ejemplos se localizan en los cuadrantes NE y SO.

2. PETROLOGÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

La hoja de Tamajón se localiza geográficamente en el sector de Somosierra, el cual constituye la terminación nororiental del Sistema Central Español y donde enlaza con la Sierra de Ayllón. Desde un punto de vista geológico, en esta área se han desarrollado sobre una serie de formaciones precámbricas y paleozoicas principalmente sedimentarias un conjunto de zonas del metamorfismo hercínico que presentan una orientación submeridiana paralela a las directrices de las grandes estructuras regionales. Esta distribución zonal es conocida desde los trabajos ya clásicos y, junto a los procesos metamórficos, ha sido objeto de numerosos estudios entre los que destacan los de APARICIO y GARCÍA CACHO (1970), GARCÍA CACHO (1973), BARD et al. (1971), LÓPEZ RUÍZ et al. (1975), ARENAS (1979), ARENAS et al. (1980 y 1982), CASQUET y NAVIDAD (1985), CASQUET (1986) y GONZALEZ CASADO (1987).

En el ámbito de la hoja de Tamajón y siguiendo una dirección de este a oeste perpendicular a las grandes estructuras hercínicas, se observa un aumento general del metamorfismo en las rocas desde las condiciones de la facies de los esquistos verdes en su parte de menor T hasta las de la facies anfibolítica media-superior. Este aumento en el grado metamórfico culmina con el desarrollo de las condiciones de alto grado en el extremo NO de la hoja, que originan en los materiales de este sector procesos anatécticos y con las que se relaciona un magmatismo granítico sin y tardicinemático.

En la primera parte del presente capítulo de Petrología (apdos. 2.1, 2.2 y 2.3), se presentan los resultados de un estudio petrológico-microestructural realizado en los materiales metasedimentarios y ortoderivados aflorantes en la hoja de Tamajón. Las relaciones microtexturales entre porfiroblastos fueron utilizadas para establecer las reacciones metamórficas entre fases, a la vez que la distribución cartográfica de parte de estas reacciones fue utilizada en el reconocimiento de superficies isogradadas y la zonación metamórfica regional. Los escasos datos geotermobarométricos disponibles en la bibliografía sobre las condiciones P-T del metamorfismo, han sido completados con estimaciones semicuantitativas efectuadas desde la estabilidad de asociaciones de fases en una red petrogenética apropiada.

Las microtexturas de reacción presentes en los metasedimentos son complejas e indican la existencia de varios estadios de crecimiento mineral en relación a tres etapas deformativas principales designadas como D1, D2 y D3. En general, las relaciones texturales que presentan los porfiroblastos indican que la blastesis tuvo lugar principalmente en momentos sin y postcinemáticos a las etapas deformativas D1 y D2. Los minerales asociados a las estructuras de D3 representan un estadio de blastesis tardío y mucho menos importante que en las etapas precedentes.

A la meso y microescala, las rocas afectadas por la deformación extensional D2 se caracterizan por presentar un conjunto de estructuras compuestas (estructuras consistentes en más de una familia de fábricas tectónicas planares) que pueden ser clasificadas como estructuras S-C de los tipos I y II siguiendo la amplia definición dada por LISTER y SNOKE (1984). Para evitar posibles confusiones terminológicas a continuación se resumen las características principales de estas estructuras según fueron establecidas por los mencionados autores.

Las estructuras compuestas de Tipo I son análogas a las estructuras S-C clásicas de BERTHÉ et al. (1979) y aparecen en zonas de relativamente moderada deformación D2, típicamente en las rocas ortogneísicas cuarzo-feldespáticas y cuarcíticas de grano medio y grueso. El cizallamiento ha generado en estas rocas unas zonas de desplazamiento subparalelas (C) separadas una distancia submilimétrica o milimétrica. Los microdominios menos deformados situados entre las superficies C contienen una foliación mineral oblicua (S) inclinada generalmente 20-30° respecto a C. Este ángulo decrece hacia las superficies C y la relación angular indica un sentido de cizalla de techo hacia el SE. Una variante a la mesoescala de esta estructura aparece en los *metatuffs* riolíticos y los metagranitoides porfídicos deformados por D2, donde las zonas de cizalla son ricas en micas y presentan un espaciado milimétrico o centimétrico. Estas cizallas separan de forma heterogénea zonas de la roca menos deformadas donde la foliación S es paralela al plano de aplastamiento de megacristales de feldespáticos porfiroclásticos. La orientación del eje mayor de las glándulas (X), el cual constituye la lineación de estiramiento L2 mesoscópica, está relacionada con la intensidad de la deformación D2. En rocas poco deformadas el eje mayor se orienta a 20-30° de las superficies C, pero en las que presentan un fuerte aplastamiento este ángulo disminuye. Cuando el ángulo es próximo a 5° las estructuras previas han sido casi completamente transpuestas y la roca presenta un aspecto gneísico bandeado. Sólo en estos casos de bajo ángulo S-C la deformación por cizalla conlleva también un deslizamiento a lo largo de los planos S.

Las microestructuras S-C clasificables como del Tipo II de LISTER y SNOKE (1984), aparecen en las litologías ricas en micas tales como micaesquistos y cuarzoesquistos micáceos miloníticos. Existen dos subtipos extremos de tales estructuras formados por procesos fundamentalmente diferentes. Sin embargo, una combinación de ambos tipos de estructuras es en muchos casos común, especialmente en las rocas más deformadas. El primero está formado por el crecimiento sincinemático y recristalización de micas oblicuo al bandeo composicional. La foliación S2 milonítica, consistente en un bandeo de diferenciación composicional cuarzo-micas que transpone a las estructuras preexistentes, presenta en las bandas cuarzosas una foliación oblicua definida por el alineamiento de lepidoblastos de mica marrón y blanca. El cuarzo puede mostrar una orientación dimensional preferente similar a las de las micas, pero normalmente esta característica está borrada por la posterior recristalización dinámica. Las micas forman granos y agregados tabulares inclinados normalmente unos 30° con respecto a la foliación milonítica. Las micas individuales pueden aparecer menos inclinadas y desarrollando formas lenticulares asimétricas en relación al cizallamiento a lo largo de sus bordes. Los agregados de micas cizalladas forman *fish* que indi-

can un sentido de cizallamiento de techo hacia el SE. Las micas en la parte central del *fish* muestran una mayor inclinación respecto a la foliación milonítica (denominada C en la terminología de LISTER y SNOKE, 1984), mientras que las micas de las colas son casi paralelas a los planos C.

El segundo tipo de estructura S-C de Tipo II consiste en que la S2 está heterogéneamente afectada por una esquistosidad de crenulación extensional (ECC de PLATT y VISERS, 1980) genéticamente relacionada. Este tipo puede explicarse desde una combinación de deslizamientos a lo largo de la foliación micácea milonítica, donde se "particiona" el movimiento, la extensión de la foliación por *shear bands* oblicuos y una componente de rotación antitética de la foliación micácea durante el cizallamiento, como ha sido discutido por PLATT (1984).

Este capítulo de Petrología se completa con los resultados de **los estudios geoquímicos** realizados en rocas ígneas hercínicas y prehercínicas representativas de la hoja y de su entorno más inmediato (apartado 2.4) y con un **informe geocronológico** que presenta las dataciones de los protolitos de alguna de estas rocas ígneas prehercínicas y del metamorfismo hercínico (apartado 2.5).

2.2. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

Ya desde los trabajos clásicos es conocida la espectacular zonación metamórfica que aflora en el área del Somosierra, en la que se encuadra la hoja de Tamajón. Esta zonación es de características barrovienses (YARDLEY, 1989) y agrupa, en rocas pobres en Al, de este a oeste, las zonas de: clorita, biotita, granate, estauroilita, distena, Iª de sillimanita y IIª de sillimanita. Para rocas ricas en Al es posible también definir una isograda del cloritoide. Esta zonación no se conserva de forma completa debido a que fue desestructurada durante el evento extensional D2, observándose actualmente condensada y con segmentos de la misma separados por *detachments* de bajo grado tardíos (Figs. 2.1 y 3.2). De estos *detachments* dos tienen especial importancia pues resuelven pequeños saltos o discontinuidades metamórficas: el del alto del Cervunal, que se corresponde en parte con la denominada falla de Berzosa-Riaza por ARENAS et al. (1982), y en el que desaparece la parte interna de la zona de la estauroilita, la de la distena y la parte más alta de la Iª de la sillimanita; y el de Montejo, que elimina la parte más interna de la Iª zona y la externa de la IIª de la sillimanita. El actual límite entre dominios se establece a nivel del *detachment* de Montejo, que es el estructuralmente más bajo. Las relaciones entre blastesis y deformación han sido anteriormente descritas en este sector por GARCÍA CACHO (1973), ARENAS (1979), ARENAS et al. (1982), CASQUET y NAVIDAD (1985) y GONZALEZ CASADO (1987).

2.2.1. Metasedimentos del dominio occidental

Los metasedimentos del dominio occidental constituyen una potente serie metasedimentaria definida originariamente como "Formación Buitrago" por FERNANDEZ CASALS (1974). GONZALEZ LODEIRO (1981) distingue en ella dos miembros: uno inferior constituido por esquistos, paraneises y rocas de silicatos cálcicos y otro superior de esquistos y cuarcitas con intercalaciones calcosilicatadas. La edad de esta serie es preordovícica y, en base a correlaciones con otros sectores del hercínico peninsular, probablemente Precámbrica-Cámbrico inferior (MACAYA et al., 1991).

En el extremo noroccidental de la hoja de Tamajón, esta serie preordovícica aflora formando un conjunto migmatítico de paraneises pelíticos (Unidad Cartográfica nº 3), de característica estructura estromática, con bandas conformes de neises bandeados (U.C.1) ricos en feldespatos y se-

gregaciones cuarzo-feldespáticas y locales niveles discontinuos de leucones. Los afloramientos de estas litologías se extienden ampliamente en las vecinas hojas de Prádena, Buitrago del Lozoya y Sepúlveda. En conjunto constituyen una potente secuencia estructural en la que la intensidad de la deformación retrógrada D2 aumenta progresivamente hacia los niveles más altos, es decir, hacia el contacto con los metasedimentos del dominio oriental localizado en el *detachment* de Montejo. En estos niveles estructuralmente más altos, las rocas metamórficas muestran una intensa deformación D2 no-coaxial heterogénea y se caracterizan por presentar fábricas protomiloníticas y miloníticas S2, en las que las microestructuras indican una recrystalización dinámica sin-D2 en condiciones de T progresivamente menor. Los indicadores cinemáticos en estas milonitas muestran un consistente sentido de cizallamiento paralelo a la L2 de techo hacia el SE.

2.2.1.1. *Paraneises Estromáticos (Unidad cartográfica 3)*

Los paraneises estromáticos son metasedimentos migmatíticos de protolito pelítico entre los que se intercalan abundantes bandas de composición semipelítica. Macroscópicamente son muy heterogéneas y se presentan estructurados planarmente en pares leucosoma-melanosoma, constituyendo de forma característica la foliación estromática (MENNHERT, en ASHWORTH, 1985), o en mesosomas bandeados composicionalmente. En estas rocas, la etapa de anatexia estructurada es por lo tanto la más extensa y tiene lugar de forma contemporánea con el episodio de deformación D2, ya que el bandeo estromático de estas metatexitas está generalmente desarrollado paralelamente a la foliación S2. Sin embargo, las bandas leucocráticas pueden aparecer plegadas de forma intrafoliar por un conjunto de pliegues isoclinales D2, cuya geometría puede ser tanto cilíndrica como no cilíndrica. La foliación de plano axial de estos pliegues, subparalela al bandeo S2 estromático principal, micropliega en zonas de charnela a una foliación biotítica S1 anterior. El que algunos leucosomas estén plegados por pliegues D2 sugiere que la fusión parcial de estas litologías se inició al menos en momentos previos al episodio D2.

Otros tipos de foliación S2 aparecen también en diatexitas con estructuras *schlieren* más o menos difusas o nebulitizadas y en diques o bolsadas de leucogranitos anatéticos de tipo-S foliados. Las fábricas planares que aparecen en estas rocas son subparalelas a la S2 de los paraneises encajantes, por lo que éstas representan tasas de fusión parcial sin-D2 de moderadas a altas con formación de volúmenes de fundido superiores al 30-50% (ARZI, 1978). Estos fundidos también fueron generados en momentos post-D2, tanto en etapas sin-D3 como posteriormente, como evidencian localmente en unos casos la migración de fundidos hacia las zonas de charnela D3 y en otros, las locales relaciones discordantes. Los pliegues D3 son cilíndricos, de morfología abierta y cerrada, deforman el bandeo estromático y las fábricas miloníticas S2, y presentan planos axiales orientados de NO-SE a NNO-SSE con buzamientos al E desde medios a subverticales.

Estructuralmente, las metatexitas consisten en un mesosoma (componente gneísico modificado) que ha desarrollado variables proporciones de leucosoma, o segregaciones leucocráticas (componente cuarzo-feldespático), y un melanosoma biotítico-sillimanítico (componente ferromagnesiano). El melanosoma sólo aparece dispuesto formando rebordes férmicos frente a mesosomas de composiciones semipelíticas. En los sectores estructuralmente más profundos y menos afectados por la deformación retrógrada D2, algunos paraneises estromáticos contienen segregaciones leucocráticas con granates milimétricos. El mesosoma presenta una fábrica de biotita y está compuesto por biotita + plagioclasa + cuarzo ± cordierita ± granate ± sillimanita ± apatito, con zircón, monacita, esfena e ilmenita como accesorios. El melanosoma es de grano

grueso y muy rico en biotita, presentando una asociación con biotita + sillimanita ± cordierita ± granate ± plagioclasa ± cuarzo con accesorios ilmenita, apatito y zircón. El leucosoma desarrolla espesores entre 0,4 y 5 cm y está compuesto por plagioclasa + cuarzo ± feldespato potásico ± sillimanita ± granate ± cordierita ± apatito. De forma general, las metatexitas pueden subdividirse en tipos graníticos y en trondhemíticos respectivamente con y sin feldespato potásico en los leucosomas.

Las plagioclasas de los leucosomas son de composición oligoclasa ácida-básica, contienen inclusiones de distena residual, a veces blindada con moscovita, de sillimanita fibrolítica y acicular, y de granos redondeados de granate. En los tipos trondhemíticos la plagioclasa es antipertítica y en los graníticos el feldespato potásico pertítico incluye granos redondeados de cuarzo y plagioclasa con bordes albiticos. Las pertitas pueden estar reemplazadas por un agregado de moscovita+cuarzo a veces simplectítico y el feldespato potásico por mirmequitas.

La biotita define la S2 mediante su orientación lepidoblástica y muestra frecuentes signos de inestabilidad transformándose a sillimanita fibrolítica, en algún caso con un borde intermedio de cordierita. Sobre todo hacia los márgenes con las segregaciones leucocráticas, aparece frecuentemente parcialmente reemplazada por clorita que encierra agregados de rutilo y, localmente, por un agregado isótropo de color amarillo. También la moscovita reemplaza en grandes placas a la biotita incluyendo a la vez a la fibrolita.

La cordierita reemplaza igualmente a la biotita de los melanosomas formando agregados elongados paralelamente a la S2. Junto a la sillimanita fibrolítica residual forma intercrecimientos granoblásticos de grano grueso con el cuarzo y la plagioclasa de los leucosomas, presentando unas características texturales que indican su cristalización en presencia de un fundido.

Los porfiroblastos tempranos de granate aparecen parcialmente reemplazados por agregados de cordierita+cuarzo, por intercrecimientos de plagioclasa+biotita, o pseudomorfizados por un agregado de biotita + plagioclasa +cuarzo+ ilmenita. Las inclusiones que presentan son de ilmenita y de biotitas y plagioclasas redondeadas. Estos granates aparecen a menudo preservados en microlitones cuarzosos rodeados por una foliación biotítica S2 rica en sillimanita fibrolítica e ilmenita. Dicha foliación es actualmente una fábrica protomilonítica o milonítica S-C del tipo II (LISTER y SNOKE, 1984), en la que la fibrolita es paralela a la L2 mesoscópica y estable en los planos S y C. Los nematoblastos de agregados fibrolíticos presentan un fuerte estiramiento con *pull-apart* abiertos subperpendicularmente a L2 y rellenos de biotita o moscovita, lo cual evidencia el retrógrado carácter de la deformación subsólida D2.

En los niveles cerca del contacto con los metasedimentos del dominio oriental, localizados por debajo del *detachment* de Montejó, los efectos retrógrados de la deformación D2 son especialmente intensos. La foliación compuesta S2 en los paraneises y en los esquistos cuarzosos con sillimanita resultado de su milonización sin-D2, esta comúnmente afectada por la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional ECC (PLATT y VISSERS, 1980). Las microestructuras desarrolladas adyacentemente a estas zonas de ECC incluyen la deformación plástica de porfiroclastos de feldespatos y micas, la cloritización de la biotita, y la moscovitización de feldespatos, sillimanita y cordierita, con una recrystalización menor del cuarzo. La fábrica de la zona de esquistosidad está definida normalmente por cuarzo + moscovita + clorita + biotita + albita + óxidos Fe-Ti, indicativa de condiciones, de la facies de los esquistos verdes.

2.2.1.2. *Neises bandeados biotíticos (Unidad cartográfica 1)*

Con una reducida extensión cartográfica, los neises bandeados biotíticos afloran asociados a los paraneises estromáticos a lo largo de una banda de orientación NNE-SSO y anchura hectométrica que se prolonga hacia el SO y NE en las vecinas hojas de Prádena y Riaza. Aunque han sido relacionados con protolitos ortoderivados (BISCHOFF et al., 1973; FERNANDEZ CASALS, 1976), el alto contenido que generalmente presentan en biotita y sillimanita es propio de materiales metasedimentarios. A favor de esta asignación está la frecuente intercalación en ellos de niveles boudinados de paraanfíbolitas y cuarcitas.

De forma característica, presentan un bandeo migmatítico S2 definido por la alternancia de niveles cuarzofeldespáticos claros lateralmente muy continuos con otros delgados y oscuros ricos en biotita y sillimanita. En detalle, se agrupan bajo esta denominación tipos litológicos más o menos biotíticos y/o ricos en segregaciones leucosomáticas y neises biotítico-plagioclásicos, en los que el rasgo común a la mesoescala es la existencia de una textura gneisica definida por una fábrica biotítica que individualiza segmentos cuarzofeldespáticos. Las texturas que presenta son granoblásticas poligonales o elongadas y granolepidoblásticas microbandeadas.

Los neises bandeados presentan capas compuestas por cuarzo + plagioclasa + biotita + sillimanita ± granate ± cordierita, que separan capas o lentejones cuarzofeldespáticos con cuarzo + plagioclasa + sillimanita ± biotita ± apatito y muy escaso feldespato potásico. Frecuentemente aparecen rebordes biotíticos marginalmente al material cuarzofeldespático. Como accesorios presenta apatito, que puede llegar a ser muy abundante, zircón, monacita, esfena, turmalina e ilmenita.

El agregado polimineral que constituye estas rocas presenta variadas microtexturas de reacción que evidencian una compleja historia sin-D2. La biotita y el granate son reemplazados por sillimanita fibrolítica orientada paralelamente a la S2 y menos comúnmente por cordierita. A su vez, la cordierita y la biotita se presentan reemplazados por sillimanita, moscovita y cuarzo. La plagioclasa incluye sillimanita, granos relictos redondeados de distena y granate, y cuarzo en gotas. El feldespato potásico es pertítico y está reemplazado por moscovita y cuarzo. El cuarzo forma granos xenomorfos y agregados lenticulares muy alargados paralelamente a la S2 *ribbons*, que se presentan recristalizados estáticamente. La clorita y la moscovita aparecen comúnmente como productos de la transformación secundaria de la biotita.

En el corte del río Jarama y en su prolongación en la vecina hoja de Prádena, estos materiales están intruidos por diques leucograníticos y pegmatíticos heterogéneamente cizallados durante D2. Estos productos de la anatexia regional se muestran en zonas de alta deformación D2 intensamente boudinados y rotados hacia el paralelismo con S2, transformándose en tectonitas protomiloníticas de los tipos L o L-S. El sentido de cizalla obtenido desde el boudinamiento asimétrico de pequeños diques y la asimetría de grandes porfiroclastos de feldespatos en los pegmatoides, es igual al obtenido en los metasedimentos próximos e indica un movimiento de techo hacia el SE.

2.2.2. Metasedimentos del dominio oriental

2.2.2.1. *Metapelitas y metaareniscas. (Unidades cartográficas 6 a 11)*

El conjunto de asociaciones minerales encontradas a lo largo de toda la secuencia metasedimentaria del dominio oriental, tanto en litologías metapelíticas como en otras más samíticas, queda

recogido en la Tabla 2.1. La aparición en este dominio de minerales índice define las isogradas y las zonas de la biotita, el granate, la estauroлита y la Iª de sillimanita. La abundancia modal de cada mineral es en detalle muy variable, dependiendo de la composición de la litología premetamórfica y de la intensidad del metamorfismo. Los minerales accesorios comunes son: zircón, turmalina, apatito, esfena, ilmenita, rutilo (en la zona de la sillimanita), magnetita, grafito y pirita.

Tabla 2.1. Asociaciones minerales representativas en metapelitas y metasemipelitas

Zona:	Qtz	Bt	Chl	Ctd	Ms	OI	Grt	St	Ky	Sil	And	Ep/Clz	Ab	Ca
Clorita	+		+		+								+	o
Biotita	+	+	+,2		+								+	o
Granate	+	+	+,2	o	+,r		+					o		
Estauroлита	+	+	r	+,o	+	+	+	+			r	r	r	
Iª Sillim.	+	+	r		+,2	+	+	+	+,0	+	r	r	r	

+ = mineral esencial; o = accesorio; r = retrógrado; 2 = dos o más generaciones.
Abreviaciones minerales de Kretz (1983)

Los tipos de rocas que constituyen la secuencia metasedimentaria son pizarras, filitas, esquistos, esquistos cuarcíticos y micaesquistos, que forman tramos de alternancia con cuarcitas, niveles metagrauáquicos o rocas calcosilicatadas. Estas litologías se corresponden con las Formaciones Constante de SCHÄFER (1969) (pro parte), Alto Rey y Rodada (unidades cartográficas 7 a 11), así como con la potente sucesión esencialmente metapelítica de materiales preordovícicos aflorante estructuralmente por debajo (unidad cartográfica 6).

Las pizarras y filitas de las **zonas de la clorita y biotita**, así como las rocas ricas en Al con cloritoide, se caracterizan macroscópicamente por presentar tonos oscuros y grisáceos, junto con un fuerte particionamiento en planos paralelos relacionado con la orientación dimensional preferente de los minerales filosilicatados de muy pequeño tamaño. Estos planos definen un *slaty cleavage* primario, o S1, que resulta ser el de plano axial de pliegues desarrollados sobre la estratificación original (S0). La fábrica planar principal S1 puede aparecer localmente crenulada por pliegues asimétricos D3, de morfología *kink* angulosa, cuyos ejes definen una lineación de crenulación L3.

A la microescala, estas rocas presentan fábricas planares definidas por la orientación lepidoblástica del agregado micáceo (clorita, mica blanca, biotita y sericita), y por la elongación de agregados de minerales claros, resultado de la transposición de pequeños niveles lenticulares sedimentarios ricos en cuarzo. El alargamiento de los agregados de grafito y el alineamiento de la ilmenita contribuye frecuentemente también en la definición de la esquistosidad S1. Los granos detríticos heredados han desarrollado superficies de disolución por presión en contacto con las láminas de esquistosidad, en las que se nuclean pequeños minerales micáceos y cloritas en las zonas abrigadas. Las texturas en estas rocas son lepidoblásticas de grano muy fino y granolepidoblásticas microbandeadas para las ricas en cuarzo. Asociadamente a los pliegues D3 se observa la formación local de planos de una esquistosidad de crenulación, S3, en los que se acumula el material insoluble y recrystalizan la mica blanca y la clorita aunque de forma minoritaria.

La biotita aparece tanto como un mineral más de la matriz, orientado paralelamente a la esquistosidad S1, o como porfiroblastos desorientados y groseramente equidimensionales nucleados sobre la matriz e incluyéndola poiquilíticamente. El crecimiento de estos porfiroblastos es post-D1 ya que incluyen la Si recta y continúa con la S1 externa. Presenta coloraciones verdes y amarillo verdosas que cambian con el aumento del grado hacia tonos rojos y pardos. Su periodo de blastesis tiene lugar en momentos sin y postcinemáticos con F1. En el sector del núcleo del anticlinal de Valverde de los Arroyos el crecimiento y recristalización de biotitas continúa durante D3.

La mica blanca es fundamentalmente una moscovita con pequeñas proporciones del componente paragonítico, aunque con el aumento del grado además de crecer en tamaño debe cambiar su composición fengítica hacia terminos moscovíticos más puros. Presenta tonos incoloros o débilmente amarillo-verdosos, observándose como mineral de la matriz crecido de forma orientada con la S1 o como una generación mineral tardía de crecimiento discordante sobre la esquistosidad primaria durante momentos pre y sin-S3.

La clorita primaria aparece como lepidoblastos de grano muy fino orientados paralelamente a la esquistosidad de la roca y como blastos redondeados de mayor tamaño rodeados por las láminas de esquistosidad. En los materiales ordovícicos del núcleo del sinclinal de Majaerayo aparece formando parte de interstratificados con micas blancas, probablemente como producto de la recristalización de micas heredadas.

El cloritoide se presenta en las rocas de composición rica en Al o formando pequeñas láminas y prismas alineados con la esquistosidad S1 o como poiquiloblastos sobrecrecidos a la matriz pero con la esquistosidad ligeramente reaplastada en torno al mineral. Gran parte de las microtexturas indican un crecimiento sincinemático con la formación de S1 y sólo en pocos casos un crecimiento posterior. GARCÍA CACHO (1973) describe asociaciones sin-S1 de cloritoide+distena en los niveles más bajos de la Fm. Rodada al E de Riaza, por encima de la aparición de estauroлита, que podrían dar cuenta de unas condiciones iniciales de P relativamente importantes. El cloritoide también aparece como un mineral secundario asociado a la transformación retrógrada de la estauroлита.

Los micaesquistos y cuarzoesquistos de las **zonas del granate, estauroлита y Iª de la sillimanita** se caracterizan por presentar una penetrativa fábrica plano-linear compuesta S2-L2. Coincidiendo con el rápido incremento en la intensidad de la deformación D2, se observa desde la parte interna de la zona de la biotita y hacia el O un tránsito meso y microestructural en el que la S1 pasa de ser la esquistosidad principal hasta ser completamente transpuesta por la nueva foliación S2. Esta transposición queda registrada microestructuralmente en las rocas de la zona del granate a través de los sucesivos estadios de formación de una foliación de crenulación, S2, a partir de una previa, S1, en todo análogos a los descritos por BELL y RUBENACH (1983). En las zonas de la estauroлита y Iª de la sillimanita estructuralmente infrayacentes, la foliación principal es una S2 no-coaxial que asociadamente contiene una lineación L2 mineral y/o de estiramiento y en la que los restos de la S1 sólo se conservan relictos en el interior de los microlitones o porfiroblastos sin-D2.

En estas rocas, la microestructura más patente en secciones XZ (paralelas a L2 y perpendiculares a S2) es la traza anastomosada de la foliación S2 definida por los lepidoblastos biotítico-moscovíticos que constituyen microdominios micáceos. Esta S2 individualiza microlitones lenticulares o

sigmoidales ricos en cuarzo que contienen, y preservan de los procesos químicos por particionamiento de la deformación, varias generaciones de porfiroblastos de granate, plagioclasa, estaurolita, distena y sillimanita. La foliación S2 es en conjunto una fábrica protomilonítica o milonítica S-C de tipo II (LISTER y SNOKE, 1984), en la que los frecuentes indicadores cinemáticos son consistentes con un sentido de cizalla general de techo hacia el SE.

A la microescala, el carácter no-coaxial de la deformación D2 también se evidencia en la matriz por la presencia de *ribbons* policristalinos de cuarzo (ETCHECOPAR y VASSEUR, 1987) paralelos a S2, en los que los granos pueden definir mediante su elongación una fábrica oblicua, y de porfiroclastos *mica fish* (LISTER y SNOKE, 1984) o de otros minerales en los que las sombras de presión y colas de recristalización son asimétricas y alargadas en la dirección de L2, definiendo porfiroclastos de los tipos d y s (PASSCHIER y SIMPSON, 1986).

Durante los sucesivos estadios del metamorfismo, los porfiroblastos incluidos en los microlitones pueden ser reemplazados o acompañados por otros minerales retrógrados en las sombras de presión. La foliación S2 y los pliegues mesoscópicos D2, aparecen localmente plegados por pliegues D3. Estos pliegues son de escala métrica-centimétrica, morfologías abiertas y cerradas, simetría rómbica o monoclinica, y presentan líneas de charnela orientadas subparalelamente a L2. En estos pliegues D3, frecuentes a lo largo de bandas en los micaesquistos, la lineación de crenulación resultante es por lo tanto de tipo compuesta o L2-L3. Perpendicularmente a L2-L3, o en secciones ZY, se puede observar localmente el desarrollo de una foliación S3 propia acompañada por la recristalización de fases.

Los granates observados en las zonas del granate, la estaurolita y I^a de sillimanita, presentan tamaños milimétricos y pueden ser agrupados en cuatro tipos texturales. Los granates del primer tipo son precinemáticos a S2 y sólo se observan en la zona del granate. Se trata de porfiroblastos que se presentan con abundantes inclusiones de opacos, lo que les confiere un aspecto sucio, o desprovistos de ellas, pero en todos los casos superpuestos a los minerales que definen la foliación S1. En algún caso las inclusiones definen groseramente una S1 interna recta y continua con la de la matriz. Durante D2 experimentan retrogradación y cataclasis, con parcial reabsorción y blastesis de clorita entre los fragmentos separados.

Los granates del segundo tipo aparecen incluidos en el interior de los microlitones sigmoidales rodeados por S2. En ellos se observa un núcleo crecido sobre una foliación planar S1 (Si), definida por inclusiones de cuarzo, ilmenita y opacos, y un borde que contiene a cada lado de la Si recta una Si variablemente curvada hacia la sombra de presión. Esta microtextura sugiere la rotación del porfiroblasto durante su crecimiento sin-D2 un ángulo en general mayor de 90° con respecto a la Si plana del núcleo. En las muestras estudiadas, los porfiroblastos en una misma lámina muestran ángulos distintos entre la parte planar de Si conservada en los núcleos y la foliación S2 del entorno. El crecimiento del núcleo en este tipo de granates está relacionado con momentos tardíos del evento D1 y la interfase D1-D2, mientras que el borde lo está con la foliación principal S2.

En los granates del tercer tipo se observa un pequeño núcleo limpio de inclusiones y un período de crecimiento continuo en el que queda englobada de forma espiralada la sombra de presión compuesta por Qtz±Bt±Ms±Pl±Op. Las sombras de presión espiraladas muestran un incremento continuo del ángulo de curvatura. Estas microtexturas *snow-ball* (SCHONEVELD, 1977) se interpretan como generadas por la rotación del porfiroblasto durante su crecimiento durante la ciza-

Illa simple progresiva D2. Los ángulos de rotación de porfiroblastos medidos en las espirales varían entre 170 y 380° e indican rotación en torno a un eje paralelo a Y y en la dirección de X, o L2 mesoscópica. El sentido de cizalla deducido desde el sentido de rotación es de techo hacia el SE. En este tipo de granates y en los del segundo tipo, ocasionalmente aparece superpuesto un borde externo recrecido libre de inclusiones que podría estar relacionado con los granates del cuarto tipo.

Los granates de cuarta generación son idioblásticos y se localizan en el interior de los microlitones, a veces incluidos en estaurolitas y plagioclasas, o superpuestos a los planos micáceos de la foliación S2, a la que pueden incluir. En la 1ª zona de la sillimanita presentan de forma poco común inclusiones de rutilo en el núcleo y de ilmenita en el borde del grano. En sucesivos estadios de la deformación progresiva D2 estos tres últimos tipos de granates pueden sufrir una pérdida del hábito idiomorfo inicial, a causa de la disolución preferencialmente en el contacto con las micas de la foliación S2, o fracturarse y desarrollar *pull-apart* subperpendiculares a L2 rellenos de clorita.

La plagioclasa forma porfiroblastos, que pueden ocupar gran parte de los microlitones, cuya composición oscila entre oligoclasa básica y ácida. Presentan sombras de presión y bordes disueltos en contacto con los planos micáceos de S2. Incluyen granates y micas a veces orientadas oblicuamente a la S2 externa definiendo un estadio intermedio S1-S2 y en los bordes localmente granos nuevos recristalizados de albita.

La estaurolita se presenta como porfiroblastos de idio a subidiomorfos amarillos que incluyen granate, biotita, cloritoide, micas y opacos, presentándose definiendo tres tipos de relaciones microtexturales. En los dos primeros aparece en el interior de los microlitones sin-S2. En el primer tipo incluye restos de la S1 microplegada por pliegues intrafoliares cuyo plano axial es la S2 externa. Este tipo es característico en las rocas de los niveles estructuralmente altos de la zona, donde no aparece en equilibrio textural con el granate que suele ser sin-D1. En el segundo tipo incluye una Si recta y continua con la S2 externa, presentando o no un ligero ángulo de rotación. Este tipo forma asociación con el granate sin-D2 y caracteriza los niveles medios. El tercer tipo forma poiquiloblastos de tamaño incluso centimétrico y de crecimiento estático sobre la traza de la foliación S2. Con este último tipo se relacionan también los bordes recrecidos sin inclusiones que presentan ocasionalmente algunos blastos de los anteriores tipos. Su periodo de blastesis es fundamentalmente sin-D2, aunque no se descarta un crecimiento anterior en los niveles estructuralmente más bajos del dominio. En rocas con granate, la estaurolita sin-S2 es incluida y reemplazada por cloritoides elongados según L2, sugiriendo el crecimiento de éste mineral mediante reacciones retrógradas en etapas tardías de D2.

La distena se nuclea sobre las bandas micáceas de la foliación S2 presentando un carácter frecuentemente tardío con respecto a la generación de dicha estructura. En secciones XZ, forma nematoblastos orientados subparalelamente a la L2 de la roca. La distena coexiste con el granate y la estaurolita pero sólo se ha observado recrecida a expensas de la estaurolita mediante reacciones prógradas. El periodo de blastesis de este mineral es pues sin-D2. Sin embargo, en las rocas de la 1ª zona de la sillimanita suele aparecer preservada en dominios biotíticos y rodeada por una foliación S2 rica en sillimanita fibrolítica, moscovita e ilmenita. Esta foliación es una fábrica milonítica S-C de tipo II (LISTER y SNOKE, 1984), en la que la fibrolita es estable en las superficies S y C. La distena adyacente a estos planos es porfiroclástica y presenta signos de deformación plástica intracristalina así como un fuerte estiramiento paralelo a L2, desarrollando estructuras *pull-*

apart rellenas de minerales retrógrados. Presenta junto a la biotita reemplazamiento parcial a sillimanita fibrolítica+moscovita sin-S2 y, localmente, andalucita+moscovita sin y post-S2, lo cual evidencia el carácter primero descompresivo y después retrógrado de la deformación de buena parte de la deformación D2. Asociadamente a los planos S3 aparecen en los niveles más bajos de la secuencia recrecimientos de fibrolita y poligonización de la biotita y moscovita.

La andalucita se asocia frecuentemente a grandes placas de moscovita como producto tanto de transformaciones polimórficas tardías desde la distena o la sillimanita sin-S2, a veces pseudomórficamente, o del reemplazamiento retrógrado de la biotita o la plagioclasa. También forma grandes poiquiloblastos groseramente elongados paralelamente a la L2 y, de forma característica, aparece también formando parte de una generación de venas de cuarzo sin-D2 con andalucita como único polimorfo del silicato de aluminio (ARENAS, 1979; ARENAS et al., 1982). Estos poiquiloblastos de generación tardía y las venas se localizan hacia los niveles más internos de la zona de la estaurólita, justo en las rocas de techo del *detachment* del Cervunal. Para CASQUET y NAVIDAD (1985) y CASQUET (1986), su aparición da lugar al establecimiento en la hoja de Tamajón de una isograda y subzona de la andalucita.

Los porfiroblastos sin-S2 de granate, distena o estaurólita, muestran texturas de reemplazamientos retrógrados por agregados de clorita, moscovita, biotita, sericita y opacos, situadas tanto en los bordes como en las sombras de presión sin-D2 asimétricas y en *pull-aparts* abiertos a alto ángulo con L2. Esta retrogradación, por lo tanto, está relacionada con la superposición de fábricas miloníticas S2 a sucesivamente menor grado durante los estadios tardíos de la deformación D2.

Los efectos de estas deformaciones D2 tardías también se manifiestan en la superposición sobre S2 de una esquistosidad de crenulación extensional (ECC, PLATT y VISSERS, 1980), o del segundo tipo de microestructuras S-C de Tipo II. La distribución cartográfica de estas deformaciones D2 tardías a lo largo de bandas subparalelas a los *detachments*, sugiere que la deformación D2 afectó cada vez a partes menores de la zona de cizalla con el descenso progresivo de la temperatura, particionándose en los *detachments* y aislando grandes volúmenes de milonitas cinemáticamente inactivas.

En las zonas adyacentes a las microestructuras ECC se observa la deformación plástica de porfiroclastos de plagioclasa recrystalizando en los bordes a nuevos granos de albita, la deformación interna de moscovitas y biotitas *mica fish* con sólo local recrystalización, la pseudomorfosis retrógrada de la distena por moscovita, la cloritización local de la biotita de la S2 con exolución de opacos y la sericitización de las plagioclasas. Estas transformaciones establecen condiciones de formación de los ECC de la facies de los esquistos verdes. El cuarzo en estas rocas presenta dos tipos de *ribbons* de forma característica. Los del primer tipo son siempre policristalinos, presentan límites paralelos a los planos S2 y los granos han recrystalizado mediante mecanismos de migración de bordes de grano. Los del segundo tipo son más pequeños y afectan a los del primer tipo, se sitúan paralelos a los planos de la ECC y los granos y subgranos que los forman son de menor tamaño y han recrystalizado generalmente desde la progresiva rotación de subgranos. El cambio global en el mecanismo de recrystalización del cuarzo sugiere también un descenso de la temperatura durante D2. La foliación S2 está en las zonas de *detachment* afectada a bajo ángulo por microcizallas sintéticas en las que existe en sus planos una acumulación de material insoluble. En algunos sectores de los *detachments* existen bandas mineralizadas ricas en sulfuros paralelas a la S2 y reemplazando al granate.

2.2.2.2. *Paranfibolitas (sin representación cartográfica)*

A lo largo de toda la secuencia metamórfica y especialmente hacia los niveles estructurales más bajos donde son especialmente abundantes, aparecen intercalaciones de paraanfíbolitas. Estas rocas pueden clasificarse en dos tipos principales en función de el contenido en cuarzo y el tipo de afloramiento.

Las rocas del primer tipo o son masivas o han desarrollado un bandeo de alternancia de niveles verdes oscuros y claros ricos en plagioclasa. Aparecen como *boudines* de potencia decimétrica a métrica intercalados entre los metasedimentos y presentan una penetrativa fábrica plano-linear S2-L2. Esta fábrica está definida por el bandeo composicional y por la orientación dimensional preferente de los diferentes minerales o agregados. Presentan texturas granoblásticas y granonematoblásticas bandeadas en las que la lineación mineral L2 está definida por los nematoblastos de anfíbol.

En la 1ª zona de la sillimanita donde son especialmente abundantes presentan la asociación hornblenda + plagioclasa + cuarzo ± clinopiroxeno ± granate ± idocrasa ± biotita ± zoisita ± esfena ± epidota/clinozoisita ± escapolita; con zircón, apatito, rutilo e ilmenita como accesorios. Como minerales secundarios presenta calcita, mica blanca, sericita, clorita, prenhita, albita feldespato potásico y actinolita.

El clinopiroxeno de estas rocas es salita-ferrosalita (ARENAS et al., 1980) y se presenta en ocasiones como poiquiloblastos que incluyen y alojan intersticialmente plagioclasa y hornblenda. El granate es rico en el componente grosularia e incluye plagioclasa, zoisita, rutilo e ilmenita. Presenta en ocasiones una Si sigmoide y continua con la Se, definida por alineaciones de inclusiones de hornblenda y opacos, lo que implica un crecimiento al menos sin-D2 para este mineral. Desarrolla sombras de presión asimétricas con hornblenda, plagioclasa, a veces formando simplectitas, y epidota/clinozoisita. El anfíbol verde es de tipo hornblenda y define la foliación S2 mediante agregados nematoblásticos que alternan con otros de plagioclasas granoblásticas. Aparece deformado por D2 desarrollando *pull-aparts* abiertos a alto ángulo con L2 y rellenos de actinolita, lo que sugiere un carácter retrógrado para parte de la deformación D2.

Las anfíbolitas del segundo tipo son cuarzo-anfíbolitas, rocas calcosilicatadas ricas en cuarzo y cuarcitas anfibólico-granátíferas. A la mesoescala, constituyen intercalaciones de remarcable continuidad lateral presentan potencias decimétrico-centimétricas. Exhiben texturas granoblásticas composicionalmente bandeadas, granonematoblásticas y en *gerbes*. Su composición mineralógica primaria cambia con el aumento del grado metamórfico (ARENAS et al., 1982). Las intercalaciones paranfibolíticas asociadas al neis de El Cardoso presentan la asociación: cuarzo + epidota/clinozoisita + anfíbol verde + plagioclasa ± granate ± biotita ± escapolita ± esfena, con apatito, zircón, ilmenita y magnetita. Como minerales retrometamórficos presentan clorita ± actinolita ± albita ± sericita ± prenhita.

El granate grosularia muestra una frecuente corrosión en los bordes para momentos avanzados de D2. En dichos bordes hay microdominios composicionales en donde se transforma en clinozoisita+calcita+cuarzo. Esta reacción indica un descenso de la T y restringe la fase fluida tardi-S2 a composiciones ricas en agua ($X_{CO_2} \leq 0.1$). En las rocas calcosilicatadas ricas en cuarzo existen también evidencias microtexturales de la naturaleza retrógrada de la sucesiva superposición de

fábricas D2. En algunas rocas, la hornblenda y la escapolita cálcica forman porfiroclastos asimétricos que se destacan de entre una matriz estructurada en *ribbons* de cuarzo. En las sombras de P o en *pull-aparts*, la escapolita reacciona durante D2 para formar calcita, plagioclasa cálcica y/o clinzoisita y la hornblenda se transforma en actinolita.

2.2.3. Rocas ígneas prehercínicas

2.2.3.1. *Ortoneises glandulares metagraníticos. Ortoneises de Berzosa. (Unidad cartográfica 4)*

Bajo la denominación de Ortoneises de Berzosa se agrupa una cierta diversidad de litotipos metagraníticos aflorantes estructuralmente por debajo del *detachment* del Cervunal y dispuestos cartográficamente en el dominio oriental siguiendo una alineación NNE-SSO paralela a la de la foliación metamórfica regional. Estos ortonaises son conocidos desde hace tiempo y resultan ser para muchos autores litológicamente comparables con los ortonaises glandulares que constituyen los grandes macizos del sector central del Guadarrama. (BISCHOFF et al., 1973; GARCÍA CACHO, 1973; FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1971; NAVIDAD, 1979; GONZALEZ CASADO, 1986; BELLIDO et al., 1991).

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

Mesoscópicamente se caracterizan por presentar una fábrica plano-linear muy penetrativa, S2-L2, y una distribución volumétrica de las glándulas, así como de sus tamaños, bastante heterogénea debido en parte a la propia heterogeneidad del cizallamiento durante la deformación D2. Esta fábrica S2 es en las zonas más intensamente deformadas una fábrica milonítica S-C de tipo I (LISTER y SNOKE, 1984) de variable ángulo entre los planos S y C. La lineación L2 está definida por el estiramiento de las glándulas y la elongación en torno a ellas de las sombras de presión y las colas de recristalización. La asimetría de los *augen* feldespáticos y de porfiroclastos de tipo S establece un general sentido de cizalla paralelo a L2 de techo hacia el SE.

Presentan texturas blastoporfídicas de mesostasia o matriz composicionalmente bandeada. La asociación mineral característica está formada por cuarzo+feldespato potásico+ plagioclasa+biotita+moscovita, con granate, sillimanita, zircón, monacita, apatito, turmalina, ilmenita, magnetita y opacos como accesorios. Retrogradacionalmente aparece en grado variable una cloritización de la biotita, la moscovitización de la sillimanita, el feldespato potásico y la biotita, y la sericitización frecuentemente zonal de las plagioclasas.

El feldespato potásico que forma las glándulas es una ortosa peritítica, variablemente microclinizada, que presenta inclusiones de biotita y plagioclasa y ha recristalizado en las zonas abrigadas a un agregado policristalino de microclina, oligoclasa y cuarzo. En caras paralelas a los planos S puede presentar reemplazamientos mirmequíticos y transformarse a moscovitas de orientación

lepidoblástica paralela. En la matriz es una microclina poco o nada perfitica que forma, junto a la plagioclasa, el cuarzo y albita intersticial, un agregado estructurado en bandas lenticulares alargadas y *ribbons* con una recristalización estática bastante intensa.

La plagioclasa es una oligoclasa ácida con rebordes albiticos que sufre reemplazamientos de mica blanca a lo largo de las direcciones cristalográficas. La biotita y la moscovita contribuyen con su orientación lepidoblástica a la definición de la foliación S2. No obstante, existen moscovitas de alteración/hidratación tardía a expensas de los feldespatos que se disponen formando grandes placas superpuestas a la S2.

El granate aparece inestable y variablemente corroído aunque es un mineral frecuente en los dominios más deformados por D2. La turmalina aparece fragmentada y reorientada paralelamente a L2. Su origen, así como el del granate, puede ser tanto ígneo relicto como blástico pre-D2.

La heterogeneidad de estos neises, en parte debida a la deformación D2, ha llevado a considerarlos como de origen tanto volcano-sedimentario (BISCHOFF et al., 1973; FERNANDEZ CASALS, 1974; GONZALEZ CASADO, 1986) como plutónico (ARENAS et al., 1980 y 1982). Los análisis químicos realizados en el presente proyecto indican sin embargo una composición compatible con un origen paraderivado (ver apartado 2.4). Aunque no existen dataciones de estos neises, la facies Antoñita de los ortoneises de Hiendelaencina, considerada como equivalente litológicamente (GONZALEZ LODEIRO, 1980), ha sido datada en 500 ± 26 Ma por método Rb/Sr, en roca total (VIALETTE et al., 1986), o en 500-560 Ma mediante U/Pb en zircones (BISCHOFF et al., 1986).

2.2.3.2. *Neises micro y mesoglandulares. Ortoneises de El Cardoso (Unidad cartográfica 5)*

La existencia de estos neises ocupando el sector interno de una gran estructura antiformal conocida como el anticlinal de El Cardoso se conoce ya desde los trabajos clásicos de SCHÄFER (1969). Típicamente, los ortoneises de El Cardoso son neises micro y mesoglandulares de grano fino, que presentan intercalaciones características de cuarcitas con granate y anfibolitas con texturas *en gerbes* sobre todo hacia su techo. Han sido correlacionados con los neises que forman la parte alta de la Formación Hiendelaencina u Ollo de Sapo de grano fino (CAPOTE et al., 1977; GONZALEZ LODEIRO, 1980; ARENAS et al., 1982). El origen propuesto para estas rocas es para SCHÄFER (1969) y GONZALEZ LODEIRO (1980) volcánico, mientras que para NAVIDAD (1978) y ARENAS et al. (1982), es volcanosedimentario. La existencia bastante común en ellas de porfiroblastos de granate y los niveles metasedimentarios intercalados, sugiere que estas rocas fueron *tuffs* riolíticos extruidos, retrabajados y depositados dentro de una secuencia siliciclástica en momentos iniciales del Arenig. A favor de esta interpretación está la edad de emplazamiento de los protolitos de 480 ± 2 Ma que han proporcionado mediante el método U/Pb en zircones (VALVERDE-VAQUERO y DUNNING, esta memoria, apartado 2.5 de geocronología).

Los afloramientos de estos neises presentan en la hoja una relativa gran extensión, localizándose estructuralmente por encima del *detachment* del Cervunal y definiendo una gran estructura antiformal -antiforme de El Cardoso- originariamente de plano axial subhorizontal. Los neises de los flancos de esta macroestructura van progresivamente disminuyendo de espesor hacia el N hasta desaparecer ya en la vecina hoja de Riaza.

Como revela su disposición cartográfica, constituye un gran cuerpo de geometría lenticular cuyos límites son subparalelos a la traza de la estratificación en la cuarcita armoricana. El paso ha-

cia los metasedimentos se establece a menudo a través de un tramo continuo de alternancia con niveles de cuarcitas, cuarcitas anfibólicas y parafibolitas. La foliación principal, S2, y la lineación de estiramiento mineral que presentan estas rocas, L2, fueron originadas mediante el intenso cizallamiento que las transformó durante D2 en tectonitas protomiloníticas y miloníticas de los tipos L y LS. Las asimetría de las mesoestructuras *augen* desarrolladas en las glándulas de plagioclasa, así como la definida a la microescala por las sombras de presión en torno a porfiroclastos y subfábricas en agregados policristalinos de cuarzo, establece un consistente sentido de cizalla techo hacia el SE.

Composicionalmente, estos neises se distinguen de los demás tipos ortoderivados por contener glándulas de plagioclasa y de cuarzo monocristalino de tamaños subcentimétricos y una gran escasez de feldespato potásico. A la mesoescala, la distribución heterogénea y dispersión que presentan las glándulas les confiere frecuentemente un aspecto porfiroide.

Presentan una asociación mineral compuesta por cuarzo + plagioclasa + biotita + moscovita + mica blanca ± granate ± feldespato potásico, con apatito, zircón, turmalina, esfena, epidota, ilmenita y opacos como accesorios. Como minerales secundarios presentan clorita+albita+ sericita.

Microestructuralmente se caracterizan por la traza anastomosada que presenta la foliación S2 en secciones ZX, la cual rodea a porfiroclastos proterógenos de plagioclasa (oliglocasa ácida-básica) con características sombras de presión asimétricas. Dicha foliación S2 es o una fábrica deformativa no-coaxial o una foliación milonítica S-C de Tipo I. Las sombras de presión están constituidas por agregados de tamaño fino de plagioclasa+albita+cuarzo±mica blanca. En otros casos, las plagioclasas pueden estar reemplazadas por pequeñas moscovitas a favor de las maclas, aparecer completamente recrystalizadas a un agregado granoblástico en mosaico de grano más fino, o desarrollar grietas de extensión y fracturas sintéticas al cizallamiento D2 rellenas de albita+cuarzo.

El cuarzo forma parte junto a la plagioclasa de la matriz y se estructura en forma de *ribbons* policristalinos lenticulares alargados paralelamente a L2 en el plano de foliación S2. Estos *ribbons* están constituidos por un agregado de granos variablemente elongados, en el que los contactos entre granos son rectos y en general libres de deformación intracristalina, resultado del *annealing* que predomina durante la deformación D2 a relativas altas temperaturas. Sin embargo, localmente se observa el desarrollo subparalelo u oblicuo a bajo ángulo de delgados *ribbons* mono y policristalinos de grano fino, en los que el cuarzo ha recrystalizado por mecanismos de rotación de bordes de grano indicativos de etapas para la deformación D2 a menor temperatura.

La biotita y la moscovita forman parte de la matriz granoblástica cuarzofeldespática definiendo los planos S y C mediante su orientación lepidoblástica. También forman bandas en los que todos los lepidoblastos tienen los planos (001) orientados subparalelamente a la foliación S2. La biotita de los planos C puede estar o bien recrystalizada a biotitas de pequeño tamaño con exsolución de ilmenita asociada, o deformada formando *fish* porfiroclásticos y estructuras en kink-bands. Con la retrogradación se transforma a mica blanca y agregados de clorita+esfena+ilmenita.

El granate aparece como porfiroblastos subidiomorfos que pueden o no incluir a la foliación de la matriz, por lo que su blastesis es tanto pre- como sin-D2, y como xenocristales corroidos y dispersos, producto de la cataclasis y separación paralela a la L2 de los fragmentos durante etapas tardías del cizallamiento D2.

2.2.3.3. *Leuconaises (sin representación cartográfica)*

Los leuconaises son rocas gneísicas cuarzofeldespáticas de carácter hololeucocrático, de tipo metaaplítico o metapegmoaplítico, grano fino a medio, fábrica planolínear y, en general, desprovistas de glándulas feldespáticas. Petrográficamente son rocas granoblásticas de tendencia equigranular, compuestas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa como minerales fundamentales. Accesoriamente hay moscovita predominante sobre la biotita, granate y turmalina, formando agregados sobre todo frecuentes en las facies más leucocráticas, sillimanita fibrolítica y un conjunto de minerales pesados entre los que destacan el apatito, el zircón, la esfena y la ilmenita.

Forman cuerpos de geometría tabular o lenticular que afloran como bandas continuas entre los metasedimentos del dominio occidental y frente a los que desarrollan contactos netos. Regionalmente, también aparecen asociados a los grandes macizos de neises glandulares meta-graníticos, bien como intercalaciones o como facies externas marginales en tránsito gradual hacia ellos. De forma rara, presentan enclaves elongados de metasedimentos biotíticos. Sus características estructurales y geoquímicas les confieren un carácter ortoderivado (BISCHOFF et al., 1973; ARENAS et al., 1982), relacionándose como términos muy evolucionados de un magmatismo temporalmente al menos pre-D2 y probablemente relacionado con el del resto de los ortoneises del Guadarrama.

La deformación dúctil D2 se expresa en estos materiales con la formación de la foliación S2 y de zonas miloníticas a la mesoescala bastante heterogéneas. La foliación S2 es o una fábrica biotítica, o una fábrica subsólidas deformativa que en las rocas más deformadas es milonítica y compuesta por planos de tipo S y C (Tipo I de LISTER y SNOKE, 1984). Todas ellas pueden estar superpuestas en un mismo afloramiento registrando la existencia durante parte de D2 de condiciones metamórficas retrógradas. El amplio rango de procesos de restauración y recristalización visibles en la plagioclasa y en el feldespato potásico, con sillimanita estable en planos S, indica que la formación de las fábricas S2 deformativas es inicialmente temperaturas propias de la parte media de la facies anfibolítica. La posterior recristalización dinámica del feldespato potásico (SIMPSON, 1985), junto con la plasticidad a baja temperatura de la plagioclasa y el crecimiento paralelamente a los planos S2 de moscovita, evidencian la superposición de fábricas S2 a menor grado. Las condiciones de deformación D2 indicativas de la facies de los esquistos verdes están registradas en la fracturación de los feldespatos porfiroclásticos, la generación de *kinks* y *mica fish* en biotitas variablemente cloritizadas, y en la deformación dúctil del cuarzo de la matriz y su transformación parcial en *ribbons* formados por granos elongados recristalizados.

La lineación mineral y/o de estiramiento L2 asociada está definida por los agregados cuarzofeldespáticos elongados y la orientación unidimensional de los *ribbons* o *rods* de cuarzo. La oblicuidad en las subfábricas del cuarzo que forma los agregados *ribbons* y la asimetría en los indicadores cinemáticos son consistentes con un sentido general de cizalla de techo al SE durante D2.

2.2.4. Rocas ígneas hercínicas.

2.2.4.1. *Leucogranitos de dos micas foliados. (Unidad cartográfica 2)*

En el extremo NO de la hoja, aparecen varios afloramientos de leucogranitos de dos micas y foliados intruidos de forma concordante en el dominio occidental. Constituyen bandas alargadas

según una dirección N-S a NNE-SSO, subparalelas a la traza de la foliación metamórfica regional, continuándose por la hoja de Prádena. Los contactos son intrusivos sobre los metasedimentos. Afloran en pequeños resaltes que originan una morfología muy características de relieves en crestas y sólo muy localmente formando bolos de pequeñas dimensiones dando berrocales.

Las bandas están constituidas por un granito-leucogranito de dos micas, foliado, con textura sacaroidea, generalmente no porfídica, equigranular muy homogénea y de grano medio-fino (1-3 mm). A la escala de afloramiento, sus características son: el cuarzo forma granos milimétricos regulares, encontrándose algunos nódulos de 1-2 cms; la biotita es muy fina y define la foliación mediante su orientación planar; el feldespato potásico forma granos elongados que contribuyen en la definición de la foliación; y a moscovita aparece como granos orientados concordantemente, en secciones romboidales de 2 a 4 mm de diámetro o como grandes placas xenomorfas de 10-15 mm que pueden incluir biotitas y cuarzo. La foliación es magmática fluidal y subparalela a la S2 de los paraneises migmatíticos encajantes. Localmente se superponen deformaciones subsólidas que originan la formación de fábricas S2 protomiloníticas S-C de Tipo I.

Los leucogranitos tienen enclaves surmicáceos ricos en biotita de procedencia metasedimentaria que generalmente se disponen alineados con la foliación S2 de la roca. Localmente presentan xenocristales de biotita que definen *schlieren* paralelos a la S2. Los diques son de tipo pegmatítico y pegmoaplítico y las relaciones de intrusión tanto concordantes como discordantes.

En las rocas poco o nada deformadas en el estado sólido, las texturas que se observan petrográficamente son holocristalinas, algo heterogranulares de grano medio a medio-fino, deformativas orientadas, simplectíticas y mirmequíticas. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Como minerales accesorios presenta sillimanita fibrolítica, granate en algunas rocas, turmalina, apatito, zircón, óxidos de Fe-Ti y opacos. Los minerales secundarios son: clorita, sericita, moscovita, rutilo sagenítico, feldespato potásico y albita. Las alteraciones más frecuentes son la cloritización variable de la biotita y la moscovitización y sericitización en frecuentemente importante de la plagioclasa.

El cuarzo se presenta formando agregados de formas globosas y elipsoidales, en los que los granos tienen un hábito anhedral, contactos netos a menudo rectos y definiendo puntos triples de unión. Como inclusiones tiene finas-pequeñas agujas de rutilo, circón, moscovita, plagioclasas, feldespato potásico, opacos. En las rocas con deformación subsólidas D2, el cuarzo de estos agregados está dinámicamente recrystalizado y ha desarrollado un mosaico granoblástico poco elongado de menor tamaño de grano en el que los granos individuales exhiben una ligera extinción ondulante. Otros tipos de cuarzo que se pueden distinguir son el asociado a la moscovita formando intercrecimientos simplectíticos a expensas del feldespato potásico; el mirmequítico relacionado con la recrystalización en los bordes de los feldespatos; y las inclusiones redondeadas en la plagioclasa (cuarzo goticular).

El feldespato potásico es de tipo microclina y se presenta como cristales individuales o como agregados de hábito anhedral, a veces con carácter intersticial. Presenta normalmente la macla en enrejado y raramente la de tipo Carlsbad. Son poco pertíticos en venas o parches. Incluye cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa, opacos y zircón. En casos sustituye de forma parcial a las plagioclasas.

La plagioclasa tiene un hábito de anhedral a subhedral y aparece como cristales aislados o constituyendo agregados de 2-4 individuos. Presenta la macla de la albita y el contenido en anortita es de menor del 15%, siendo en general oligoclasa ácida o albita. Otros tipos de albita de carácter tardío son: albita perfitica en parches y muy escasa, albita intergranular monocristalina desarrollada en la interfase entre cristales de feldespato potásico, y albita micromirmequítica.

La biotita se encuentra en cristales aislados, rara vez formando agregados de varios individuos, presenta un hábito de anhedral a subhedral, y variablemente pleocróica oscilando entre el marrón rojizo ó castaño muy oscuro (Ng, Nm) y el amarillo claro (Np). Tiene inclusiones de opacos, apatitos, cuarzo y zircones, estos últimos desarrollando halos pleocróicos. Frecuentemente, presenta fenómenos de cloritización dando como subproductos de la transformación rutilo sagenítico, esfena, epidota/clinozoisita, feldespato potásico y opacos.

La moscovita se encuentra en mayor proporción modal que la biotita. Presenta hábito de hidiomórfico a subhedral. Toda la moscovita es de carácter magmático tardío y/o hidrotermal, diferenciándose varios tipos: la procedente del reemplazamiento de los feldespatos durante la rehidratación/recristalización de la roca, frecuentemente en forma de grandes placas con bordes simplectíticos con el cuarzo; la procedente de la biotita, como atestiguan los relictos en continuidad óptica; y la asociada a la sillimanita a la que incluye en forma de finas agujas (fibrolita). Como inclusiones tiene cuarzo, apatito, circón, sillimanita y opacos.

El apatito se presenta hipidiomorfo en prismas bipiramidales o con formas redondeadas, estos últimos tienen inclusiones de zircones. Se suele presentar como inclusiones en casi todos los minerales principales. El zircón desarrolla halos pleocróicos en las biotitas y a veces también en la moscovitas. La turmalina puede llegar a ser un mineral muy abundante como grandes prismas milimétricos que incluyen al cuarzo y la biotita, dando lugar a litotipos leucograníticos de dos micas y turmalina.

2.2.5. Rocas filonianas hercínicas.

2.2.5.1. Aplitas y Pegmatitas. (sin representación cartográfica)

Intercalados en las series de paraneises del dominio occidental aparecen numerosos cuerpos, diques y lentejones de aplitas de dos micas y pegmatitas leucocráticas orientados subparalelamente con la dirección de la foliación metamórfica regional. En el afloramiento se observan para estas rocas relaciones de contacto tanto concordantes como discordantes con respecto a las estructuras metamórficas, así como la existencia o no en ellas de una fábrica planar.

Los diques concordantes de generación más temprana exhiben varios tipos diferentes de fábricas S2 deformativas. En áreas de bajas tasas de deformación D2, presentan una estructura magmática fluidal definida por los granos de micas, feldespatos tabulares y la orientación preferente de xenolitos metasedimentarios elongados, que es paralela a la foliación S2 de las rocas caja. Estas estructuras magmáticas muestran un gradual cambio a fábricas deformativas en estadio sólido conforme aumenta el gradiente de la deformación D2, apareciendo las rocas heterogéneamente cizalladas en bandas subparalelas a la fábrica gneíscica regional y transformadas en tectonitas protomiloníticas de los tipos L o L-S. Estos criterios estructurales dan cuenta de una deformación no-coaxial heterogénea consistente con el desarrollo de S2 bajo condiciones metamórfi-

cas de temperaturas progresivamente menores. En los niveles estructuralmente más altos del dominio occidental aparecen intensamente cizallados y boudinados en una dirección paralela a la L2. El sentido de cizalla obtenido a partir de la rotación de los diques, del boudinage asimétrico y de las fábricas S-C miloníticas, concuerda con el obtenido en los paraneises adyacentes e indica un movimiento de techo hacia el SE durante D2. Los diques discordantes se presentan frecuentemente cataclastizados en relación a deformaciones más frágiles y tardías.

Composicionalmente resultan ser muy parecidas a los leucogranitos de dos micas y turmaliníferos anteriores, con moscovita en proporción mayor que la biotita. Las dimensiones de estos diques y su continuidad lateral son extremadamente variables, presentando espesores desde centimétricos a decamétricos.

Los tipos menos deformados son en general de textura aplítica, aunque frecuentemente varían a las pegmatíticas de grandes cristales o forman complejos bandeados composicionales y/o texturales. Petrográficamente todas ellas son leucogranitos con más del 90% de minerales claros. En general el feldespato potásico (microclina predomina sobre la plagioclasa (oligoclasa ácida), pero en algunos casos aparecen los dos feldespatos en proporciones análogas. La biotita frecuentemente está reemplazada por micas verdosas de menor temperatura o transformada a clorita. La moscovita es en general más abundante que la biotita, forma grandes láminas que crecen a partir del feldespato potásico o de la biotita, por lo que puede ser considerada como de crecimiento tardímagmático o metasomática. Es muy frecuente, aunque existen diques donde no aparece, la turmalina con pleocroismo pardo verdoso; este mineral aparece en general como prismas idiomórficos o en cristales irregulares que en parte sustituyen al feldespato potásico o la biotita previo. En varios diques se han observado cristales de sillimanita y menos frecuentemente de andalucita, parcialmente reemplazados por moscovita y sericita. Los accesorios más frecuentes son apatito, zircón y opacos. Entre los minerales secundarios aparecen moscovita, clorita y, esporádicamente, prehnita, leucoxeno, rutilo sagenítico y calcita.

2.3. CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO

2.3.1. Zonas metamórficas e isogradas.

La elección del sistema químico $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (KFMASH) permite el análisis de las relaciones entre las principales fases minerales existentes en las metapelitas del área de Tamajón. La adición de otros componentes al sistema tales como MnO, CaO y K_2O , no establece diferencias muy significativas. La Tabla 2.2 recoge ordenadas según aumenta el grado metamórfico, las asociaciones minerales o paragénesis que han sido observadas petrográficamente en cada zona metamórfica. Estas zonas fueron generalmente definidas tanto en el dominio oriental como en el occidental desde la aparición de minerales índice en las metapelitas composicionalmente pobres en Al. Las paragénesis reflejan la asociación mineral relacionada con el pico térmico del metamorfismo en cada zona, el cual puede alcanzarse en momentos sensiblemente diferentes (ENGLAND y THOMPSON, 1984 y 1986). La distribución espacial de dichas asociaciones minerales (Fig. 2.1 y 3.2) permite distinguir las siete zonas metamórficas siguientes:

- 1: **Zona de la Clorita.** Esta zona de menor grado está representada en las rocas ricas en Al de los niveles estructuralmente más altos del núcleo sinclinal de Majaerayo, las cuales contienen la asociación (1).

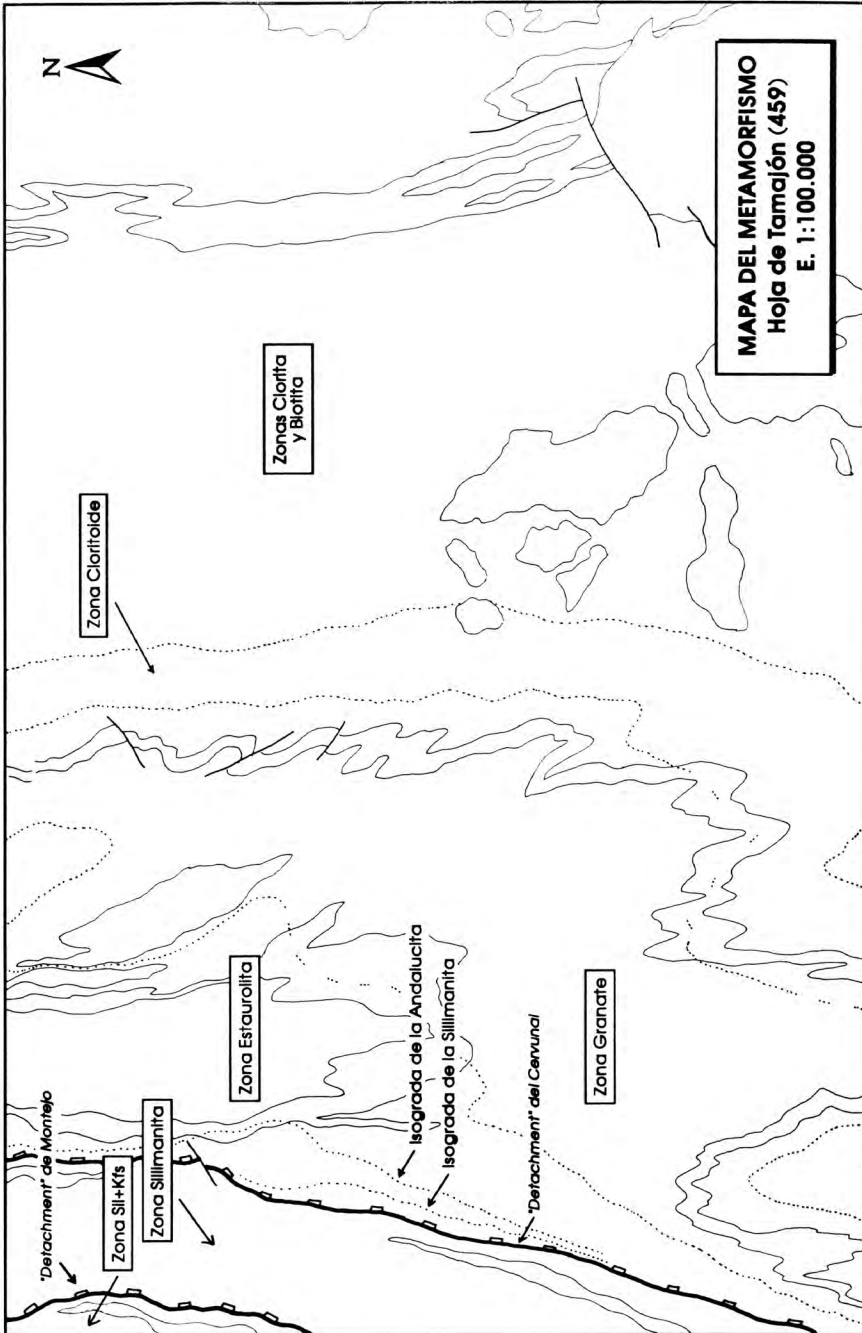


Figura 2.1. Mapa de facies metamórficas mostrando la distribución de las isogradas y zonas minerales discutidas en el texto.

- 2: Zona de la Biotita.** Exceptuando los niveles estructurales más altos anteriores en los que la ausencia de litologías pobres en Al en su parte central impide la cartografía precisa de la isograda de la biotita, probablemente todo el área de la hoja de Tamajón estuvo en condiciones metamórficas de la zona de la biotita. Por ello su aparición coincide con el techo de la Fm. Alto Rey en ambos flancos del sinclinal, donde las litologías de composición apropiada presentan la asociación (2).
- 3: Zona del Cloritoide.** Definida en rocas ricas en Al por la asociación (3). La aparición del cloritoide en estas rocas viene a coincidir con la de la biotita en composiciones pobres en Al (SPEAR, 1993). Las asociaciones con cloritoide + distena, citadas por GARCÍA CACHO (1973) en rocas aluminicas ordovícicas incluidas en esta zona, se forman a temperaturas ligeramente superiores. Estructuralmente por debajo, un poco después aparece ya en litologías pobres en Al el cloritoide.
- 4: Zona del Granate.** La asociación (4) es la características en las rocas pobres en Al de esta zona, pero en rocas más aluminicas sin biotita puede aparecer granate junto a cloritoide o, en rocas sin ganate, el cloritoide junta a la estaurolita. La zona presenta un desarrollo desigual y la isograda una traza cartográfica lobulada, debido a que fue plegada durante la deformación dúctil extensional D2. En rocas pobres en Al, la estructuración de las zonas de clorita, biotita, cloritoide y granate tuvo lugar temporalmente en momentos contemporáneos o un poco posteriores con la etapa D1, dadas las relaciones sin y tardicinemáticas que presentan estos minerales índice en su zona con el desarrollo de las fábricas S1.
- 5: Zona de la Estaurolita.** Esta zona se estructuró en momentos sin-D2 (*s.l.*) y contiene la asociación de grado medio (5). Cubre una banda NNE-SSO que va perdiendo progresivamente anchura desde los 3-4 km de espesor estructural (medido perpendicularmente a S2) que tiene en el límite N de la hoja, hasta los 0,5-1 km que presenta en su extremo SO (como sucede en las proximidades de la Fábrica de Hilaturas en la vecina hoja de Riaza). El límite superior de la zona de la estaurolita es claramente discordante con la macroestructura de D1 y algo oblicua con respecto a la traza axial del Antiforme de El Cardoso. El inferior no aflora al estar truncado por el *detachment* del Cervunal, el cual parece es tirar horizontalmente y adelgazar verticalmente la zona hacia el S.
- 6: Zona de la Distena.** Esta zona no está representada cartográficamente al desaparecer completamente por acción del *detachment* del Cervunal, pero su existencia se deduce microtexturalmente con la presencia de la paragénesis (6) previa a la formación de sillimanita en rocas de la 1ª zona de la sillimanita.
- 7: 1ª Zona de la Sillimanita.** Esta zona contiene la asociación (7) y está definida en las rocas situadas estructuralmente por debajo del *detachment* del Cervunal hasta el límite inferior del dominio oriental, localizado en el *detachment* de Montejo.
- 8: IIª Zona de la Sillimanita.** Esta zona está caracterizada por la coexistencia de sillimanita+ feldespato potásico (8), junto a los cuales puede aparecer el granate, la desaparición de la moscovita primaria y el inicio de los procesos de fusión parcial. A ella pertenecen los neises con sillimanita y feldespato-K y las rocas de características anatócticas del dominio occidental, localizado en el extremo NO de la hoja.

Tabla 2.2. Asociaciones minerales presentes en rocas ricas en Al de cada zona metamórfica.

dominio oriental	
(1) Zona Clorita:	Chl+Prl±Kfs+Qtz+Ms
(2) Zona Biotita:	Chl+Bt+Qtz+Ms
(3) Zona Cloritoide:	Cld+Chl+Qtz+Ms±Prl (±Ky)*
(4) Zona Granate:	Grt+Chl+Bt+Qtz+Ms
(5) Zona Estauroлита:	St+Bt±Grt±Chl+Qtz+Ms
(6) Zona Distena:	St+Bt+Ky±Gt+Qtz+Ms
(7) Zona Iª Sil.:	Grt+Sil+Bt+Qtz+Ms
dominio occidental	
(8) Zona IIª Sil.:	Grt+Sil+Bt+Qtz+Kfs

Sistema pelítico simple KFMASH. (*) Presente en rocas ricas en Al.

Las proyecciones AFM esquemáticas de la Fig. 2.2 muestran para composiciones tanto pobres como ricas en Al las relaciones de compatibilidad entre asociaciones con tres o menos fases. Los números de cada proyección coinciden con las paragénesis observadas en las metapilitas de cada zona metamórfica recogidas en la Tabla 2.2. Las nueve reacciones en el sistema KFMASH, o subsistemas más simples, que relacionan las diferentes topologías AFM t separan las zonas metamórficas cartografiadas expresadas en la Fig. 2.1 y 3.2 (con la excepción de la distena), o isogradas, son :

A: $\text{Chl-Fe+Kfs} \mapsto \text{Ann+Ms+Qtz+H}_2\text{O}$ (isograda de biotita en el sistema KFASH);

B: $\text{Chl-Fe+Prl} \mapsto \text{Cld-Fe+Qtz+H}_2\text{O}$ (isograda del cloritoide en el KFASH); y

C: $\text{Prl} \mapsto \text{Ky+Qtz+H}_2\text{O}$ (en el ASH, rocas ricas en Al)

D: $\text{Chl-Fe+Ms} \mapsto \text{Ann+Cld-Fe+H}_2\text{O}$ (en el KFASH, rocas pobres en Al)

E: $\text{Cld+Bt} \mapsto \text{Gt+Chl}$ (isograda del granate en el sistema KFMASH); o $\text{Chl+Ms+Qtz} \mapsto \text{Gt+Bt+H}_2\text{O}$

F: $\text{Grt + Chl + Ms} \mapsto \text{St + Bt + Qtz + H}_2\text{O}$ (isograda de estauroлита en el KFMASH);

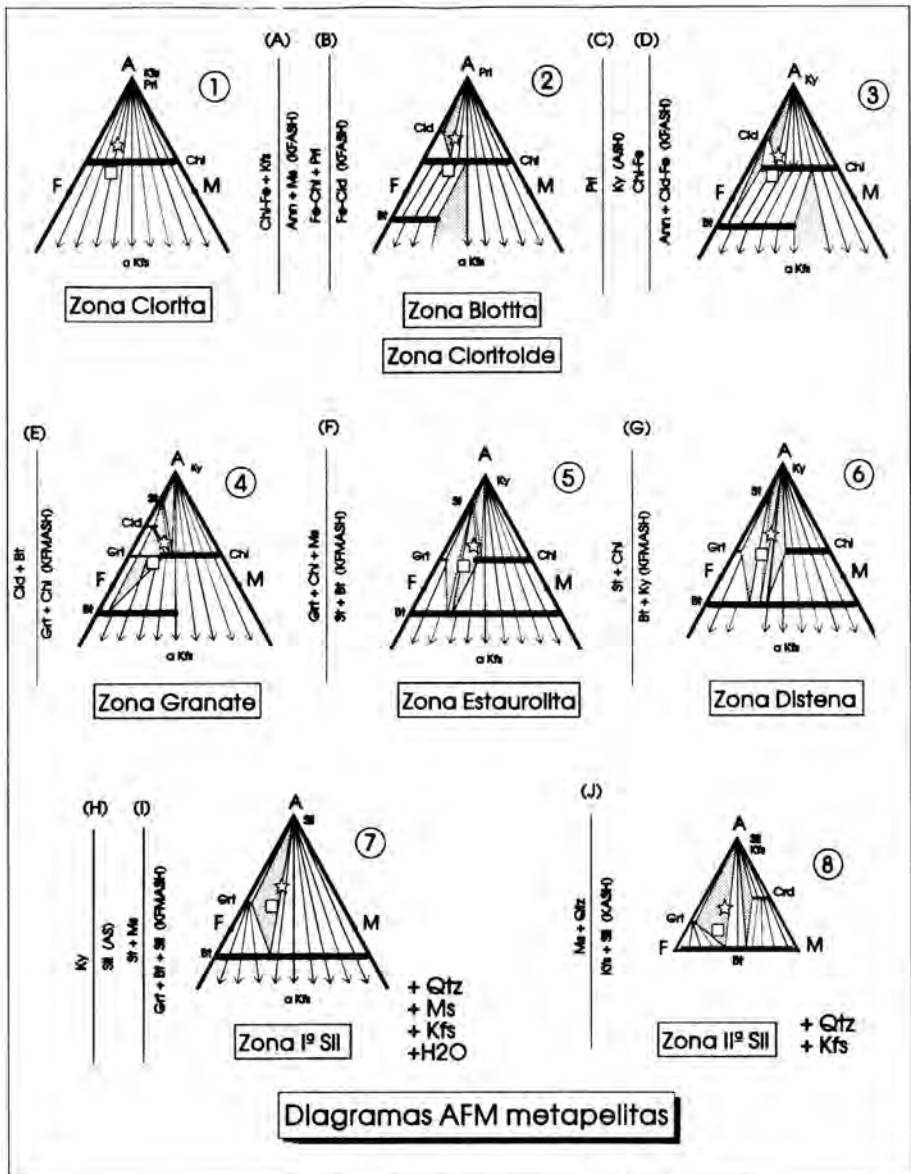


Figura 2.2. Diagramas AFM esquemáticos en los que se muestran las relaciones de compatibilidad entre asociaciones con 3 o menos fases. Los números coinciden con las asociaciones minerales de la Tabla 2, y las letras con las reacciones discutidas en el texto que separan cartográficamente las zonas metamórficas. A su vez, cada proyección se corresponde con un determinado sector del diagrama P-T de la Fig. 2.4. Las composiciones pobres y ricas en Al se señalan, respectivamente, con un cuadrado y una estrella. Las abreviaciones minerales son de Kretz (1983).

G: $\text{Chl} + \text{St} + \text{Qtz} + \text{Ms} \mapsto \text{Ky} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$ (isograda de distena en el KFMASH);

H: $\text{Ky} \mapsto \text{Sil}$ (1ª isograda de sillimanita en el AH); o

I: $\text{St} + \text{Ms} \mapsto \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Sil} + \text{H}_2\text{O}$ (en el KFMASH).

Dominio Occidental

J: $\text{Ms} + \text{Qtz} \mapsto \text{Kfs} + \text{Sil} + \text{H}_2\text{O}$ (IIª Isograda de sillimanita en el KASH); y $\text{Ms} + \text{Pl} + \text{Qtz} \nrightarrow \text{Kfs} + \text{Sil} + \text{Liq}$ (o reacción de fusión por deshidratación de la moscovita en ausencia de una fase vapor, LE BRETON y THOMPSON, 1988).

La distribución cartográfica de las asociaciones minerales del pico térmico del metamorfismo, o condiciones $T_{\text{máx}} - P_{\text{Tmáx}}$ alcanzadas, permite el establecimiento del gradiente metamórfico de campo. Este es de media relación P/T en el que de forma general la temperatura aumenta perpendicularmente siguiendo un sentido de E a O. Las series de facies metamórficas son del tipo distena-sillimanita y en conjunto definen una típica secuencia de tipo Barroviense (MIYASHIRO, en SPEAR, 1993).

2.3.2 Relaciones entre blastesis y deformación.

Las relaciones microtexturales entre el crecimiento de los porfiroblastos y el desarrollo de las diferentes fábricas deformativas en la matriz sirve para ordenar las asociaciones minerales presentes en las rocas a lo largo de una secuencia temporal. En la Fig. 2.3 están reflejadas las relaciones entre el crecimiento de minerales índice y la foliación de la matriz que han sido observadas en las rocas metapelíticas de la hoja de Tamajón. En los niveles estructurales altos que constituyen el dominio oriental, las condiciones del pico térmico del metamorfismo se alcanzaron según el nivel en momentos sensiblemente diferentes. En las pizarras y cuarzoesquistos de las zonas de la clorita, biotita, cloritoide y granate, el pico del metamorfismo fue sin- y tardicinemático con D1, y localmente inter D1-D2, como evidencia el crecimiento de estos minerales en relación a las fábricas S1. La evolución posterior de estas rocas fue claramente retrógrada. En los micaesquistos estructuralmente infrayacentes pertenecientes a las zonas de la estauroлита y la 1ª de la sillimanita, el pico del metamorfismo fue, en cambio, sin-D2, continuando la recristalización de las micas en momentos post-D2. Para el dominio occidental las condiciones de máximas temperaturas se alcanzaron probablemente en los momentos tempranos de D2, pero posteriormente el metamorfismo sin-D2 es esencialmente retrógrado y descompresivo. Durante la deformación D3 el metamorfismo presenta un carácter retrógrado en todos los niveles estructurales.

Hacia los niveles estructuralmente más bajos del dominio oriental (zonas de estauroлита y 1ª de sillimanita) y coincidiendo con un rápido incremento en la deformación D2, aparecen asociaciones minerales indicativas de un metamorfismo descompresivo más o menos acompañado por un ligero calentamiento prógrado. En las metapelitas de la 1ª zona de la sillimanita, la asociación $\text{Ky} + \text{St} + \text{Grt} + \text{Rut}$ aparece formando porfiroblastos pre- y sin-D2 tempranos, así como en inclusiones, rodeados por una foliación S2 rica en fibrolita e ilmenita. Algunos granates en estas rocas muestran inclusiones de rutilo en el núcleo y de ilmenita en el borde. Estas microtexturas restringen, en el sistema TiKFMASH, las trayectorias P-T sin-D2 a una fuerte descompresión acompaña-

RELACIONES BLASTESIS - DEFORMACION

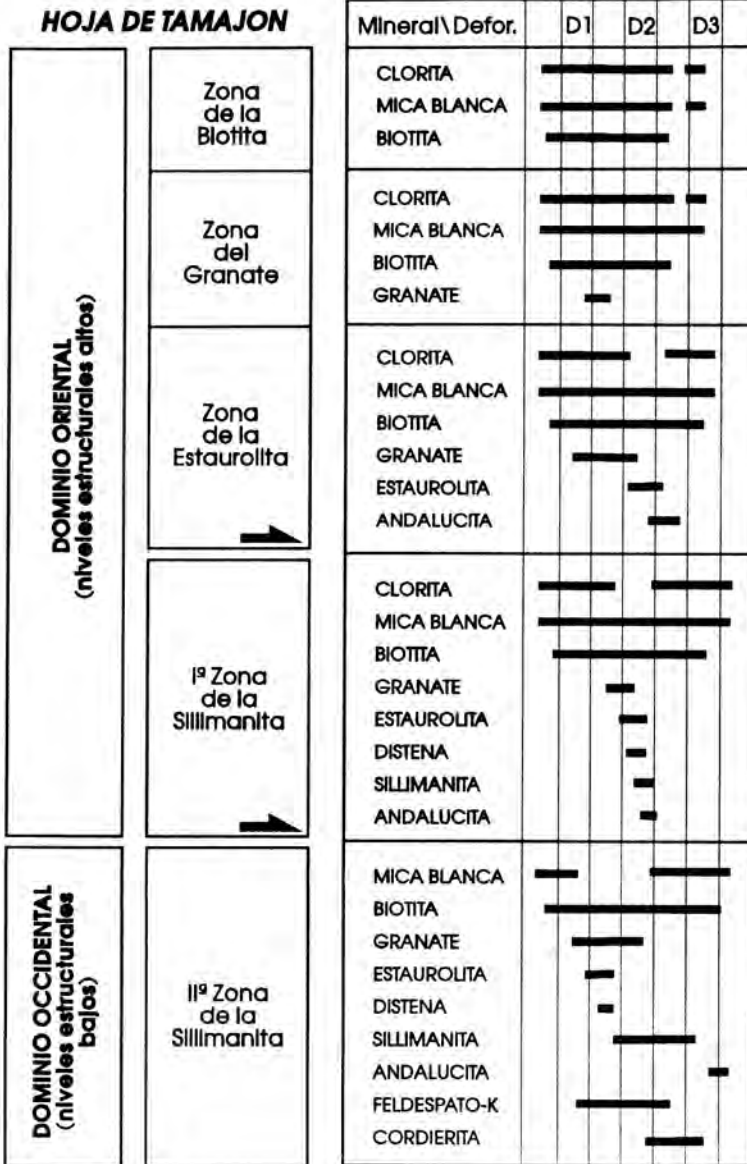


Figura 2.3. Relaciones blastesis-deformación deducidas desde el estudio microtextural de metapelitas de la Hoja de Tamajón.

da inicialmente por un ligero calentamiento. La presencia en rocas y en venas de segregación de estos mismos niveles estructurales de transformaciones $Ky \pm Sil \pm And$ y de $Sil \pm And$ sin y post-D2 (ARENAS et al., 1979), implica que la descompresión está acompañada posteriormente por un enfriamiento.

En las rocas de la zona de la estaurólita situadas justo por encima del *detachment* del Cervunal, algunos porfiroblastos de estaurólita sin-D2 presentan un reborde externo, limpio de inclusiones, cuyo crecimiento postdata a la fábrica S2 y sugiere un ligero calentamiento post-D2. En estas rocas aparecen también poiquiloblastos de andalucita tardi-D2 que incluyen a la estaurólita y están localmente asociados con sillimanita fibrolítica. ARENAS et al. (1979), citan también la abundante presencia de segregaciones de cuarzo ricas en andalucita en este nivel estructural. Estas transformaciones indican que estos niveles atravesaron en el espacio P-T la curva de generación de silicato de aluminio a expensas de la estaurólita (reacción G) cerca del límite de fases sillimanita-andalucita (H), por lo que la evolución sin-D2 fue descompresiva y estuvo acompañada por un calentamiento. El crecimiento de los porfiroblastos de estaurólita y andalucita siguiendo esta secuencia debió producirse muy rápidamente como sugiere a menudo su naturaleza poiquilítica.

En las rocas del dominio occidental buena parte de los procesos anatéticos tienen lugar durante D2, como establece el que los fundidos parciales estén concordantemente estructurados con la foliación S2. Sin embargo, estos procesos debieron iniciarse con anterioridad ya que existen abundantes leucosomas afectados por pliegues D2. La presencia de la asociación $Sil + Kfs$ en neises sin moscovita primaria y los procesos de fusión parcial sin-D2, indican que la reacción (J) y la de fusión por deshidratación de la moscovita, ambas de pendiente positiva, fueron atravesadas durante un evento que conlleva una importante descompresión. Esta descompresión también está indicada por las microtexturas de reemplazamiento del granate en los bordes por cordierita, frecuentemente presentes en los paraneises de alto grado del dominio occidental. Como indican las microestructuras y las asociaciones minerales asociadas a algunas de las fábricas S2 miloníticas, la deformación continua en condiciones de la facies de los esquistos verdes. Esta evolución D2 tardía fue, por lo tanto, retrógrada y especialmente intensa y localizada en los niveles estructurales más altos próximos al *detachment* de Montejo.

2.3.3. Evolución de las condiciones metamórficas.

Las condiciones de equilibrio de las sucesivas asociaciones minerales permiten deducir la evolución metamórfica P-T seguida durante cada episodio deformativo y la reconstrucción de las trayectorias P-T-t (presión-temperatura-tiempo). En la presente memoria, la variación de las condiciones metamórficas P-T fue establecida de forma semicuantitativa desde la estabilidad relativa de las diferentes asociaciones minerales en una red petrogenética apropiada, junto con los datos geotermobarométricos disponibles para el área en la bibliografía. Considerando también los datos geocronológicos, en el presente apartado se reconstruyen las trayectorias P-T-t de rocas pertenecientes a diferentes niveles estructurales las cuales han permitido entender la evolución tectonotermal del área a escala cortical.

Las rocas metamórficas de la región comprendida dentro de la hoja de Tamajón han registrado una compleja historia tectonometamórfica monocíclica ligada al desarrollo de la deformación hercínica. De acuerdo con las características que presenta el ciclo metamórfico resulta apropiado subdividirlo en tres eventos tectonotermales: D1, D2 y D3, entendidos como estadios sucesivos

dentro de un continuo evolutivo pero caracterizados por procesos tectónicos propios a escala orogénica. En la Fig. 2.4 se recoge la evolución tectonotermal de las rocas pertenecientes a las diferentes zonas metamórficas junto con las edades absolutas disponibles para algunos episodios metamórficos.

2.3.3.1. *Primer evento tectonotermal (D1).*

El evento tectonometamórfico prógrado inicial, D1, fue contemporáneo con el desarrollo de la primera fase de deformación compresiva (sin-D1) y con la etapa intercinemática de calentamiento posterior (inter D1-D2). Durante D1 tiene lugar la formación de un tren de pliegues vergentes al E y zonas de cizalla dúctil compresionales subhorizontales en profundidad (GONZALEZ LODEIRO, 1980; ARENAS et al., 1982; MACAYA et al., 1991). En la hoja de Tamajón, la macroestructura compresiva D1 aparece sólo preservada en los niveles estructurales altos del dominio oriental, los cuales fueron menos afectados por el evento posterior D2. La aparición en las rocas metapelitas de minerales índice relacionados con la formación de fábricas S1, permite establecer la siguiente secuencia de zonas durante D1: clorita, biotita, granate, y, probablemente, estauroлита y distena en profundidad como se reconoce en asociaciones relictas pre-D2.

El diagrama P-T de la Fig. 2.4-a es parte del establecido por SPEAR y CHENEY (1989) para esquitos pelíticos en el sistema KFMASH en condiciones de saturación de H₂O. Aunque las rocas metamórficas reales son sistemas más complejos, en él se puede establecer una estimación semicuantitativa de las condiciones P-T experimentadas para cada zona metamórfica durante D1.

Las condiciones de las asociaciones D1 con cloritoide + distena citadas por GARCÍA CACHO (1973) fueron aproximadamente de 400-450° C para presiones superiores a los 3 Kbar. Para las rocas de las zonas del granate y de la estauroлита las condiciones $P_{Máx}-T_{PMáx}$ resultan ser similares y del orden de 5,0-5,5 Kbar y 500-525° C. En las rocas de la 1ª zona de sillimanita los datos de la evolución durante D1 son inciertos, pero la presencia de relictos pre-S2 permite establecer una asociación D1 en las metapelitas compuesta por $Gt+St+Ky+Bt+Ms+Pl+Rut$ y en las ortoanfibolitas por $Cpx+Grt+Pl+Qtz±Rut$. Las condiciones de $P_{Máx}-T_{PMáx}$ más probables de dichas asociaciones sin-D1 serían de unos 7-8 Kbar y 600-650° C, características del campo de media-T de la facies de las anfibolitas almandínicas, aunque la blastesis debió comenzar lógicamente a menor P y T. Por lo tanto, el régimen bórico durante la etapa D1 fue de presiones intermedias, como también señala el hecho petrográfico de que el primer Al₂SiO₄ formado desde la desaparición de estauroлита es distena. Al final de la trayectoria prógrada D1 y coincidiendo con el final del engrosamiento cortical, se alcanzaron en cada nivel estructural las condiciones de $P_{Máx}$ relativas al máximo enterramiento (Fig. 2.4-b).

2.3.3.2. *Segundo evento tectonotermal (D2).*

El segundo evento tectonotermal D2 está relacionado con el colapso extensional de la corteza previamente engrosada durante D1. Las relaciones entre deformación y recrystalización indican que el metamorfismo D2 es contemporáneo y tardío con el desarrollo de las fábricas S2, pero presenta en las rocas de las diferentes zonas metamórficas un carácter o ligeramente prógrado o netamente retrógrado. Es decir, durante este evento, los diferentes niveles de la secuencia estructural siguen distintas trayectorias de levantamiento (exhumación) acompañadas o no con un calentamiento (Fig. 2.4-b) para producir la actual configuración de la secuencia zonal.

Esto es coherente con un cizallamiento dúctil extensional que desestructura la configuración termal previa D1 y aproxima niveles térmicos de distinta T: un nivel estructuralmente inferior más caliente constituido por rocas del dominio occidental y un nivel superior por las más frías del dominio oriental. El movimiento de la zona de amplia zona de cizalla extensional explica la existencia de una secuencia de isogradas condensada y el significativo cambio en la presión metamórfica de varios kilobares en pocos kilómetros de espesor estructural. La posterior tectónica de *detachments* de bajo grado sobreimpuestos, donde se localiza en momentos tardíos de D2 el movimiento, explica el adelgazamiento cartográfico de las zonas y las locales discontinuidades metamórficas. El contacto entre ambos dominios coincide, por lo tanto, con una importante discontinuidad estructural y metamórfica generada ya en momentos tempranos de la exhumación del dominio occidental.

En los niveles estructuralmente más bajos del dominio oriental el metamorfismo sin-D2 resultó ser descompresivo e inicialmente ligeramente prógrado. Este suave calentamiento basal está relacionado con la zona de cizalla extensional (THOMPSON y RIDLEY, 1987), como el que cabe esperar desde su movimiento normal y de la yuxtaposición tectónica con las rocas calientes del dominio occidental. Las condiciones aproximadas del *pico térmico*, o condiciones $T_{M\acute{a}x}-P_{TM\acute{a}x}$, en las rocas de la 1ª zona de la sillimanita son aproximadamente de 6-7 Kbar y $700\pm 25^{\circ}\text{C}$ (Fig. 2.4-a y b). La presencia de andalucitas tardi-D2 indica la posterior existencia de reequilibrios a bajas presiones y temperaturas menores de 600°C . Los datos obtenidos por CASQUET (1986) desde inclusiones fluidas en rocas de estos niveles reflejan la historia del levantamiento del área y pueden relacionarse en gran parte con este segmento retrógrado de la trayectoria P-T sin-D2.

De forma análoga, en las rocas de la zona de la estaurilita el crecimiento sin-D2 de este mineral evidencia un ligero calentamiento hasta unas condiciones $T_{M\acute{a}x}-P_{TM\acute{a}x}$ de, aproximadamente, de 3,5-4,5Kbar y $560-590^{\circ}\text{C}$ (Fig. 2.4). La aparición de asociaciones andalucita-sillimanita en niveles localizados justo por encima del *detachment* del Cervunal, donde son también abundantes las segregaciones de cuarzo ricas en andalucita (ARENAS et al., 1980), establece la existencia de reequilibrios a similares temperaturas y presiones más bajas en torno a 2,5-3,5Kbar. Las condiciones de temperatura máxima están de acuerdo con la T de 580°C estimada desde geotermometría del par granate-biotita por CASQUET y NAVIDAD (1985). El paralelismo existente entre las isogradas andalucita (+) y sillimanita (+) con las fábricas S2 y las relaciones de corte que presentan con la macroestructura D1, indican que la superposición de un metamorfismo de baja-P y de media/alta-T está relacionado con el evento extensional D2 y, por lo tanto, con un episodio de adelgazamiento cortical.

La evolución P-T que experimentan las rocas del dominio occidental consiste primero en una evolución descompresiva a alta-T acompañada por procesos de fusión parcial y después en un enfriamiento a presiones bajas. Este enfriamiento está relacionado con su exhumación tectónica y la intensa retrogradación que experimenta en su parte superior donde se registran los movimientos tardíos asociados al *detachment* de Montejo. Los procesos anatécticos sin y post-D2 se hacen regionalmente extensos hacia el O en las vecinas hojas de Sepúlveda y Prádena.

Los datos geocronológicos U/Pb en monacitas obtenidos para la realización de esta memoria establecen edades de 327 ± 3 Ma y 330 ± 2 Ma para el pico del metamorfismo en rocas de la transición cloritoide - estaurilita y de la zona de la estaurilita (VALVERDE VAQUERO y DUNNING, es-

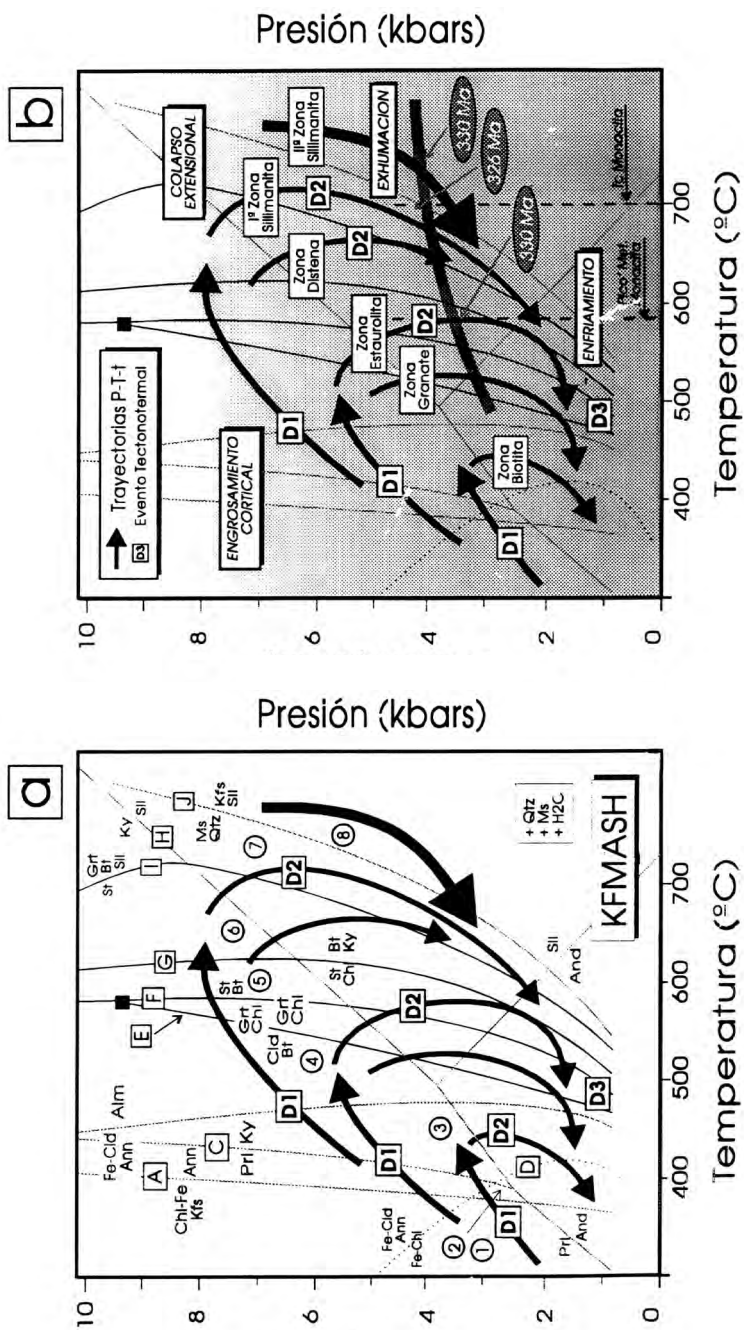


Figura 2.4. a) Diagrama petrogenético parcial basado en el de Spear y Cheney (1989), asumiendo exceso de Qtz, H₂O y Ms o Kfs. Las líneas continuas y discontinuas representan equilibrios en el sistema KFMASH y subsistemas menores, respectivamente, y el cuadrado es un punto invariable en el KFMASH. Las flechas continuas indican las trayectorias P-T seguidas por diferentes niveles estructurales (zonas) de los dominios oriental y occidental (flecha gruesa). Los números coinciden con las proyecciones AFM de la Fig. 2.2, señalando su campo de estabilidad. La intersección de las flechas con las reacciones (letras) que originan minerales índice es compatible con la secuencia de zonas metamórficas observadas en la hoja de Tamajón. Notar que la intersección de todos los puntos $T_{\text{max}} - P_{\text{max}}$ define un gradiente metamórfico de campo de tipo barrovienese. b) Diagrama P-T en el que las mismas trayectorias P-T de a) se relacionan con los distintos eventos tectonometamórficos definidos (D1, D2 y D3) y con los procesos tectónicos a gran escala. La curva gruesa sombreada es una isocrona aproximada que une dos puntos datados geocronológicamente (U/Pb) en monacitas) de las trayectorias sin-D2 de dos niveles estructurales distintos (dominio oriental y occidental).

ta memoria. La edad de enfriamiento obtenida para las rocas del dominio occidental es de 330 ± 2 Ma (VALVERDE VAQUERO et al., 1995 b). Es decir las condiciones $T_{M\acute{a}x}-P_{TM\acute{a}x}$ en las rocas del dominio oriental son prácticamente contemporáneas (isocrna de la Fig. 2.4-b) con el paso de las rocas de alto grado por la isoterma $650-700^\circ$ C (T de cierre de la monacita) durante su exhumación tectónica, lo que confirma el calentamiento durante D2 de los niveles corticales superiores al vez que se enfrian los inferiores.

2.3.3.3. Tercer evento tectonotermal (D3).

Aunque las altas temperaturas persistieron en los sectores centrales del dominio occidental en el Sistema Central durante D3 (ARENAS et al., 1991), en el sector de Tamajón, en cambio, durante este evento el metamorfismo continúa la evolución retrógrada a condiciones de la facies de los esquistos verdes iniciada en el D2. No obstante, la local presencia de sillimanita asociada a parte de las estructuras S3 en rocas situadas por debajo de la isograda sillimanita (+), la poligonización de pliegues D3 por biotita + moscovita en las de la zona de la estaurolita y la recristalización local de la mica blanca y la clorita en el anticlinal de Galve de Sorbe, indican la existencia en el área durante D3 de un cierto gradiente en la T.

2.4. ESTUDIOS GEOQUÍMICOS

2.4.1. Introducción

Los resultados que se presentan a continuación son un resumen del Informe Complementario "Geoquímica de muestras de Granitoides y Rocas metamórficas de Alto Grado de un Sector del Sistema Central", elaborado por F. Bea, de la Universidad de Granada para el presente proyecto.

La descripción de cada muestra hace referencia solamente a los datos geoquímicos obtenidos en laboratorio. Los análisis se han realizado en la Universidad de Granada, utilizando Fluorescencia de Rayos X para elementos mayores, con una precisión relativa en torno a $\pm 1\%$ para una concentración de analito del 1% , y utilizando ICP-MS para los elementos traza y tierras raras, con una precisión relativa de $\pm 2.5\%$ relativo para una concentración de analito de 10 ppm. Sobre cada muestra se han efectuado (1) diagramas de variación frente a la sílice de todos los elementos mayores, (2) diagrama Na₂O-K₂O, (3) diagrama tipológico de Debon and Le Fort (1982), (4) diagramas de tierras raras normalizados a condrito, utilizando como valores de normalización los de (ANDERS y EBIHARA, 1982). En este resumen se incluyen solamente los dos últimos tipos de diagramas (Figs. 2.5 y 2.6) y las tablas de los análisis de elementos mayores, elementos traza y tierras raras. Para mejor información se sugiere consultar el Informe Complementario mencionado anteriormente.

2.4.2. Resultados

Dada la similitud litológica existente entre las hojas de Rianza (20-17) y Tamajón (20-18), el inventario de las rocas prehercínicas más significativas en ellos representadas se hizo conjuntamente para ambas hojas. Los resultados son los siguientes :

- La muestra 20-18/9801 correspondiente a **neises bandeados biotíticos**. tiene una composición de metapelita, con altos contenidos de Al₂O₃, FeO, TiO₂, MgO, y K₂O, y bajos

contenidos de CaO y Na₂O. Respecto de los elementos traza, tiene contenidos elevados de aquellos elementos que se encuentran contenidos preferencialmente en la biotita, tal como Li, Rb, Ba, V, Cr, Z, o en minerales, accesorios que se encuentran incluidos en la biotita (monacita, xenotima, circón), tal como Y, Th, U y REE. Su espectro de REE se caracteriza por una elevada fraccionación de LREE a HREE (LaN/LuN = 37.41) y pequeña anomalía negativa de Eu (Eu/Eu* = 0.61).

- La muestra 20-18/9802, descrita como **paraneis estromático** tiene una composición silícica y peraluminosa, pero que no permite identificarlo inequívocamente como una roca paraderivada. Si fuese así, el protolito debería de haber sido de composición arcósica, con escaso componente pelítico. Su composición de elementos traza y tierras raras es notablemente similar a la de las muestras analizadas descritas como granitos.
- La muestra 20-18/9805, descrita como "**leucogranito hercínico de dos micas foliados**" (litología solamente representada en la hoja de Tamajón) tiene una composición fuertemente silícica y peraluminosa, con contenidos de Na₂O muy bajos para lo que es habitual en rocas que responden a esa descripción. En cuanto a elementos traza destacan los elevados contenidos de Rb, moderados contenidos de REE, más elevados de lo que cabría esperar en un leucogranito, con LaN/LuN = 4.63 y fuerte anomalía negativa del Eu (Eu/Eu* = 0.27).
- Las dos muestras descritas como "**neis de Berzosa**" 20-18/9803 y 20-18/9804, sí tienen una composición compatible con un origen paraderivado, probablemente a partir de un protolito con fuerte componente metapelítico. Son moderadamente silícicas, muy peraluminosas, con bajos contenidos de CaO y Na₂O y elevados contenidos de Al₂O₃, FeO, MgO, TiO₂, y K₂O. Ambas muestras, a pesar de ser muy similares entre sí en cuanto a elementos mayores, presentan notables diferencias en elementos traza. La muestra 20-18/9803 es más pobre en Sr, Ba, y tierras raras con un espectro de REE muy fraccionado (LaN/LuN = 37.41, frente a LaN/LuN = 13.26 para la muestra 20-18/9804) y con una anomalía negativa del Eu menos intensa (Eu/Eu* = 0.61 y 0.45 respectivamente).
- Las dos muestras 20-18/9806 y 20-18/9807, descritas como "**neis glandular (metavulcanita) de grano fino. Neis de El Cardoso**" son moderadamente silícicos, y fuertemente peraluminosas. En cuanto a elementos traza se destacan contenidos relativamente elevados de Sr, siendo las muestras más ricas en este elemento de todo el conjunto estudiado. Tienen también contenidos elevados de Ba, V, Cu, Zn y Zr. La mayor diferencia entre ambas muestras está en los contenidos en REE. La 20-18/9806 tiene aproximadamente el doble de LREE que la 20-18/9807, atenuándose la diferencia para la HREE. Esta última muestra se caracteriza también por el pequeño valor de la anomalía del Eu.
- Las muestras 20-17/9801 y 20-17/9802 corresponden al **neis de Riaza**, solamente representado en la hoja de Riaza. La composición de ambas muestras difiere considerablemente entre sí. La muestra 20-17/9801 es más silícica y tiene mayores contenidos de CaO y elementos alcalinos. La muestra 20-17/9802 es más rica en FeO total, TiO₂ y MgO, Sr, Ba, V, Zn, REE y notablemente más peraluminosa. Los espectros de tierras raras difieren por el grado de fraccionación de LREE a HREE (LaN/LuN = 7.8 y 14.2 respectivamente), pero tienen prácticamente el mismo valor de anomalía negativa del Eu (Eu/Eu* ≈ 0.5). En conjunto, el quimismo de esta rocas corresponde al de neises derivados a partir de granitos peraluminosos o de metasemitas poco maduras.

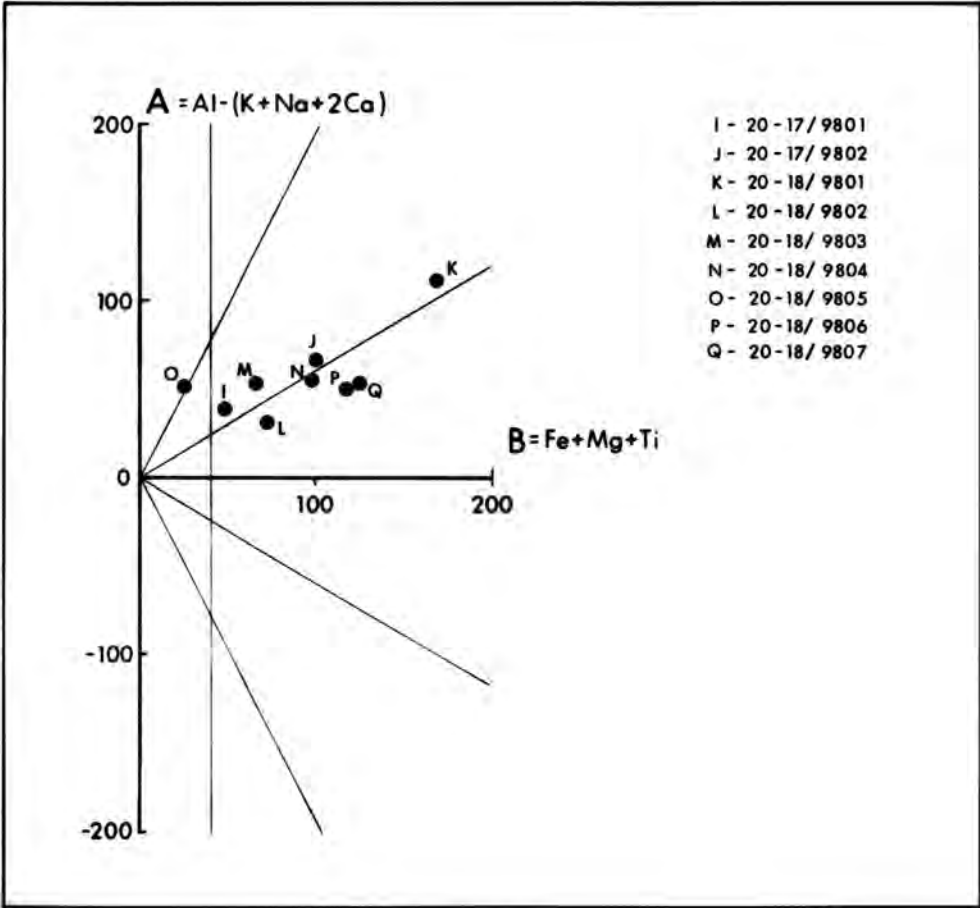


Figura 2.5. Diagrama tipológico de Debon y Le Fort (1982) de las muestras de las rocas prehercínicas más significativas recogidas en las hojas de Rianza y Tamajón. Para discusión, ver texto.

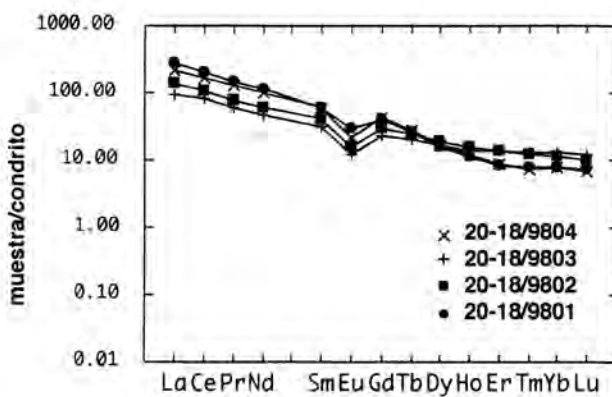
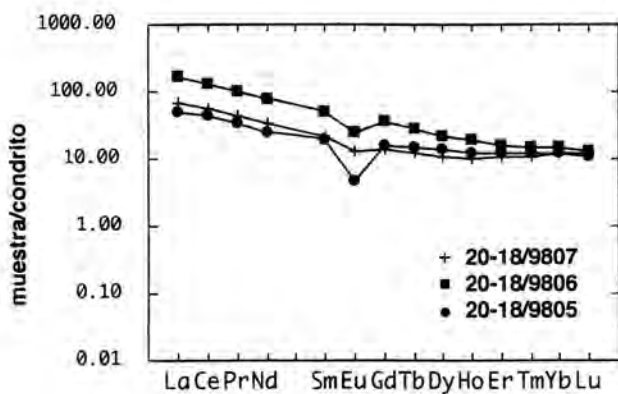
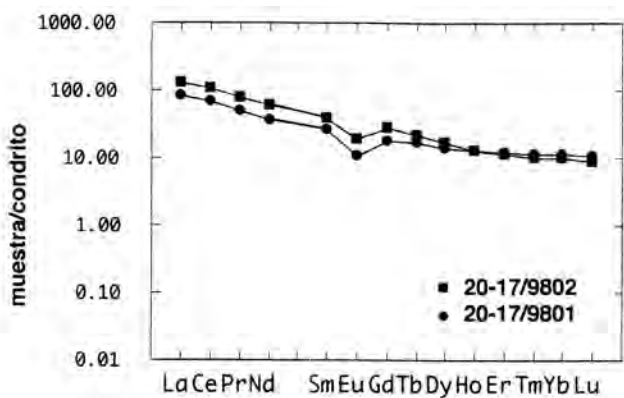


Figura 2.6. Diagramas de tierras raras normalizadas a condrito, utilizando como valores de normalización los de Anders y Etibora, 1982. Para discusión, ver texto.

ANALISIS DE TIERRAS RARAS

Referencias	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Lu	Eu/Eu*
20-17/9801	19,31	40,36	4,47	16,42	3,81	0,60	3,40	0,57	3,44	0,70	1,88	0,28	1,80	0,26	7,79	0,51
20-17/9802	30,04	64,80	7,26	27,29	5,74	1,02	5,52	0,76	4,00	0,73	1,77	0,24	1,60	0,22	14,23	0,56
20-18/9801	64,52	119,16	13,53	49,66	8,76	1,68	8,13	0,93	3,81	0,61	1,32	0,19	1,25	0,18	37,41	0,61
20-18/9802	31,86	63,58	7,15	26,95	6,02	0,87	5,91	0,85	4,57	0,85	2,14	0,29	1,79	0,26	13,26	0,45
20-18/9803	21,85	49,87	5,59	21,02	4,72	0,67	4,47	0,68	3,95	0,76	2,12	0,31	2,06	0,30	7,78	0,44
20-18/9804	48,84	101,78	11,93	45,18	8,94	1,17	8,23	0,99	4,11	0,65	1,36	0,18	1,20	0,17	30,13	0,42
20-18/9805	11,74	26,81	3,12	11,02	2,77	0,26	3,09	0,50	3,31	0,68	1,89	0,30	1,94	0,27	4,63	0,27
20-18/9806	39,55	77,68	9,39	35,63	7,43	1,35	6,97	0,99	5,37	1,00	2,53	0,36	2,33	0,33	12,79	0,57
20-18/9807	15,56	34,43	4,02	14,99	3,14	0,72	2,67	0,42	2,51	0,55	1,65	0,27	1,90	0,29	5,60	0,76

ANALISIS DE ELEMENTOS TRAZA

Referencias	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
20-17/9801	45,74	207,81	6,76	1,77	82,64	271,38	5,07	28,71	0,00	78,31	0,00	0,00	37,24
20-17/9802	57,85	164,52	4,43	2,52	115,14	627,54	10,11	63,71	10,84	71,87	1,74	0,67	64,19
20-18/9801	95,72	195,45	7,07	2,99	155,93	1313,99	22,18	138,30	80,19	65,03	43,48	35,90	94,34
20-18/9802	37,61	150,02	4,66	3,02	122,03	655,93	7,85	45,32	0,00	52,97	24,14	17,27	86,17
20-18/9803	59,32	177,93	7,11	2,19	103,64	343,17	7,94	44,40	0,00	100,21	0,00	3,88	42,81
20-18/9804	42,77	164,39	5,98	2,76	141,12	770,38	13,25	76,53	16,64	75,23	0,00	16,19	66,90
20-18/9805	25,26	311,04	6,68	1,88	48,51	190,62	5,20	9,36	0,00	102,21	0,00	0,00	57,35
20-18/9806	62,47	150,04	3,21	3,00	174,57	679,20	14,57	86,77	23,71	48,35	7,92	18,97	84,25
20-18/9807	49,88	146,20	3,33	2,79	171,21	860,13	15,87	100,75	40,84	48,95	1,09	42,79	83,13

	Ga	Y	Nb	Ta	Zr	Hf	Mo	Sn	Tl	Pb	U	Tb
20-17/9801	18,02	19,02	5,58	1,10	64,41	2,08	0,00	8,93	1,20	15,82	4,02	9,40
20-17/9802	18,42	18,64	7,59	0,79	73,01	2,12	0,00	6,23	0,97	22,61	3,27	11,53
20-18/9801	32,60	15,38	13,56	1,06	97,06	2,75	0,00	7,62	0,81	15,40	3,44	18,21
20-18/9802	19,44	22,33	8,78	0,81	44,77	1,22	0,00	5,37	0,95	26,86	3,42	12,72
20-18/9803	19,71	20,96	7,74	1,09	95,10	2,99	0,00	12,25	1,05	16,06	4,45	10,31
20-18/9804	19,78	16,03	10,57	1,03	71,04	2,04	0,00	6,00	0,88	24,44	3,77	25,13
20-18/9805	17,94	19,48	6,94	1,76	64,13	2,18	0,00	11,74	1,56	20,43	4,45	7,49
20-18/9806	20,97	27,44	10,71	0,98	80,41	2,39	0,00	4,73	0,77	21,70	3,63	13,98
20-18/9807	21,35	15,17	10,40	0,95	127,43	3,39	0,00	4,48	0,84	20,92	3,66	12,00

ANALISIS DE ELEMENTOS MAYORES

Referencias	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Loi	Total
20-17/9801	73,68	0,30	13,56	2,56	0,59	0,04	0,89	2,66	4,22	0,17	0,93	99,60
20-17/9802	70,15	0,58	15,32	4,20	1,11	0,04	0,52	2,56	3,88	0,20	0,95	99,52
20-18/9801	61,82	1,03	19,37	7,07	2,23	0,07	0,59	1,35	3,88	0,14	2,19	99,74
20-18/9802	72,14	0,57	14,11	3,15	0,78	0,04	1,34	2,66	3,94	0,26	0,75	99,76
20-18/9803	69,47	0,53	15,89	3,33	0,84	0,05	0,84	2,65	3,79	0,23	1,84	99,47
20-18/9804	69,22	0,79	15,12	4,36	1,17	0,05	0,83	2,56	4,14	0,11	0,94	99,29
20-18/9805	74,01	0,14	14,11	1,61	0,41	0,04	0,65	2,60	4,72	0,21	0,99	99,50
20-18/9806	67,62	0,88	15,12	5,54	1,60	0,07	1,09	2,73	3,64	0,27	1,36	99,93
20-18/9807	66,55	0,86	16,34	5,31	1,75	0,06	1,69	2,53	3,76	0,25	0,74	99,84

FeO* = Todo el Fe como FeO

2.5. DATACIONES GEOCRONOLOGICAS

2.5.1. Introducción

Los datos que a continuación se presentan son un resumen del Informe Complementario "Geocronología del Somosierra Oriental" elaborado por P. VALVERDE VAQUERO y G. DUNNING de la "Memorial University of Newfoundland (Canadá), para el presente proyecto y a su vez constituyen parte de la tesis de Ph-D del primero de estos autores en la universidad mencionada. Las dataciones se han realizado conjuntamente para las hojas de Rianza y Tamajón y así se presentan a continuación sus resultados.

En comparación con otras zonas del Macizo Ibérico los datos geocronológicos existentes en el Guadarrama son muy limitados en su número y variables en su calidad. Hasta estos momentos sólo se dispone de edades Rb/Sr para los granitoides Hercínicos en la Sierra de Guadarrama. Estas edades han sido recopiladas por SERRANO PINTO et al. (1987) y oscilan entre los 344 ± 8 Ma y 287 ± 5 Ma si bien la mayoría de edades se concentran entre 295 y 291 Ma. De estos granitos es el granito de La Cabrera el único próximo a la zona de estudio. Este granito es de gran importancia pues se emplaza postcolisionalmente (condiciones de la aureola de contacto de 1.5 - 2 kb y 600°C, BELLIDO, 1980), cortando rocas con distena de la zona de cizalla de Berzosa-Rianza y a los neises del dominio occidental (hoja de Pradena). Por lo tanto el granito de La Cabrera además de sellar el contacto entre los dominios oriental y occidental de Guadarrama, proporciona una edad mínima relativa para la deformación y metamorfismo Hercínicos. Las edades Rb/Sr para este granito son poco fiables y oscilan entre 310 ± 14 Ma y 287 ± 5 Ma (VIALETTE et al., 1981).

En cuanto a las rocas pre-Hercínicas las únicas dataciones disponibles son las de VIALETTE et al. (Rb-Sr roca total, 1986; 1987), WILDBERG et al. (U-Pb, 1989) y VALVERDE VAQUERO et al. (U-Pb, 1995 a), siendo los únicos datos publicados los de VIALETTE et al. (1986) y WILDBERG et al. (1989). Los datos de VIALETTE et al. (1986) muestran varias isocronas bien definidas que surgen edades entre 470 y 494 Ma para los neises glandulares y leucones del Guadarrama. WILDBERG et al. (1989) presentan varios análisis en rocas dentro de la zona de estudio y zonas adyacentes. Los resultados de estos análisis son líneas de discordia mal definidas que han sido trazadas empleando grandes fracciones de circón sin abrasión muy discordantes. Estos análisis indican la presencia de herencia y pérdida de Pb en las fracciones analizadas. En base a las intersecciones

inferiores de estas discordias, estos autores atribuyen una edad de 540 ± 30 Ma para el neis de El Cardoso y una edad de 380 Ma para el metamorfismo barroviense de la zona (intersección inferior del neiss de Madarcos y del neis de Antoñita). Asimismo estos autores citan edades de monacita entre 300 y 280 Ma si bien no presentan datos para asesorar la calidad de estas edades. Estas monacitas son interpretadas como contemporáneas con la fase de metamorfismo regional de LP/HT (M2). Sin embargo esta interpretación no es consistente con la edad del plutón de La Cabrera ni con la edad de enfriamiento K/Ar ($T_c = 250^\circ\text{C}$) de 311 ± 5 Ma en biotitas obtenidas por BISCHOFF (1973). Los datos de VALVERDE VAQUERO et al. (1995 a) constituyen resultados preliminares del presente trabajo y parciales de la tesis de Ph.D. de VALVERDE VAQUERO en MUN.

2.5.2. Resultados

2.5.2.1. El neis de El Cardoso

El neis de El Cardoso está afectado por una importante fábrica milonítica que oblitera el carácter primario de la roca y le confiere un aspecto de *augen-neis*. Sin embargo, puede observarse en las zonas menos cizalladas que la roca está compuesta de cristales de plagioclasa (An10) y feldespato fragmentados con un tamaño variable, fragmentos de microgranito, cuarzos azules subredondeados y una matriz cuarzo-micácea de grano fino. El tamaño de grano de los porfiroblastos y su abundancia disminuye hacia los bordes de la unidad cartográfica, presentando un contacto gradual con la secuencia sedimentaria infra (micaesquistos, psammitas y parafibolitas) y suprayacente (micaesquistos, psammitas y metacuarcitas), si bien estos contactos están oscurecidos por la fuerte tectonización de la zona. Son frecuentes las intercalaciones de pequeños lentejones de micaesquistos y parafibolitas dentro de esta unidad. Estas características sugieren que el neis de El Cardoso es una roca volcánoclastica, posiblemente una toba riolítica producto de un volcanismo explosivo.

La muestra analizada corresponde a la **9901** del mapa de muestras. Ocho fracciones de circón han sido analizadas. Estas fracciones, excepto las fracciones Z5 y Z6, están constituidas por agujas y prismas de circón (relación longitud/anchura de 1:10 a 1:5). Las agujas han sido seleccionadas con el fin de reducir al mínimo los efectos de herencia en la roca que indicaban los análisis de WILDBERG et al. (1989), ya que las agujas normalmente cristalizan en los estudios tardíos y no suelen nuclearse sobre cristales heredados.

La línea de discordia de esta muestra ha sido definida mediante las fracciones Z8, Z7, Z1 y Z2. La fracción **Z8** tiene una discordia del 0,78%, lo cual la hace concordante teniendo en cuenta la elipse de error. De esta forma la intersección inferior de la línea de discordia queda asegurada a 480 ± 1.4 Ma (2 sigma error). Esta intersección inferior constituye la **edad del protolito, 480 ± 2 Ma**. (Fig. 2.7, Tabla 2.3), lo cual permite desestimar la edad preliminar de VALVERDE VAQUERO et al. (1995 a) basada en una aparente línea de discordia a través de Z1, Z3 y Z4. La intersección superior a 2645 ± 294 -232 Ma indica la presencia de circones heredados Arcaico-Proterozoicos. Líneas de discordia trazadas entre la edad del protolito y las fracciones Z5 y Z6 sugieren la presencia de circones entre 2 y 2.6 Ga. Las fracciones Z3 y Z4 no han sido abrasionadas de ahí que debido a la pérdida de Pb por difusión se sitúen por debajo de la edad real de la roca en el diagrama de concordia. Esta pérdida de Pb se debe al daño radiactivo causado en la estructura del circón por la desintegración del U y a la difusión a baja temperatura del Pb.

En conclusión, el neis de El Cardoso es una roca volcánoclastica extruída hace **480 ± 2 Ma** (Arenig). Por lo tanto la secuencia azoica situada estratigráficamente entre esta roca y la cuarci-

ta armoricana tiene una edad Arenig. Asimismo proporciona una edad mínima para la secuencia infrayacente de 480 Ma. La presencia de circones heredados entre 2.0 y 2.6 Ga sugieren que el neis de El Cardoso es una roca ácida producto de la fusión parcial de un basamento Proterozoico inferior.

2.5.2.2. Muestra HI-1 (*Micaesquisto, transición Cld-St*)

Esta muestra ha sido recogida en la carretera al Puerto de la Hiruela en el punto en que se corta a la isógrada de aparición de la estauroлита y equivale a la **9902** del mapa de muestras. La roca está constituida por St + Gt + Bt ± Cld + Ms + Qtz. Los granates preservan una Si y están rodeados por una S2 regional de carácter extensional definida por Bt + Ms + Qtz. Las estauroлитas contienen una Si crenulada que representa diversos estadios de la transposición de una fábrica S1 y S2 y así mismo sus bordes, en muchos casos, crecen sobre S2. El cloritoride está preservado como relicto rodeado por la S2. La estauroлита es poiquiloblástica lo que sugiere un rápido crecimiento. La petrografía de esta muestra indica que la reacción Cld-ST ha tenido lugar; los granates no muestran corrosiones con lo cual, aparentemente, la estauroлита no ha crecido a expensas del granate. Esto sugiere una temperatura de pico térmico de 550°-580°C (por debajo de 650°C, Tc mínima de la monacita; PARRISH, 1990) y que el pico térmico ha tenido lugar durante D2.

Dos fracciones de monacita han sido separadas y analizadas, M1 y M2. Ambas fracciones están formadas por monacitas euhedrales con formas de paralelogramos aplastados, lo cual sugiere que han crecido durante el metamorfismo hercínico. Estas dos fracciones se sitúan por encima y por debajo de la curva de concordia respectivamente. Esto es relativamente frecuente en monacitas lo que hace las edades 206 Pb/238 U y 207 Pb/235 U más fiables ya que son consistentes entre sí y están duplicadas. Por lo tanto la edad de crecimiento de las monacitas es **327 ± 3 Ma** (Fig. 2.8, Tabla 2.3). Esto invalida la edad 206 Pb/207 Pb de VALVERDE VAQUERO et al. (1995 a) que estaba basada en una sola fracción.

Las monacitas aparecen como inclusiones dentro de biotitas S2, por lo tanto esta edad representa estadios progradados del metamorfismo. La monacita suele crecer a partir de fosfatos blandos durante la transición Cld-St (SMITH y BARREIRO, 1990; KINGSBURY et al., 1993) con lo cual lo más probable es que D2 haya tenido lugar durante el crecimiento de las monacitas

2.5.2.3. *El neis de Riaza*

Este neis aflora exclusivamente en la hoja de Riaza, aunque el interés de su datación aconseja incluirlo en la presente memoria. El neis de Riaza está afectado por una intensa fábrica milonítica. A pesar de la intensa milonitación es posible deducir su protolito como un granito con megacrístales. La fuerte tectonización de la zona ha paralelizado sus contactos y borrado las relaciones intrusivas con la roca de caja, micaesquistos en la zona de la sillimanita.

La muestra analizada corresponde a la **9901** del mapa de muestras de la hoja de Riaza. Ocho fracciones de prismas y agujas de circón han sido analizadas. Las fracciones Z1, Z2, Z3, Z5 y Z8 han sido intensamente abastionadas. Esto ha permitido definir dos líneas de discordia independientes (línea Z1, Z2, Z3, Z4 y línea Z1, Z5, Z8) consistentes con los datos adquiridos. Según esta interpretación la **edad del protolito del neis de Riaza es de 468±16/-8 Ma**, basada en la

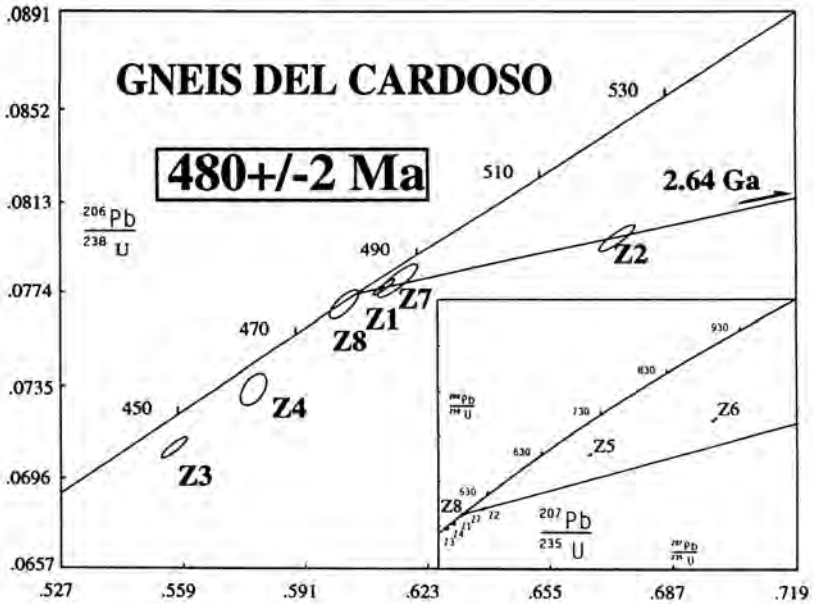


Figura 2.7. Diagrama de concordia para U-Pb del neis de El Cardoso.



Figura 2.8. Diagrama de concordia para U-Pb de una muestra de micaesquisto en el P^o de la Hiruela, en la transición cloritoide-estauroлита (hoja de Tamajón).

línea Z1-Z4 (Fig. 2.9, Tabla 2.4) . La línea de discordia Z1, Z5, Z8 sugiere la presencia de herencia Proterozoica inferior (2.6 Ga). El error asociado con la fracción Z1 permite otra interpretación alternativa según una hipotética línea de discordia Z4, Z3, Z2, Z5, Z1 con una intersección inferior a 290 Ma y una intersección superior a 494 Ma. Esta interpretación tiene grandes errores asociados y requería un *resetting* parcial de los circones a 290 Ma. Sin embargo los datos obtenidos en rocas de más alto grado de circones con una morfología, tamaño y contenido en U, Pb y Th similar no indican la presencia de *resetting* hercínico (VALVERDE VAQUERO, datos sin publicar). Por lo tanto esta segunda hipótesis aunque no desestimable es poco plausible y, en cualquier caso, confirma la edad ordovícica del neis de Riaza.

2.5.2.4. Muestra PI-1 (Micaesquisto con Gt-St)

Esta muestra ha sido recogida en la carretera a la estación invernal de la Pinilla (hoja de Riaza) en una posición estructural por encima del *detachment* del Cervunal; equivale a la **9902** del mapa de muestras de la hoja de Riaza. La roca está constituida por St + Gt + Bt + Ms + Qtz. Los granates contienen una Si, están parcialmente corroídos y rodeados por la S2 regional (Bt + Ms + Qtz). La estaurolita ha crecido en dos estadios, uno pre-D2 y otro sin-post-D2. Este último estadio está posiblemente relacionado con la reacción $Gt + Chl = St + Bt$ (570° - 610°C aprox.).

Dos fracciones de monacitas han sido separadas y analizadas, M1 y M2. Ambas fracciones están formadas por monacitas euhedrales con formas de paralelogramos aplastados que han sido observadas como inclusiones en biotitas S2 y estaurolitas sin-post-D2. Ambas fracciones ha proporcionado una edad de crecimiento de **330 ± 3 >Ma** que representa estudios progradados del metamorfismo (Fig. 2.10; Tabla 2.4).

2.5.3. Discusion

2.5.3.1. Magmatismo pre-Varisco

La datación del neis de El Cardoso y del neis de Riaza presentadas en este informe, indican la existencia de un evento magmático durante el Ordovícico inferior en la zona de Somosierra (Fig. 2.11). La edad del neis de El Cardoso es especialmente importante pues esta roca volcanoclástica constituye un nivel estratigráfico con una edad Arenig (480 ± 2 Ma), invalidando la edad previamente aceptada de 540 Ma (WILDBERG et al., 1989). Hay que señalar que esta edad no contradice la estratigrafía de la zona y en especial, la supuesta edad Arenig de la cuarcita Ordovícica en el Guadarrama, ya que son los niveles de techo de esta cuarcita en la zona Cantábrica, los únicos que están bien controlados en base a graptolites (Arenig superior) mientras que la base sólo contiene icnofosiles. Los niveles infrayacentes a la cuarcita, con abundantes rocas volcánicas, han sido considerados tradicionalmente como Tremadoc; sin embargo, dada la ausencia de fósiles fiables nunca se ha descartado que pudiesen ser Arenig (GARCIA ALCALDE, com.per.). El neis de El Cardoso es contemporáneo con otros neises del Guadarrama occidental : vena aplítica en el neis de Buitrago (482 ± 8 Ma) y facies con megacrístales del mismo neis que preliminarmente había sido datada como Precámbrica (VALVERDE VAQUERO et al., 1995; VALVERDE VAQUERO, sin publicar), lo que sugiere que el neis de El Cardoso es el equivalente extrusivo de los protolitos graníticos del neis de Buitrago. El neis de Riaza (468 + 56/-8 Ma), aunque ligeramente más joven, es contemporáneo dentro del error con estas rocas. Estos datos U/Pb son consistentes con los datos Rb/Sr de VIALETTE et al. (1987) y sugieren la presencia de un plutonismo de

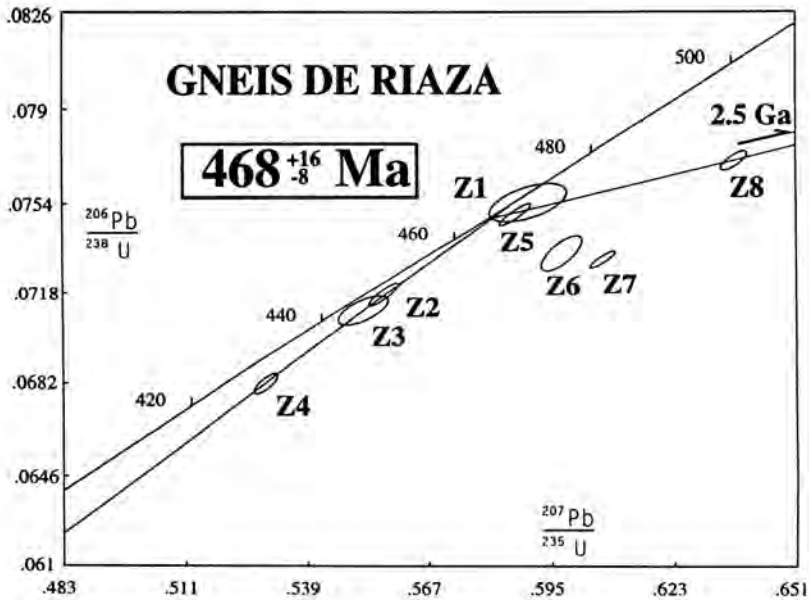


Figura 2.9. Diagrama de concordia para U-Pb del neis de Rianza.

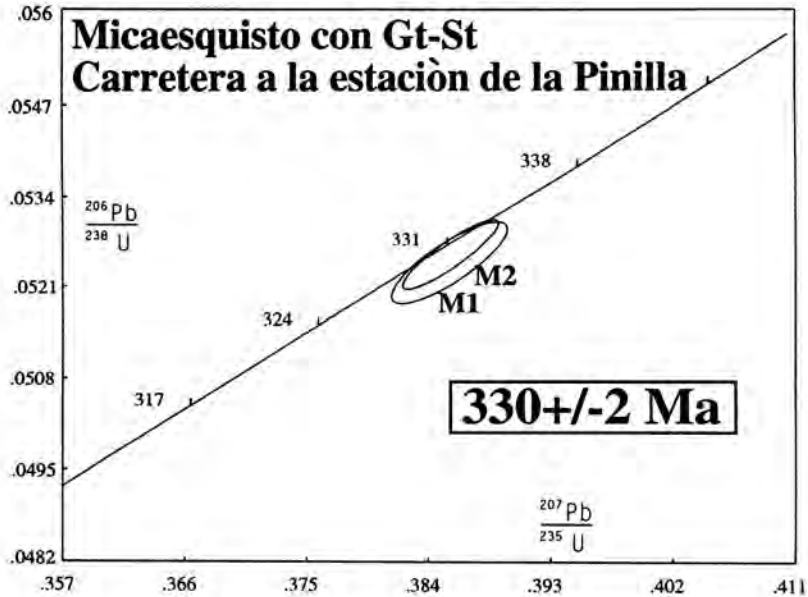


Figura 2.10. Diagrama de concordia de una muestra de micaesquistos con Gr-St en la carretera a la estación de La Pinilla (hoja de Rianza).

dimensiones batolíticas durante el Ordovícico inferior en el Guadarrama e invalidan la creencia previa de una edad Precámbrica para estos neises (MACAYA et al., 1991; AZOR et al., 1991; 1992). Las edades del neis de Riaza y del neis de El Cardoso tienen una gran importancia pues permiten establecer correlaciones a escala regional con rocas similares : ortoneis de Viana del Bollo (465 ± 10 Ma, U/Pb; LANCELOT et al., 1985) y el Ollo de Sapo en la zona de Sanabria (Zamora) y en la zona de Hiendelaencina (Neis de Antoñita, 500 ± 26 Ma, Rb-Sr roca total; VIALETTE et al., 1987). Asimismo una vez invalidada la edad del neis de El Cardoso de WILDBERG et al. (1989), la única edad Precámbrica que hay hasta el momento en la Zona Centro Ibérica es la del neis de Miranda do Douro (618 ± 9 Ma; LANCELOT et al., 1985).

Tradicionalmente se ha venido considerando que este magmatismo está relacionado con un hipotético rifting del margen de Gondwana durante el Paleozoico inferior (QUESADA, 1991) dado el carácter pasivo de la sedimentación Ordovícica y la falta de evidencia clara de compresión durante el Ordovícico inferior, siendo la discordancia Sárdica (Ordovícico inferior) interpretada como una disconformidad "break - up" relacionada con el supuesto rifting. Alternativamente se podría considerar la hipótesis de que este magmatismo estuviera relacionado con un arco magmático continental, lo que sería consistente con las aparentes dimensiones batolíticas de los protolitos graníticos, la escasez de intrusiones básicas y con un régimen localmente distensivo (TOBISCH et al., 1995). Hay que señalar que este magmatismo es contemporáneo con la orogenia Penobscot en el margen de Gondwana de los Apalaches (VALVERDE VAQUERO et al., 1995 a) aunque la posible relación con este evento está aún por investigar. En cualquier caso, es claro que tiene lugar fusión parcial de una corteza de edad Arcaica-Proterozoica (2.0-2.6 Ga) y que en estos momentos se carecen de suficientes datos geoquímicos (NAVIDAD et al., 1992; GEBAUER et al., 1993) para descifrar el significado tectónico de este magmatismo Ordovícico inferior.

2.5.3.2. Evolución Hercínica

La edad de crecimiento en monacitas obtenidas en este informe combinadas con datos petrográficos de relaciones fábrica-paragenesis metamórfica y otras edades de monacitas en micaesquistos con distena y en una vena aplítica de neis de Buitrago han permitido obtener un P-T-t-d path cualitativo para la zona de Somosierra (Fig. 2.12). Las rocas en la zona de la estauroлита y la distena nunca han alcanzado la temperatura mínima de cierre de la monacita ($T_c > 650^\circ\text{C}$, PARRISH, 1990) y por lo tanto proporcionan unas edades de crecimiento entre 330-327 Ma que reflejan la parte progradada del P-T path o el pico térmico del metamorfismo barroviense. Evidencias microestructurales indican que el pico térmico coincide con el desarrollo de la zona de cizalla de Berzosa-Riaza, fase D2 de la presente memoria. Monacitas en el neis de Buitrago han proporcionado dos edades en función de su tamaño, 337 ± 3 Ma y 330 ± 2 Ma. Esta última edad es una edad de enfriamiento, la cual es consistente con una descompresión y enfriamiento del bloque inferior (dominio occidental de la presente memoria), mientras los niveles estructuralmente suprayacentes (dominio oriental), experimentan el pico térmico debido a la condensación de isogradas producidas durante la extensión. Esto sugiere que el evento extensional (D2) tiene lugar durante el pico térmico del metamorfismo regional entre 337-327 Ma (Viseense tardío - Namuriense). La edad de enfriamiento, K-Ar en biotitas ($T_c = 300 \pm 50^\circ\text{C}$; HANES, 1991), de 311 ± 5 Ma obtenida por BISCHOFF (1973) en rocas del dominio oriental sugiere que éstas se encuentran en facies de los esquistos verdes en el Westfaliense superior. Estos datos indican que la zona de cizalla de Berzosa - Riaza se produjo durante un colapso extensional que coincide con el emplazamiento de los primeros cabalgamientos Hercínicos en el antepaís (Zona Cantábrica).

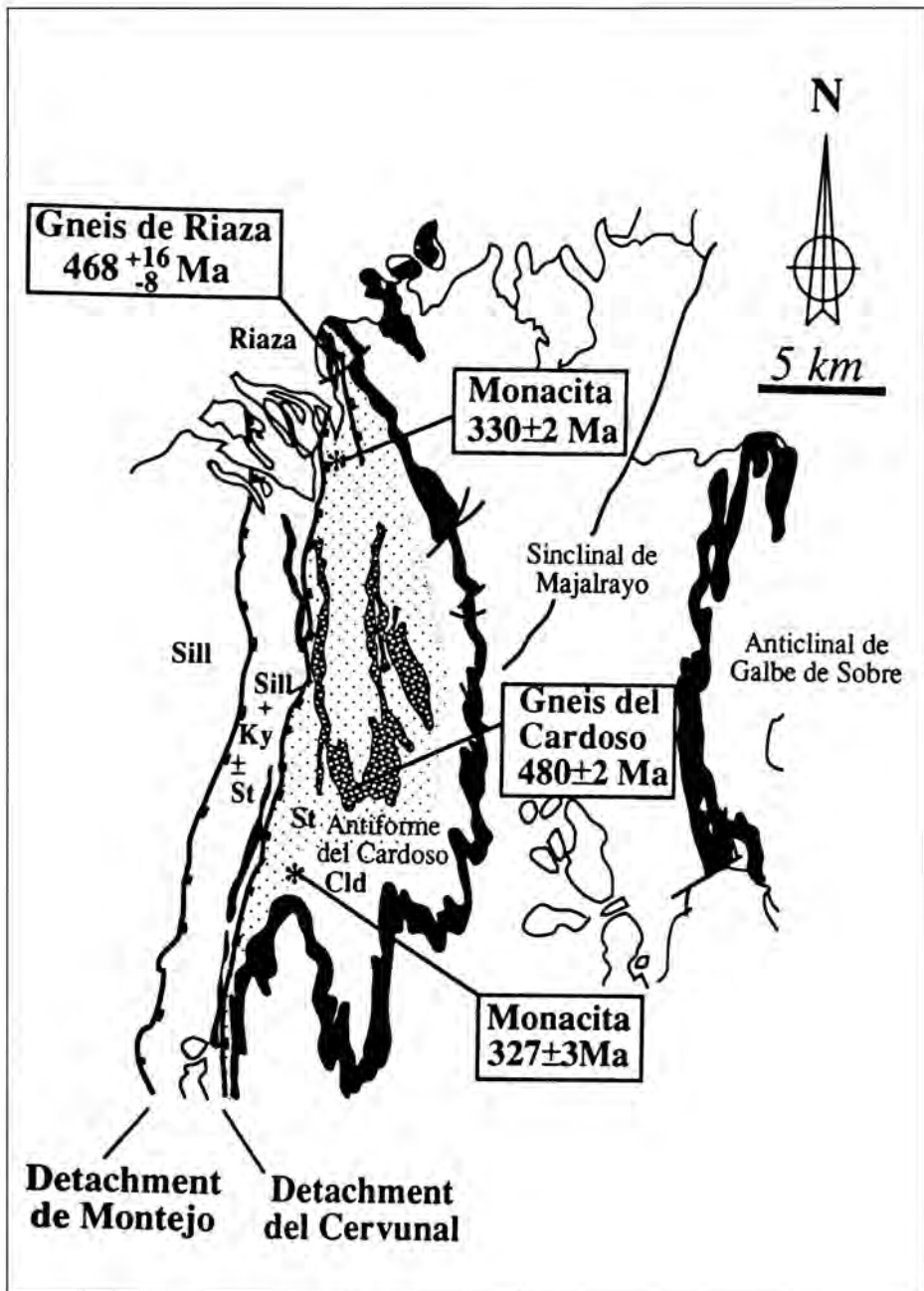
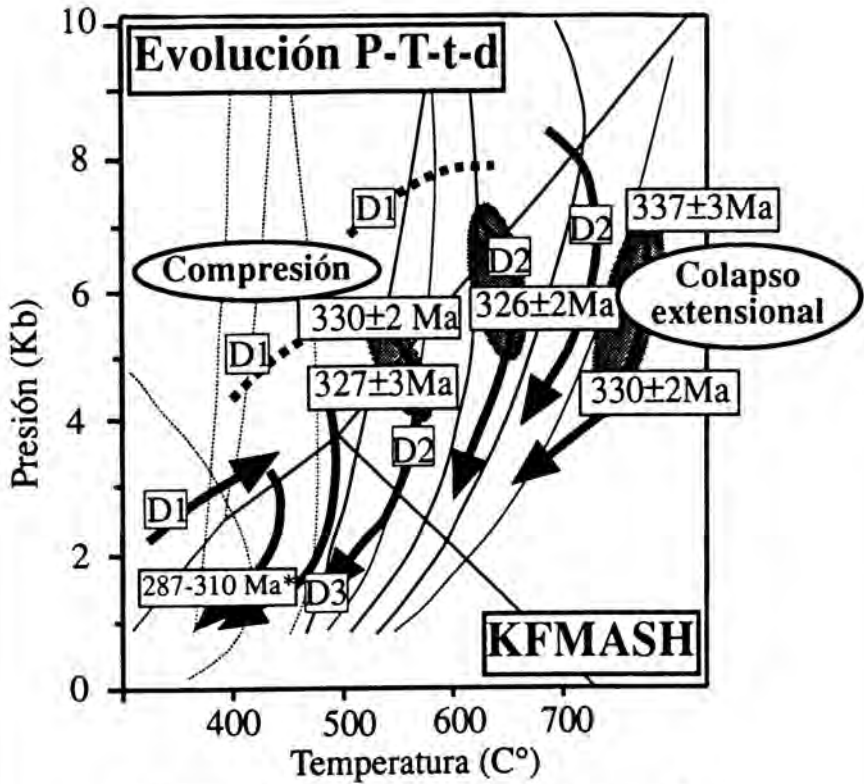


Figura 2.11. Localización y edades de las muestras estudiadas.



P-T-t-d paths cualitativos para la zona de estudio. Las trayectorias P-T-d están basadas en relaciones fábrica - desarrollo de paragenesis metamórficas.

* Plutón de la Cabrera (Rb-Sr, Serrano Pinto et al., 1987)

Figura 2.12. Diagrama de trayectorias P-T-t-d para la zona de estudio. Las trayectorias P-T-t-d están basadas en relaciones fábrica - desarrollo de paragénesis metamórficas.

TABLA 2.3

Fracción	Concentración		Medida	Relaciones Atómicas Corregidas						Edad (Ma)							
	Peso (mg)	U (ppm)		Pb rad común	206Pb	208Pb	206Pb	207Pb	207Pb	206Pb	207Pb	206Pb	207Pb				
			total (pg)	204Pb	206Pb	238U	+/-	235U	+/-	206U	+/-	238Pb	235U	206Pb	207Pb	206Pb	207Pb
Neis de El Cardoso																	
Z1 - 200 Clr. eu. ndl.AB	0.129	371	28.3	37	6326	0.0835	0.07772	28	0.6126	24	0.05716	8	483	485	498		
Z2 - 200 Clr. eu.ndl apr.ABO	0.059	474	36.8	26	5353	0.0695	0.07984	48	0.6736	38	0.6119	18	495	523	646		
Z3 - 200 Clr. eu ndl. NAB	0.032	324	22.2	12	3862	0.0681	0.07100	36	0.5572	28	0.05691	14	442	450	488		
Z4 - 200 Clr-eu.ndl.NAB	0.056	285	20.4	30	2503	0.0791	0.7346	54	0.5782	28	0.05709	36	457	463	495		
Z5 Clr.st.byp.pr.AB	0.072	304	31.8	41	3457	0.1101	0.10305	36	1.0191	38	0.07172	10	632	713	978		
Z6 Clr.st.byp.pr.AB	0.071	265	32.4	46	3035	0.1197	0.11791	62	1.4179	74	0.08722	14	718	896	1365		
Z7 - 200 Clreu.ndl.AB	0.024	327	24.9	12	3322	0.0779	0.07799	58	0.6159	42	0.05727	20	484	487	502		
Z8 - 200 Clreu.ndl.AB	0.042	411	31.0	12	7057	0.0811	0.07700	50	0.6021	32	0.05671	24	478	479	480		
Micaesquisto (Puerto de la Hiruela), transición Cld-St																	
M1	200 pl.yeu.mon.NAB	0.047	3526	794.8	214	2533	3.9728	0.05180	24	0.3794	18	0.05311	6	325	326	334	
M2	200 pl.yeu.mon.AB	0.005	6984	1305.7	66	1773	3.0544	0.05261	36	0.3812	30	0.05256	20	330	328	310	

1. Ndl.. =Agujas (1:10 a 1:7, relación anchura/longitud), pr = prismas (1:5 a 1:3); st = achatados (1:2), byp = bipiramidal; clr = transparente; eu = euهدرال; - 200 = malla de - 200, pl = aplanado; y = amarillo, mon = monacita; AB = abrasión por aire; NAB = sin abrasión
2. Error en el peso de la muestra +/- 0,0006 mg. (2 sigma)
3. La medida de la relación 206Pb/204Pb ha sido corregida en base a la fraccionación y el Pb común en el trazador.
4. Relaciones atómicas han sido corregidas en base a la fraccionación y el trazado, 12 pg Pb de contaminación durante el procedimiento (25 pg de monacita), Pb común inicial (STACEY y KRAMERS, 1975) y 1 pg U de contaminación

TABLA 2.4

Fracción	Concentración		Medida	Relaciones Atómicas Corregidas						Edad (Ma)						
	Peso (mg)	U (ppm)		Pb rad común	206Pb	208Pb	206Pb	207Pb	206Pb	207Pb	206Pb	207Pb				
			total (pg)	204Pb	206Pb	206Pb	238U	235U	206U	206Pb	238Pb	235U	206Pb	207Pb	206Pb	207Pb
							+/-	+/-	+/-							
Neis de El Cardoso																
Z1 - 200 Clr. eu. ndl.AB	0.007	404	29.0	11	1189	0.0505	0.07541	60	0.5898	72	0.05673	58	469	471	481	
Z2 - 200 Clr. eu.ndl apr.ABO	0.045	456	31.5	12	7613	0.0505	0.07171	38	0.5567	28	0.05631	14	446	449	465	
Z3 - 200 Clr. eu ndl. NAB	0.013	558	37.5	59	582	0.0431	0.07107	48	0.5520	48	0.05633	36	443	446	465	
Z4 - 200 Clr.eu.ndl.NAB	0.028	393	25.3	11	4246	0.0438	0.06829	32	0.5299	22	0.05628	16	426	432	464	
Z5 - 200 Clr.st.byp.pr.AB	0.027	463	33.2	36	1697	0.0557	0.07506	34	0.5875	28	0.05677	12	467	469	483	
Z6 - 200 Clr.st.byp.pr.AB	0.015	405	28.8	13	2125	0.0635	0.07349	58	0.5978	38	0.05900	32	457	476	567	
Z7 - 100 Clr.eu.ndl.AB	0.060	543	37.7	34	4411	0.0449	0.07312	28	0.6068	24	0.06019	10	455	482	610	
Z8 - 200 Clr.eu.ndl.AB	0.056	332	24.4	36	2517	0.0491	0.07710	30	0.6377	24	0.05998	16	479	501	603	
Micaesquisto con Gr-St (Carretera a la Estación de La Pinilla)																
M1	200 pl.yeu.mon.NAB	0.005	3901	894.7	69	1003	3.9995	0.05244	48	0.3856	36	0.05333	28	329	321	343
M2	200 pl.yeu.mon.AB	0.014	3269	709.2	107	1433	3.7154	0.05256	42	0.3857	30	0.05322	18	330	331	338

1. Ndl.. =Agujas (1:10 a 1:7, relación anchura/longitud), pr = prismas (1:5 a 1:3); st = achatados (1:2), byp = bipiramidal; clr = transparente; eu = euhedral; - 200 = malla de - 200, pl = aplanado; y = amarillo, mon = monacita; AB = abrasión por aire; NAB = sin abrasión
2. Error en el peso de la muestra +/- 0,0006 mg. (2 sigma)
3. La medida de la relación 206Pb/204Pb ha sido corregida en base a la fraccionación y el Pb común en el trazador.
4. Relaciones atómicas han sido corregidas en base a la fraccionación y el trazado, 12 pg Pb de contaminación durante el procedimiento (25 pg de monacita), Pb común inicial (STACEY y KRAMERS, 1975) y 1 pg U de contaminación

3. TECTONICA

En la hoja de Tamajón se reconocen los efectos de las orogénias hercínica y alpina. La última es la responsable de la geometría actual del Sistema Central en forma de estructura levantada o *uplift* cabalgante sobre las cuencas terciarias limitrofes, la Cuenca del Duero, al norte, y la Cuenca del Tajo, al sur.

La orogenia hercínica es la responsable de las deformaciones principales y de los procesos metamórficos e ígneos que se registran en los materiales precámbricos y paleozoicos. La intensidad de las deformaciones y metamorfismo hercínicos impide comprobar la existencia de estructuras relacionadas con tectónicas anteriores. No obstante, a escala regional, se ha citado la posibilidad de un evento Cadomiense que quedaría reflejado en el macizo de Santa María La Real de Nieva, (hoja nº 456, Nava de la Asunción, ITGE 1991) por la posible disposición discordante de los materiales cámbricos sobre su infrayacente precámbrico (AZOR et al., 1992). Atribuibles a este evento serían los procesos magmáticos ocurridos en las proximidades de este límite (BISCHOFF et al., 1986, VALVERDE VAQUERO et al., 1995 a). Mejor registro tiene la discordancia sárdica, entre materiales ordovícicos y preordovícicos, que se observa con relativa facilidad en los dominios occidental y oriental del Sistema Central, aunque no en la presente hoja. También en este caso, se reconoce una importante actividad magmática próxima al tránsito Cámbrico-Ordovícico o durante el Ordovícico basal (VIALETTE et al., 1986 VALVERDE VAQUERO et al., 1995 a, VALVERDE y DUNNING, esta memoria), que se tiende a relacionar con una importante extensión cortical y que sería la responsable del emplazamiento de los protolitos de los neises de El Cardoso, Rianza y, muy probablemente, Berzosa, así como también de buena parte de los neises glandulares y leuconeises del dominio occidental (ver apartado 2.5, Dataciones geocronológicas y Capítulo 4, Historia Geológica).

3.1. LA OROGENIA HERCINICA

La estructura hercínica de la hoja de Tamajón es el resultado de tres fases principales de deformación, D_1 , D_2 y D_3 . La D_1 produjo, en un contexto compresivo, un fuerte plegamiento vergente al este y una esquistosidad asociada muy penetrativa (S_1). Simultáneamente y como consecuencia del mismo proceso se desarrollaron, a favor de cabalgamientos profundos, zonas de cizalla que concentraron una intensa deformación y cuyo funcionamiento resultó en un importante engrosamiento cortical. Estas últimas no tienen expresión en la presente hoja aunque sí se reconocen en áreas próximas como el antiformal de Hiendelaencina. La D_2 se relaciona con el colapso extensional de la corteza previamente engrosada y se caracteriza por una intensa deformación por cizalla simple que da lugar a una fuerte transposición de las estructuras compresivas anteriores. Producto de esta deformación es una fábrica muy penetrativa plano-linear S_2 - L_2 , de características miloníticas, que es regionalmente dominante en los sectores occidentales de la hoja, estructuralmente más profundos. La estructura hercínica de la hoja se completa durante la D_3 , que en los sectores orientales de la hoja produjo el plegamiento parcial, con vergencia hacia el O-SO, de las estructuras anteriores y el desarrollo de una esquistosidad de crenulación tumbada (S_3), localmente penetrativa. También se describen como estructuras D_3 pliegues subverticales o ligeramente vergentes al oeste y una esquistosidad de crenulación asociada que, circunscritas en bandas afectan, con intensidad variable, la S_2 milonítica de los sectores occidentales de la hoja. La relación de las estructuras D_3 de uno y otro sector de la hoja es muy dudosa y su génesis, posiblemente muy distinta, por lo que su descripción bajo el mismo epígrafe es meramente convencional.

Esta secuencia de acontecimientos tectónicos es sustancialmente distinta a las hasta ahora consideradas por diferentes autores (FERNANDEZ CASALS 1976; GONZALEZ LODEIRO 1980; BELLIDO et al. 1981; CAPOTE et al 1982; GONZALEZ CASADO 1986; y GONZALEZ LODEIRO 1988; MACAYA 1991 y AZOR 1992), introduciendo como principal novedad respecto a todas ellas la existencia de una D_2 extensional; también es importante, al menos respecto a las tres últimas, el menor grado de intensidad conferida a la D_3 .

La intensidad y distribución cartográfica de las deformaciones asociadas a estas fases (especialmente la D_1 y D_2) determina la diferenciación de la hoja en dominios estructurales caracterizados por el desarrollo exclusivo o predominio de una u otra fábrica (Figs. 3.1 y 3.2). Así la S_2 se desarrolla exclusivamente en el sector occidental de la hoja en una banda que define la anchura de la zona de cizalla de Berzosa. En la parte estructuralmente superior de esta banda, en un corredor de unos 2-4 km de ancho al norte (cerca del límite y en su prolongación en la hoja de Riaza) y más de 8 km al sur, la S_2 pierde intensidad y coexiste con la S_1 . Al E de este corredor la incidencia de la S_2 es escasa o nula, diferenciándose un dominio en el que se observa en su integridad la macroestructura de D_1 , que está definida por el sinclinal de Majaerayo y el anticlinal o anticlinorio de Valverde de los Arroyos (denominado de Galve de Sorbe en la hoja de Riaza); esta última estructura representa las estribaciones occidentales de la antiforma de Hieldelaencina. Estas dos estructuras se encuentran en el bloque oriental o bloque de techo de la zona de cizalla de Berzosa cuyo límite inferior coincide con un *detachment* de bajo grado tardío y sobrepuesto a la zona de cizalla, que se ha denominado en la presente memoria como falla o *detachment* de Montejo. Dentro de la mencionada zona de cizalla se reconoce otro *detachment* de bajo grado (*detachment* de El Cardoso), que produce un salto metamórfico relativamente importante y coincide aproximadamente con la tradicional falla de Berzosa (GONZALEZ LODEIRO, 1980; ARENAS et al 1979; 1982; BELLIDO 1981; CAPOTE et al 1982). Al oeste del *detachment* Montejo se distingue un bloque occidental o bloque de muro de la zona de cizalla de Berzosa donde todavía se reconocen los efectos de ésta pero predominan los procesos anatécicos sin y post D_2 que se hacen regionalmente extensos hacia el oeste en las vecinas hojas de Sepúlveda y Prádena (Figs. 3.1 y 3.2). Como se ha explicado anteriormente las estructuras relacionadas con la D_3 se distribuyen con heterogeneidad por toda la hoja retocando sólo parcialmente las configuraciones de D_1 y D_2 ; no obstante a tenor de las descripciones realizadas en las hojas vecinas (p.e. Prádena, Buitrago, Torrelaguna) en el mencionado bloque occidental la macroestructura parece definida por esta fase.

3.1.1. Estructuras relacionadas con la primera fase de deformación D_1

La primera fase de deformación hercínica D_1 , produjo un fuerte plegamiento de la serie precámbrico-paleozoica, con vergencia al E, y una esquistosidad asociada (S_1) muy penetrativa. Los pliegues presentan una dirección N-S a NNO-SSE y planos axiales relativamente erguidos en los niveles estructurales más altos (por encima de la cuarcita armónica) que se van tumbando conforme se profundiza estructuralmente en la serie. Se observan, a la meso y a la macroescala como pliegues de clase 1C en los niveles competentes y próximos a la clase 2 ó de clase 3 en los incompetentes. Tienen charnelas redondeadas y ángulos entre flancos relativamente cerrados que en la clasificación de HUDLESTON (1973) corresponden, fundamentalmente a formas de tipo C, D y E y amplitudes 3 y 4.

La S_1 se desarrolla como esquistosidad de plano axial de los pliegues mencionados y corresponde a una *slaty cleavage* muy conspicua definida por la orientación preferente de filosilicatos en las pi-

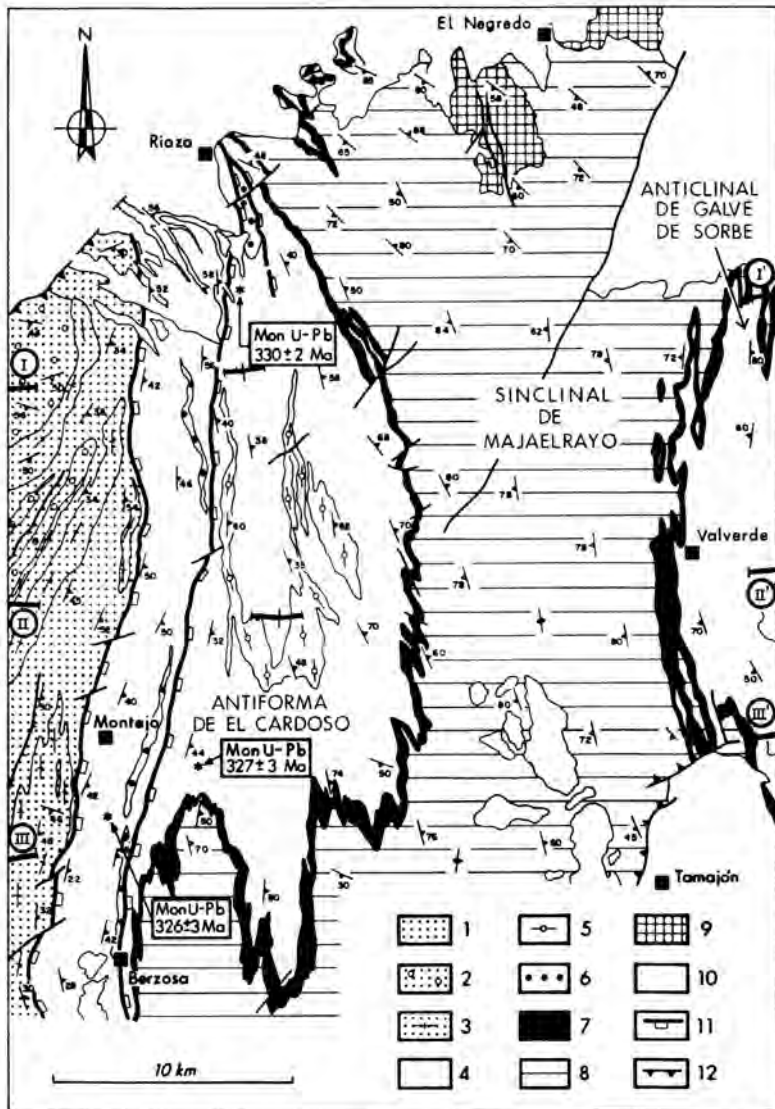


Figura 3.1. Mapa geológico-estructural del ámbito de la zona de estudio (hojas de Riiza y Tamajón y sectores inmediatamente al oeste). *Dominio occidental*: 1) Paraneises estromáticos migmatíticos y diatexitas; 2) Augen-neises y leuconises variablemente migmatizados (protolitos: granitos macrocristalinos y leucogranitos); 3) Neises bandedados cuarzofeldespáticos, leuconises estratificados y leucogranitos sin-D₂ con granates. *Dominio Oriental*. 4) Micaesquistos pre-Ordovícico medio. 5) Metavulcanitas ácidas (neis de El Cardoso, 480 ± 2 Ma). 6) Augen-neises (ortoneises de Berzosa y Riiza). 7) Cuarcita Armonicana (Arenig). 8) Fm. Rodada (Ordovícico medio y superior). 9) Silúrico. 10) Mesozoico y Cenozoico. 11) Detachments extensionales y 12) Cabalgamientos alpinos: I-I', II-II' y III-III': transversales de los cortes geológicos de las figuras 3.5. y 3.6.

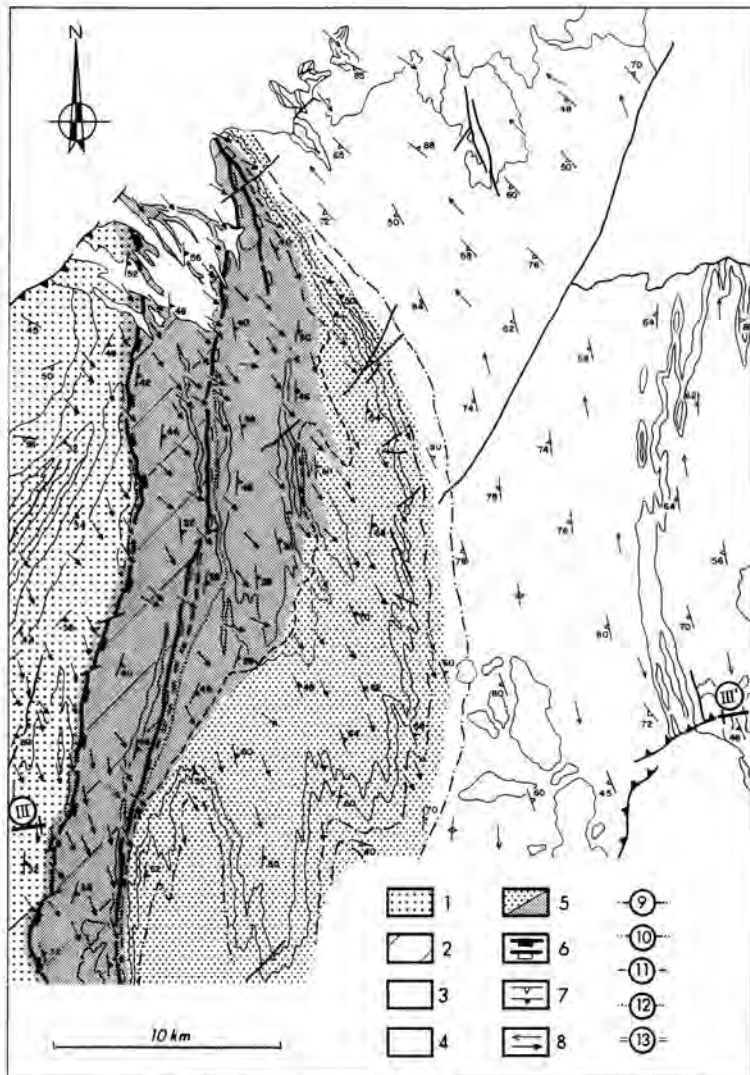


Figura 3.2. Mapa estructural y metamórfico del ámbito de la zona de estudio (hojas de Riaza y Tamajón y sectores inmediatamente al oeste). Dominio occidental: 1) Neises de alto grado y migmatitas. Dominio oriental: 2) Micaesquistos de grado medio con St + Sil + Ky. 3) Pizarras y cuarzoesquistos de grado medio-bajo (zonas de la clorita-biotita a estaurilita). 4) Mesozoico y Cenozoico. 5) Zonas de deformación: banda de crenulación (punteado) y banda con milonitas SC (sombreado). 6) Detachments de bajo grado con zonas (ultra) miloníticas y filoníticas: relleno en negro, más occidental, detachment de Montejo y en blanco, más oriental, detachment de El Cervunal. 7) Dirección y buzamiento de la fábrica S_1 (en blanco) y de la fábrica milonítica S_2 (rellena en negro). 8) Lineaciones: arriba, lineación de intersección L_1 ; abajo, lineación mineral o de estiramiento L_2 , indicando el sentido de movimiento del bloque superior. Isogras minerales: 9) Cloritoide. 10) Granate. 11) Estaurilita (+). 12) Sillimanita (+). 13) Andalcita (+).

zarras y esquistos. En la cuarcita armoricana y en los niveles cuarcíticos más potentes de la parte alta de la Fm. Constante, la S_1 es una esquistosidad de fractura, mas o menos espaciada en función del espesor de estos niveles. En los contactos entre niveles competentes e incompetentes es común observar el clásico efecto de refracción de la esquistosidad que junto con las relaciones S_1 - S_0 y la asimetría de los pliegues, sirve para constatar la geometría de la macroestructura.

En la hoja de Tamajón, las macroestructuras principales relacionadas con esta fase de deformación son el sinclinal de Majaelrayo y el anticlinal de Valverde de los Arroyos, estructuras que tienen su continuación en las hojas contiguas (Figs. 3.1, 3.5 y 3.6). La primera ocupa la zona central de la hoja donde afloran las series esencialmente pizarrosas del Ordovícico superior y Silúrico. Es una estructura bastante erguida y abierta, con un flanco occidental más vertical (40-80°) que el oriental (20-40°) circunstancia que le confiere una ligera vergencia hacia el E (Fig. 3.3). La S_1 es su esquistosidad de plano axial, dibujando un característico abanico divergente hacia los niveles inferiores (Fig. 3.3). Al norte, en la hoja de Riaza, sinclinal presenta una clara inmersión hacia el NO-NNO que ha permitido la conservación de los materiales silúricos en el núcleo de Beceril-El Muyo mientras que al sur, en la hoja de Valdepeñas de la Sierra, esta inmersión es hacia el sur poniendo de manifiesto un posible plegamiento tardío de dirección E-O o ENE-OSO. La S_1 es la fábrica dominante en las litologías eminentemente pizarrosas en las que la S_0 queda oscurecida a escala de afloramiento, observándose su traza únicamente en vistas panorámicas o en foto aérea. Las relaciones de la S_0 con la S_1 (y la S_2) se observan sin embargo con claridad en los tramos de alternancias de pizarras y cuarcitas.

El sinclinal de Majaelrayo es una estructura de D_1 que está interrumpida por el oeste por la zona de cizalla de Berzosa, mientras que hacia el este tiene continuidad en la antiformal de Hiendelaencina cuyas estribaciones occidentales forman el anticlinal de Galve de Sorbe - Valverde de los Arroyos (Figs. 3.1, 3.5 y 3.6). Esta última estructura, que en realidad corresponde a un anticlinorio, está definida por el plegamiento de la cuarcita armoricana en una sucesión de pliegues anticlinales y sinclinales, más tumbados que el sinclinal de Majaelrayo, en cuyo núcleo afloran los términos más altos de la Fm. Constante o el término inferior (R_1) de la Fm. Rodada, respectivamente. En la hoja de Tamajón los ejes de los pliegues presentan inmersiones de bajo ángulo (< 10°) tanto hacia al norte como hacia al sur que en el sinclinal de Majaelrayo, son hacia el norte en sectores más septentrionales (hojas de Riaza y Atienza) y hacia el sur en sectores más meridionales (hojas de Valdepeñas de la Sierra y Hiendelaencina). La S_1 , esquistosidad de plano axial de estos pliegues, buza hacia el oeste con valores comprendidos entre 45 y 80°.

Las macroestructuras que se acaban de describir se situarían estructuralmente por encima, y enraizarían en cabalgamientos dúctiles intracorticales que serían los responsables, en última instancia, del engrosamiento cortical producido durante esta fase compresiva (GONZALEZ LODEIRO 1980). Estos cabalgamientos producirían una intensa deformación caracterizada por una fábrica plano-lineal de tipo milonítico (S_{1+1} - L_{1+1}) que se concentra en zonas de cizalla de anchuras variables, ninguna de las cuales llega a aflorar en la hoja de Tamajón, aunque aparentemente sí lo hacen inmediatamente al este en la antiformal de Hiendelaencina (GONZALEZ LODEIRO, 1980, FERNANDEZ RODRIGUEZ, 1991) (Fig. 3.7).

3.1.2. Estructuras relacionadas con la segunda fase de deformación D_2

La D_2 se inscribe en un contexto de colapso extensional de la corteza previamente engrosada durante la D_1 . La macroestructura más relevante relacionada con esta fase es la zona de cizalla

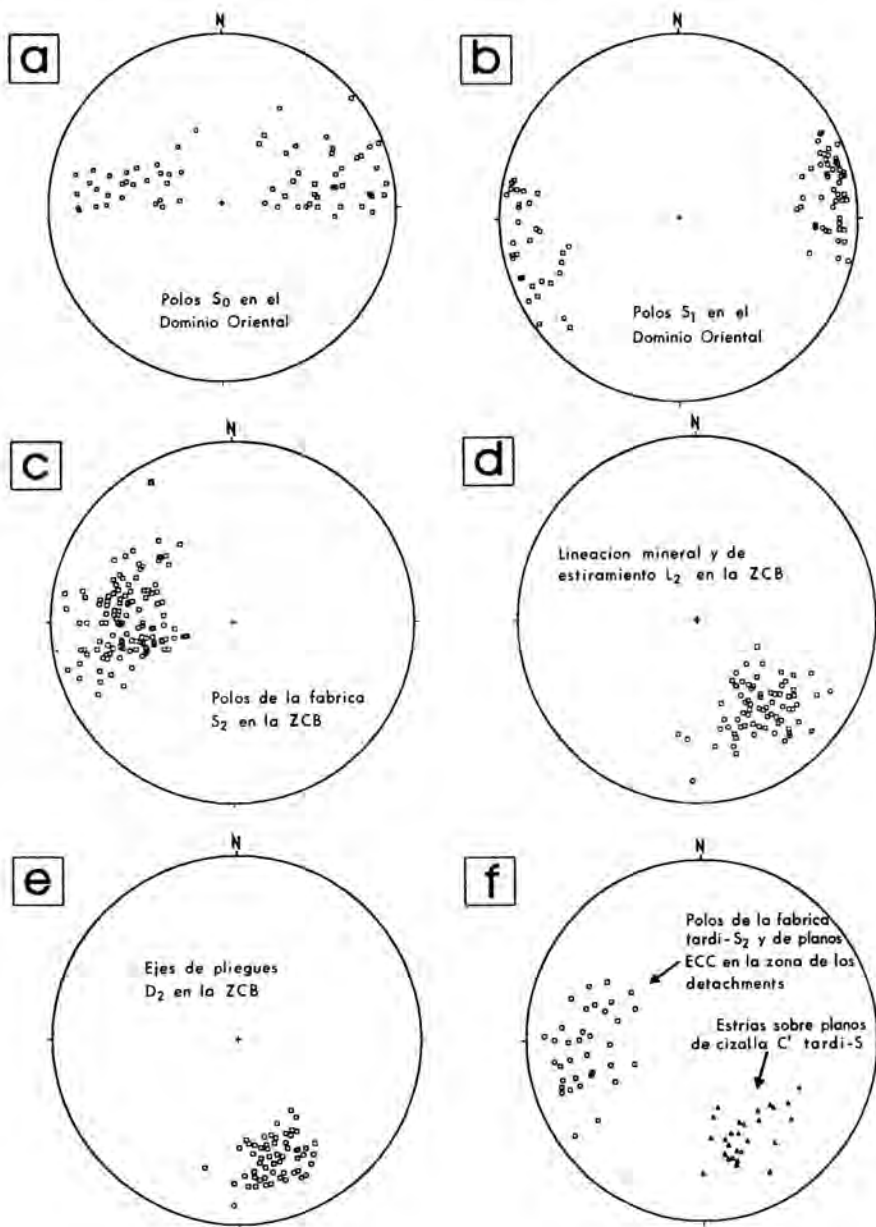


Figura 3.3. Proyección estereográfica equiareal de: a) Polos de la S_0 en el Dominio oriental. b) Polos de la S_1 en el Dominio oriental. c) Polos de la S_2 en la zona de cizalla de Berzosa. d) Lineación mineral y de estiramiento L_2 . e) Ejes de pliegues D_2 . f) Polos de la fábrica ECC (tardi- D_2) en las zonas de los detachments y estrías L_2 tardías observadas sobre los planos C' extensionales.

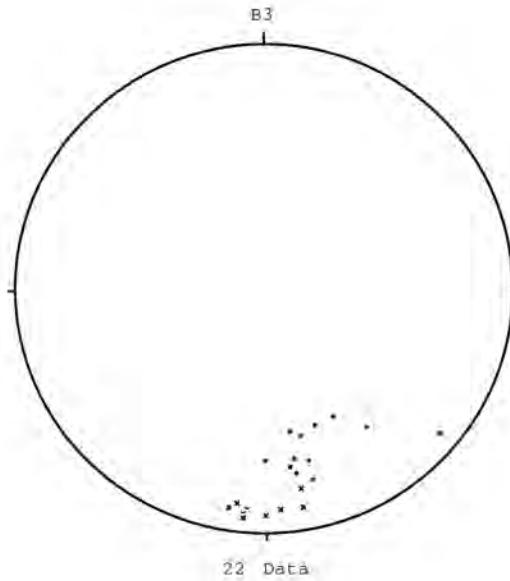
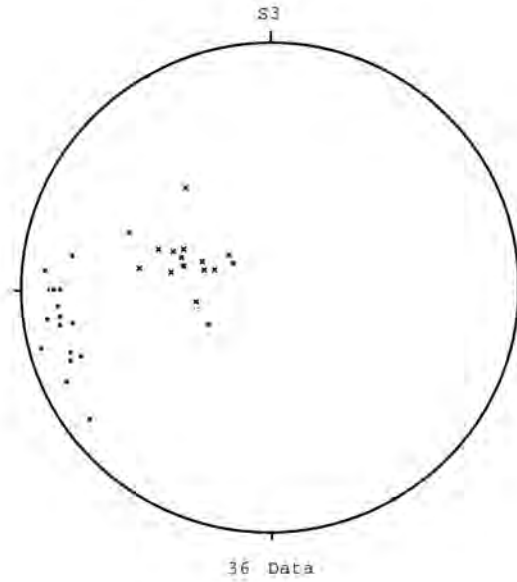


Figura 3.4. Proyección estereográfica equiareal de polos de la S_3 (arriba) y ejes de pliegues B_3 y lineaciones de intersección L_3 (abajo). Puntos: sector oriental (anticlinorio de Valverde-Galve de Sorbe); Cruces: sector occidental de la zona de estudio (zona de cizalla de Berzosa).

de Berzosa, que con una anchura media superior a los 5 km y buzamiento al E, se localiza en el sector occidental de la hoja. Según se ha explicado en el apartado de petrología, esta zona de cizalla desestructura la configuración termal D_1 previa y pone en contacto un dominio oriental constituido por las rocas más frías del bloque de techo, con un dominio occidental, en el que afloran las rocas más calientes del bloque del muro. El movimiento de la zona de cizalla (bloque de techo hacia el SE o SSE) explica el significativo contraste de presión metamórfica detectado en los estudios petrológicos entre las asociaciones pre y sin D_2 de ambos dominios, así como la existencia de una secuencia de isogradas comprimida.

3.1.2.1. La zona de cizalla en sentido estricto

La estructura de D_2 más característica es una esquistosidad S_2 muy penetrativa, con carácter de *schistosity* cuya distribución e incidencia en el sector occidental de la hoja en realidad define la anchura de la zona de cizalla en sentido estricto. Esta fábrica presenta una dirección entre submeridiana a NO-SE, muy persistente, y un buzamiento al E bastante vertical (70-85°) en los niveles estructurales superiores, más tumbado (35-60°) en los inferiores (Figs. 3.1, 3.2, 3.3, 3.5 y 3.6). En los metasedimentos, la S_2 es una fábrica de tipo milonítico o protomilonítico SC definida por la traza anastomosada de niveles ricos en micas (y en sillimanita, en las zonas de la sillimanita I y sillimanita II) que individualizan niveles cuarzo-feldespáticos con formas sigmoides entre los que se reconocen a simple vista porfiroblastos de granate, cloritoide, plagioclasa, estaurilita, distena y cuarzo. En las parafibrolitas, esta fábrica aparece definida por un bandeo composicional que alterna niveles verde oscuro ricos en anfíboles, piroxenos y biotita, y niveles claros ricos en plagioclasa. En los ortoneises la S_2 está marcada por el aplastamiento de las glándulas de FK y plagioclasa y por la orientación de la matriz micácea en la que están englobadas, definiendo como en los metasedimentos, una fábrica SC de tipo protomilonítico o milonítico y ocasionalmente ultramilonítico.

Sobre la S_2 es común observar una lineación mineral y/o de estiramiento (Lm) marcada por la alineación y/o elongación de minerales sin D_2 (micas, estaurilita, distena y sillimanita). La Lm presenta, una persistente inmersión hacia el ESE, SE o SSE de 20 a 50° (Fig. 3.3) que junto con los marcadores cinemáticos observados a la micro y mesoescala (oblicuidad entre planos S y C, formas simoides de agregados cuarzo-feldespáticos, glándulas y haces de micas *micafish*, sombras de presión, rotación de fenocristales, etc) es consistente con un movimiento del bloque de techo (oriental) hacia el SE en un contexto de deformación no-coaxial. En los ortoneises la lineación mineral consiste en la elongación de las glándulas de FK y plagioclasa que cuando es muy intensa confiere a la roca una fábrica plano-linear o linear. Otras estructuras lineares de D_2 son los *ribbons* de cuarzo y los cuellos de *boudins*, en la S_2 , paralelos y perpendiculares a la lineación de estiramiento, respectivamente. En los niveles estructurales más bajos, donde la deformación es más intensa, se reconocen bandas o corredores con sentidos de movimientos contrarios al habitual, es decir hacia el NO, interpretándose como pequeñas cizallas antitéticas dentro de la principal.

La fábrica S_2 que se acaba de describir es plano axial y a su vez envuelve a pliegues de todas las escalas que son más difíciles de observar en los niveles inferiores de la zona de cizalla (sector comprendido entre los *detachment* de Montejo y del Cervunal) donde los marcadores cuarcíticos son más escasos. En estos niveles inferiores, los pliegues de D_2 , de orden métrico a decimétrico, son isoclinales, con flancos muy estirados y charnelas relativamente agudas; gene-

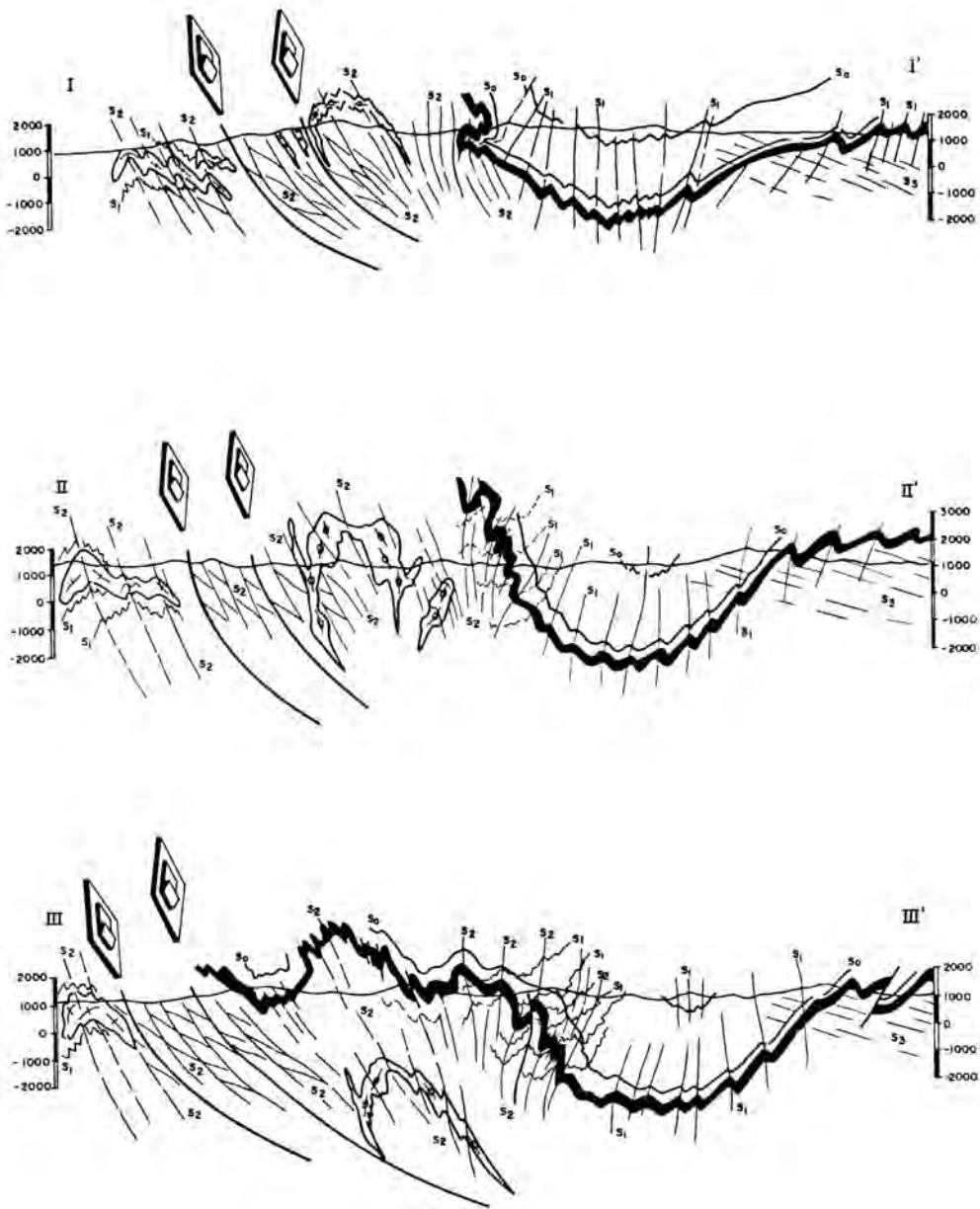


Figura 3.5. Cortes geológicos de la zona de estudio según las transversales I-I', II-II' y III-III' de la figura 3.1.

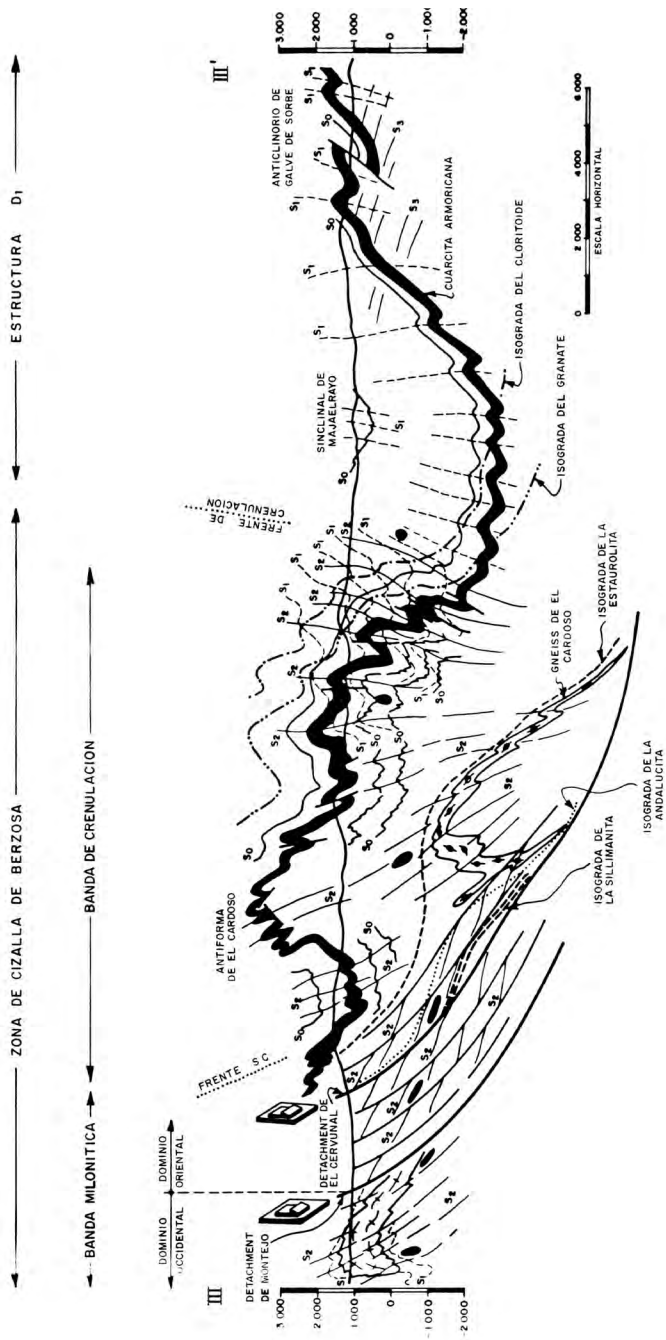


Figura 3.6 Detalle del corte geológico III-III.

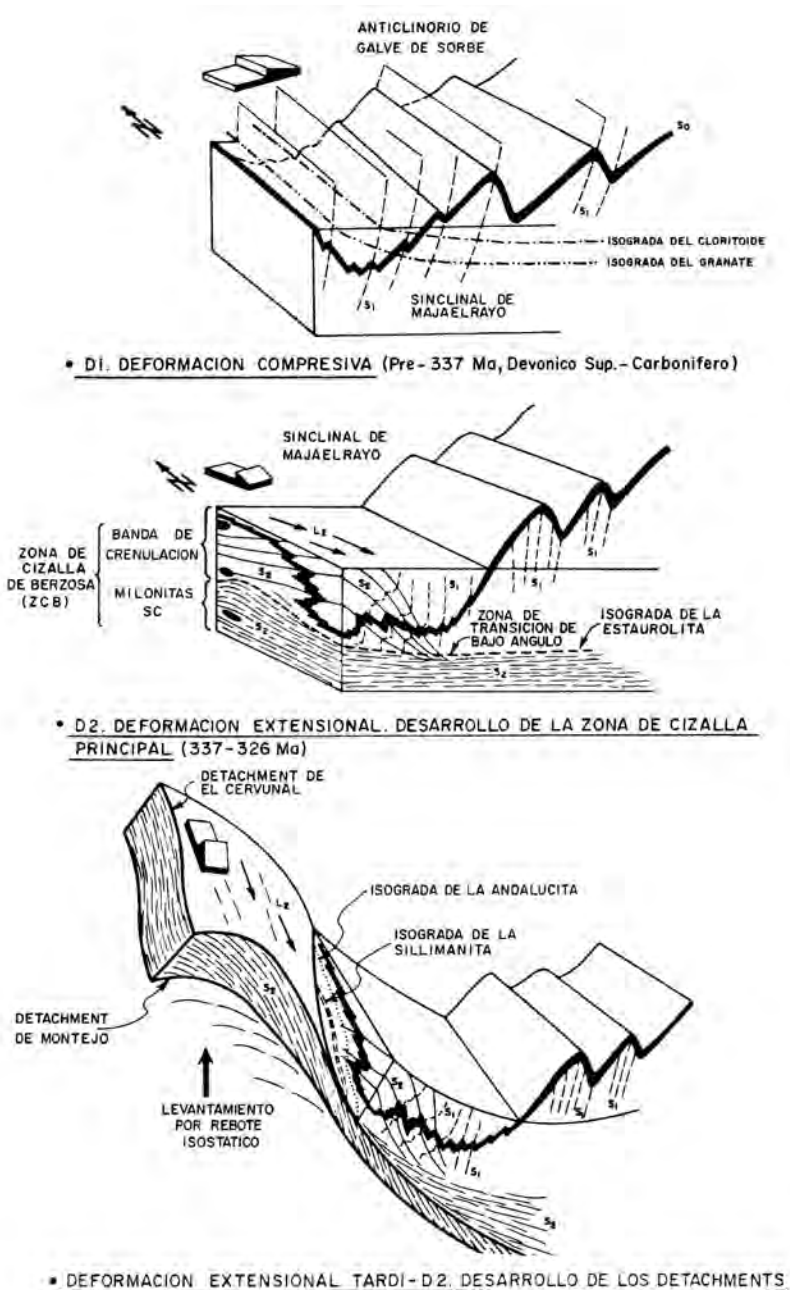


Figura 3.7. Modelo interpretativo del desarrollo de la zona de cizalla de Berzosa.

ralmente, aparecen aisladas dentro de la S_2 con un carácter claramente intrafoliar. Su perfil es próximo al de la clase 2 de RAMSAY (1967) con unas morfologías de tipo B, C y D y amplitudes de tipo 5 en la clasificación HUDLESTON (1973). En niveles estructuralmente más altos (al E del *detachment* del Cervuval) los pliegues de D_2 son muy abundantes agrupándose en alineaciones cuarcíticas concordantes con la S_2 que dan sensación de una falsa estratificación, tratándose en realidad de trenes de pliegues de orden métrico y decamétrico. En estos niveles los pliegues son también isoclinales aunque con flancos más abiertos presentando asimetrías continuamente cambiantes propias de un plegamiento intrafoliar dentro de una zona de cizalla. Sus perfiles son próximos al de la clase 2 de RAMSAY (1967) y sobre todo, de la clase 1C, con morfologías de tipo C, D y E y amplitudes de tipo 3 y 4 según la clasificación de HUDLESTON (1973).

En toda la zona de cizalla los ejes de los pliegues de D_2 presentan mayoritariamente inmersión, (15° a 40°) hacia el ESE, SE ó SSE, es decir subparalela a la lineación de estiramiento mineral (Fig. 3.3). Esta circunstancia se puede interpretar como producto de la fuerte rotación sufrida por estos pliegues que ha llevado a la paralelización de sus ejes según la dirección de transporte tectónico o cizallamiento. Cuando estos pliegues afloran en sus tres dimensiones es frecuente observar la curvatura de sus charnelas, que junto con su morfología y carácter intrafoliar permite definirlos como *sheath folds* o pliegues "en vaina" propios de zonas de cizalla. En algunos puntos, como ocurre al sur del cerro del Aventadero (hoja de Riaza) se pueden observar estadios intermedios del desarrollo de estos pliegues con charnelas curvas, aproximadamente perpendiculares a la L_m , que rotan y acaban paralelas a ésta; en esta zona también se observa el replegamiento de pliegues en vaina en nuevas formas también con charnelas curvas.

Sin embargo a este respecto hay que decir que la rotación parece un mecanismo incapaz de explicar por sí sólo el paralelismo de la práctica totalidad de los ejes D_2 con la L_m de tal forma que, muy probablemente, buena parte de ellos se nuclearon ya inicialmente con una dirección axial subparalela o ligeramente oblicua a la dirección de estiramiento (MALAVIELLE, 1987; FROITZ-HEIM, 1992). Como se verá más adelante, esta circunstancia es extrema en niveles estructurales más altos donde los pliegues cartográficos que afectan a la cuarcita armoricana, de geometría cilíndrica y también con direcciones axiales subparalelas a la L_m , son difíciles de explicar simplemente por una reorientación como consecuencia del cizallamiento.

A la macroescala también el plegamiento intrafoliar permite entender la estructura interna de la zona de cizalla. Esta incluye un gran pliegue cartográfico, la antiforma de El Cardoso, que está definida por la traza del neis de El Cardoso, que han funcionado como un marcador pasivo acomodando la deformación no-coaxial (Figs. 3.1, 3.2, 3.5 y 3.6). Esta estructura se desarrolla fundamentalmente en la mitad occidental de la hoja de Tamajón donde se localiza su cierre periclinal, adentrándose sus dos flancos sólo parcialmente en la hoja de Riaza. Como ocurre a la micro y mesoescala con el resto de los pliegues de D_2 , la S_2 es la esquistosidad de plano axial de la antiforma de El Cardoso, atravesando ésta su cierre periclinal sin modificar apenas su dirección submeridiana y buzamiento al este, característicos en toda la zona de cizalla. Esta configuración cartográfica permite interpretar a este gran pliegue como una macroestructura de D_2 desarrollada dentro de la zona de cizalla, simultáneamente y como consecuencia de su movimiento; además su morfología no cilíndrica le confiere un carácter de macropliegue "en vaina", producto del cizallamiento progresivo.

3.1.2.2. La "banda de crenulación"

En la parte superior de la zona de cizalla, la S_2 pierde intensidad, pasando a ser una esquistosidad de crenulación (Scr) que envuelve a microlitones de todos los tamaños. Este cambio afecta a una banda de 2 a 4 km de ancho que incluye a la cuarcita armoricana y a los términos inmediatamente infra y suprayacentes, anchura que es progresivamente mayor hacia los sectores meridionales de la hoja de Tamajón donde la "banda de crenulación" adquiere dimensiones superiores a los 10 km (p.e. en las transversales del Puerto de la Hiruela y de La Puebla de la Sierra) (Fig. 3.6). El paso de la "zona de cizalla s.s" a la "banda de crenulación" es relativamente brusco y viene determinado por la desaparición hacia techo de las fábricas miloníticas SC (cuyo desarrollo generalizado es propio de la "zona de cizalla s.s) y por el reconocimiento de la estratificación, menos traspuesta por la S_2 , cuyo seguimiento es posible tanto a escala de afloramiento como cartográfica. Desde este punto de vista es posible definir en cartografía y en corte un "frente milonítico" o "frente de fábricas SC " (Figs. 3.6 y 3.7) por encima del cual la deformación es fundamentalmente coaxial como pone de manifiesto la propia desaparición de la fábrica SC , la simetría de las sombras de presión en porfiroblastos y el carácter cilíndrico de los pliegues D_2 .

En la mencionada "banda de crenulación", la S_2 es subvertical e incluso está invertida, es decir, buzando hacia el oeste, observándose numerosos alabeos dentro de estas tendencias debidas a deformaciones posteriores, seguramente de D_3 . Su menor intensidad permite observar a escala de afloramiento la existencia de una fábrica anterior (S_1), cuyas relaciones con la S_0 , una vez restituida la deformación D_2 es coherente con la macroestructura D_1 definida en el apartado anterior. En esta banda de crenulación la S_2 es plano axial de los pliegues cartográficos, pliegues D_2 por tanto que, como en niveles estructurales inferiores, siguen presentando una persistente inmersión hacia el SSE o SE, subparalela a la Lm . Esta, aunque menos abundante que en la "zona de cizalla s.s", todavía se observa sobre los planos de S_2 marcada por la alineación de porfiroblastos (granate, cloritoide) y, sobre todo, micas.

Especialmente espectaculares en la hoja de Tamajón son los pliegues cartográficos que dibuja la cuarcita armoricana (Figs. 3.1, 3.5 y 3.6). Inicialmente interpretados como pliegues D_1 (GONZALEZ LODEIRO, 1981, GONZALEZ CASADO, 1987) y más recientemente como pliegues D_3 (GONZALEZ LODEIRO et al, 1988 y MACAYA et al, 1991), su atribución a la D_2 es dudable ya que sus relaciones cartográfica y de afloramiento con la S_2 y sus características geométricas coinciden con las descritas anteriormente.

Los pliegues D_2 de la "banda de crenulación" se generaron por tanto simultáneamente al desarrollo de la zona de cizalla de Barrosa y es lógico pensar que como consecuencia de ella. La simetría de los pliegues, que se pone de manifiesto en la traza cartográfica de la cuarcita armoricana, es coherente con el movimiento del bloque de techo de la cizalla (dominio oriental) hacia el SE o SSE (Fig. 3.7). Sin embargo, como se explicó anteriormente, el paralelismo entre la Lm o dirección de transporte y los ejes de los pliegues es difícil de explicar en estos niveles estructurales altos donde la mayor coaxialidad de la deformación no permite atribuir el mencionado paralelismo a efectos rotacionales.

Situaciones similares se han descrito en algunas zonas extensionales donde se citan pliegues de gran escala, incluso recumbentes, asociados a la extensión, con direcciones axiales subparalelas a la dirección de estiramiento regional (MALAVIELLE, 1987, FROITZHEIN, 1992, FLETCHER y BAR-

TLEY, 1994), en los que la completa rotación de los ejes desde posiciones inicialmente perpendiculares a la Lm tampoco puede explicar por sí sola la macroestructura. En estos casos se proponen algunos mecanismos alternativos para explicar el mencionado paralelismo : MALAVIELLE (1987) sugiere una nucleación inicial de los pliegues oblicua o incluso subparalela a la dirección de estiramiento, situación que parece que puede ser relativamente habitual en la naturaleza cuando las capas competentes forman un cierto ángulo con la dirección intermedia (λ_2) del elipsoide de deformación finita (MALAVIELLE op. cit. fig. 15). Un argumento parecido es el propuesto por FROITZHEIM (1992) para el que el paralelismo entre la dirección axial de los pliegues y la dirección de estiramiento en los niveles estructurales altos de los Mantos Austroalpinos donde el cizallamiento es poco intenso, se debe a una orientación favorable de las capas respecto a dirección de cizallamiento regional; según este autor los mismos resultados se obtendrían en un contexto de deformación coaxial. En ambos casos se sugiere una cierta componente constrictiva perpendicular a la de estiramiento.

Teniendo en cuenta que el buzamiento inicial de la zona de cizalla de Berzosa debió ser más suave que el actual (restituyendo plegamientos tardíos y verticalizaciones inducidas por compensaciones isostáticas) y salvando las diferencias con los ejemplos descritos, es muy posible que la geometría del plegamiento D_2 de la "banda de crenulación", con direcciones axiales subparalelas a la Lm, producida en un contexto de deformación coaxial o escasamente no-coaxial, también esté inducida por una orientación favorable de las capas (heredada de la estructura D_1) respecto a la dirección de cizallamiento regional. Mas concretamente, la estructura de la cuarcita armórica del sector oriental de las hojas de Tamajón y Riaza se puede interpretar como un plano verticalizado o ligeramente invertido de D_1 (plano oriental del sinclinal de Majaelayo) deformado de forma coaxial o escasamente no-coaxial en la parte alta de una zona de cizalla extensional con movimiento del bloque de techo hacia el SE (Fig. 3).

Inmediatamente por encima de la "banda de crenulación" se reconoce en su integridad la macroestructura de D_1 (y microestructuras asociadas) que caracterizan los sectores central y oriental de la hoja (Figs. 3.5 y 3.6). El tránsito entre ambas es bastante brusco y, como en el caso de la terminación de las fábricas SC, también se puede definir en planta y en corte un "frente de crenulación" que marca la desaparición hacia techo de la fábrica S_2 de crenulación y, como consecuencia, de la zona de cizalla en sentido amplio.

3.1.2.3. *Los detachments de bajo grado*

En todo el ámbito de la zona de cizalla se reconocen planos C' sintéticos y ligeramente tardíos respecto a los planos C de la fábrica milonítica principal S_2 , que definen una esquistosidad de crenulación extensional (de tipo ECC, PLATT y VISERS 1980) donde se concentran procesos de retrogradación a la facies de esquistos verdes. Esta fábrica extensional es más penetrativa y los procesos retrometamórficos acompañantes son mas intensos, en las proximidades de los *detachment* de bajo grado de Montejo y del Cervunal, que son accidentes extensionales sobreimpuestos a la zona de cizalla, también tardíos respecto a la S_2 y coetáneos con el desarrollo de la mencionada fábrica ECC. Estos *detachments* presentan una dirección NNE-SSO, buzamientos medios o medios-altos al E y, en detalle cortan cartográficamente a bajo ángulo las fábricas metamórficas S_2 regionales y los isogrados del metamorfismo M2 (Figs. 3.5, 3.6 y 3.7). En las zonas asociadas con su movimiento los indicadores cinemáticos corresponden a pliegues asimétricos de pequeña escala, *boudinages* asimétricos, relaciones geométricas entre la foliación S_2 y los *shear-bands*, transposi-

ción y rotación de venas de cuarzo, etc., que, junto con una lineación de estiramiento paralela a S_2 muestran un sentido de movimiento de "techo hacia el SE", similar al del resto de la cizalla.

El *detachment* de Montejo marca el límite inferior de la zona de cizalla y la separación de los dominios occidental y oriental; su traza está jalonada en la parte alta del bloque de muro por una concentración de filonitas. El de El Cervunal, coincide aproximadamente con la traza de la tradicional falla de Berzosa y concentra asimismo abundantes procesos retrometamórficos. Además en este último es característico observar a lo largo de su traza y en el bloque de techo fundamentalmente, la presencia de venas de cuarzo de espesores centimétricos, decimétricos y métricos, subparalelas y aboudinados a lo largo de S_2 , que incluyen grandes cristales de andalucita. El *detachment* del Cervunal produce un salto sustractivo en la zonación metamórfica sin- D_2 que elimina la zona de la distena y la parte interna de la zona de la estaurilita, poniendo en contacto la parte externa de la zona de la estaurilita (bloque de techo oriental) con la zona de la sillimanita I (bloque de muro) (Figs. 3.6 y 3.7). La zona de la distena de trabajos previos supuestamente adosada al margen occidental de la traza de la falla del Cervunal, se interpreta en la presente memoria como la parte alta de la zona de la sillimanita I, no aflorando la verdadera zona de la distena que se debe localizar en profundidad al este del mencionado accidente.

A este respecto hay que decir que en la parte más alta de la "banda de crenulación", donde se produce el tránsito a la estructura D_1 e incluso dentro de ésta, se han observado estructuras de tipo frágil cuya geometría sugiere un régimen de esfuerzos extensional con δ_1 en posición subvertical. Se trata de estructuras aisladas, difícilmente visibles a la mesoescala pero bien representadas a la microescala que, en forma de cataclitas foliadas y venas de cuarzo muy inclinadas, *kink-band* simples o conjugados, pequeñas fallas con sentido de movimiento normal, etc., son coherentes con la misma tectónica extensional que produjo la *detachments* de bajo grado y la fábrica ECC.

3.1.2.4. El gradiente de la deformación

La configuración interna de la zona de cizalla pone de manifiesto un claro gradiente vertical de la deformación siendo ésta progresivamente más intensa hacia su base a la vez que produce un cambio en los mecanismos de la deformación que son coaxiales en su parte alta, mixtas en la zona intermedia y netamente no-coaxiales en los niveles estructurales inferiores (Figs. 3.6 y 3.7)..

El mismo gradiente, pero en sentido inverso (mayor intensidad hacia los niveles estructurales más altos) se produce en el dominio occidental. En este caso el gradiente es especialmente brusco ya que a escasa distancia al oeste del *detachment* de Montejo ya en hojas de Sepúlveda, Prádena y Buitrago se empiezan a observar fábricas previas (S_1) cuya traza de dirección E-O a NE-SO está interrumpida por este accidente. En este dominio la S_2 presenta características similares a las observadas en la parte inferior del dominio oriental, es decir, es una fábrica milonítica de tipo SC, que se concentra en bandas, dentro de las ovals quedan aislados bloques de grandes dimensiones en los que se reconoce la S_1 relictas. Estas bandas parecen disminuir en número e intensidad de la deformación hacia el oeste. Dentro de los bloques, la S_2 es una crenulación muy intensa, de dirección submediana paralela a la S_2 regional, que en las hojas de Prádena y Buitrago se ha interpretado como una S_3 . No obstante, la característica principal de la S_2 en el dominio occidental es que se trata de una fábrica de más altas temperatura que en el dominio oriental, siendo habitual la presencia de diferenciados leucosomáticos de origen anatéctico subparalelos a la S_2 , que indican el desarrollo de procesos de fusión parcial durante D_2 .

3.1.3. Estructuras relacionadas con la tercera fase de deformación D_3

Se describen en este apartado deformaciones tardías en forma de pliegues generalmente vergentes al oeste y una esquistosidad asociada localmente penetrativa que con geometrías diferentes afectan a las estructuras de D_1 en los sectores central y oriental de la hoja y a las estructuras de D_2 en las occidentales. La relación genética entre unos y otros es muy dudosa por lo que su descripción bajo el mismo epígrafe es meramente convencional.

La incidencia y distribución de las estructuras de D_3 tiene un fuerte control litológico afectando esencialmente a las formaciones pizarrosas incompetentes, y a las alternancias de cuarcitas y pizarras o esquistos mientras que su desarrollo en los tramos competentes más cuarcíticos es escaso en lo que se refiere a pliegues, y prácticamente nulo respecto a la S_3 . Así, en los sectores central y oriental de la hoja, a la macroescala solo se observan pliegues de D_3 muy localmente. Estos son pliegues asimétricos no muy erguidos, con una clara vergencia hacia el O o SO; sus flancos son bastante abiertos y las charnelas redondeadas, con perfiles de la clase 1C de RAMSAY (1967) aunque próximos a la clase 1B, que dan morfologías de tipo C y D de HUDLESTON (1973) con amplitudes de tipo 2 y 3. En estos sectores, los pliegues de D_3 son mucho más abundantes a la meso y microescala apareciendo siempre en litologías incompetentes, pizarrosas o de alternancias de pizarras y cuarcitas, donde generan una crenulación característica. En estos casos son pliegues con charnelas agudas y flancos rectos, de tipo *chevron* o *kink* generalmente asimétricos y planos axiales relativamente tumbados ($20-40^\circ$), que indican vergencias hacia el O ó SO propios de esta fase. Como consecuencia de su desarrollo sobre la macroestructura de D_1 , los pliegues de D_3 presentan una cierta dispersión de sus direcciones axiales, que con inmersiones no superiores a los 20° es hacia el ONO, NO y NNO y, menos frecuentemente, hacia el N en la hoja de Rianza y hacia el SSO, S y SSE en la de Tamajón (Figs. 3.1, 3.2 y 3.4).

Cuando se desarrollan sobre la zona de cizalla de Berzosa los pliegues D_3 presentan direcciones axiales muy persistentes con inmersiones de 10 a 30° hacia el SE o SSE (Fig. 3.4). En este caso los pliegues son más erguidos, también con geometrías *chevron* o de tipo *kink*, observándose en las alternancias con niveles cuarcíticos figuras de interferencia de tipo 3 de RAMSAY (1967). Pliegues de este tipo son especialmente abundantes al norte de Bocigano donde también afectan a las metavulcanitas de El Cardoso, modificando ligeramente la estructura del flanco oriental de la antiforma y la traza de la isograda de la estaurilita +.

La coaxialidad entre los pliegues de D_2 y D_3 en la zona de cizalla, la geometría de las figuras de interferencia y el paralelismo entre la S_2 y la S_3 permite sospechar que el mencionado replegamiento sea producto del mismo cizallamiento de D_2 y no tenga nada que ver con una fase posterior D_3 . Ejemplos del replegamiento de una fábrica milonítica durante el propio cizallamiento, con el resultado de pliegues con direcciones axiales subparalelas a la L_m , han sido citados por FLETCHER y BARTLEY (1994) en los "*metamorphic core complexes*" de California, proponiendo para su desarrollo una componente constrictiva local, perpendicular a la dirección de estiramiento regional.

En cualquier caso, tanto sobre la macroestructura de D_1 , como, principalmente sobre la zona de cizalla de D_2 , las estructuras de D_3 parecen concentrarse preferentemente en bandas de direcciones NO-SE a NNO-SSE. Es en estas bandas donde la S_3 es más penetrativa, correspondiendo a una esquistosidad de crenulación definida por la orientación de filosilicatos que individualizan *microlitos* de escala micro y mesoscópica donde se puede observar la S_1 y la S_0 . En el sinclinal de

Majaelrayo la S_3 presenta una dirección ONO-ESE a NNO-SSE y un buzamiento hacia el E ó NE generalmente no superior a los 30° ; en el anticlinorio de Galve de Sorbe- Valverde de los Arroyos presenta direcciones más norteadas y buzamientos también muy tendidos en el mismo sentido. En ambas zonas se identifica una lineación de intersección de S_3 sobre S_0 (L_3-o) paralela y con las mismas características de dispersión que los ejes B_3 (Fig. 3.4) En la zona de cizalla de Berzosa, la S_3 presenta una dirección más constante, (NNO-SSE) y mayor buzamiento ($50-70^\circ$) al E, es decir una geometría muy similar a la S_2 con la que se puede confundir a no ser que se observen las figuras de interferencia anteriormente señaladas. No obstante, como se ha explicado anteriormente, no se descarta que esta S_3 corresponda en realidad a una S_{2+1} inducida localmente por el cizallamiento continuo dentro de la zona de cizalla.

En resumen, la D_3 no modifica sustancialmente la macroestructura heredada de las fases anteriores introduciendo solamente un ligero plegamiento, de carácter parcial que, puntualmente, puede ser algo más intenso. A este respecto hay que decir que la reciente interpretación del sinclinal de Majaelrayo como una estructura de D_3 desarrollada sobre un gran flanco normal de D_1 (GONZALEZ LODEIRO 1988, MACAYA et al 1991, AZOR et al 1992) no parece muy adecuada a tenor de las descripciones realizadas en el presente capítulo. Los estudios petrográficos realizados sobre muestras recogidas en esta estructura y las observaciones de campo, revelan que la S_1 , de dirección submeridiana, subvertical y con disposición en abanico divergente hacia los niveles inferiores, es la esquistosidad primaria (de D_1) de esta estructura a la que se sobreimpone, localmente, una S_3 mucho más tumbada. La hipótesis de los autores mencionados requeriría la existencia de una S_1 penetrativa, con menor buzamiento que la S_0 en el flanco occidental del sinclinal y, en general, en todos los flancos occidentales de las estructuras menores asociadas. En la misma línea, tampoco parece muy adecuada la interpretación, por parte de los mismos autores, de la antiforma de El Cardoso como otra estructura de D_3 . Además de las razones argumentadas en el apartado correspondiente, es concluyente en contra de esta hipótesis la persistencia en dirección y buzamiento de la fábrica producida por la cizalla extensional (S_2) que no presenta ningún cierre periclinal ni está afectada por ningún pliegue de suficiente entidad que indique la existencia de una macroestructura de D_3 en el sentido propuesto por tales autores.

3.1.4. Plegamientos hercínicos tardíos

En el Sistema Central se suelen citar fases tardías que producen pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud. A una supuesta cuarta fase de deformación (F_4) se atribuyen pliegues de dirección aproximada N-S, y plano axial subvertical y ocasionalmente, una esquistosidad de crenulación grosera. En la zona de estudio no se han reconocido estructuras relacionadas en esta fase.

También se cita una quinta fase (F_5) cuya relación de temporalidad respecto a la anterior es dudosa, sin descartarse una cierta simultaneidad entre ambas e incluso un orden invertido, que genera pliegues de dirección aproximada E-O, también con planos axiales subverticales. A esta fase debe corresponder una esquistosidad de crenulación, que subvertical y transversa a las fábricas principales, aparece con relativa frecuencia en todo el ámbito de la hoja. Esta esquistosidad es plano axial de pliegues de morfología *chevron* o *kink* inversos que indican una compresión tardía N-S. Muy posiblemente se deba a esta fase los cambios de inmersión N-S observados en los ejes de los pliegues de D_1 y en la L_1-o de los sectores central y oriental de la zona de estudio de la hoja y que indicarían un plegamiento de los mismos según una dirección aproximada E-O.

En la parte más interna de la zona de cizalla se reconoce una deformación paralela a la anterior que produce pliegues laxos a escala cartográfica, algo más apretados a escala de afloramiento, con inmersiones medias (20-40°) hacia el NE, E o SE, y una esquistosidad de crenulación subvertical transversal a la S_c milonítica, apenas penetrativa. Esta deformación es la responsable de los alabeos en la traza cartográfica de los *detachments* de El Cervunal y de Montejo.

3.1.5. Deformaciones finihercínicas

En las zonas de más alto grado metamórfico del Sistema Central se encuentran, fundamentalmente dentro de los neises glandulares, estructuras nebulíticas (estictolitas en sentido estricto o croiciditas; WAARD, 1959) cuya geometría interna y planar y sus relaciones con la fábrica principal indican un movimiento de componente normal producido por una extensión N-S. Según CASQUET et al. (1988), estas estructuras son indicadoras de una etapa de extensión homogénea finihercínica en todo el ámbito del Sistema Central, cuyas macroestructuras más relevantes son aquellos accidentes extensionales que delimitan las zonas de alto grado metamórfico. Según estos autores el emplazamiento de los granitoides del sistema Central, con la excepción de los más tardíos de afinidad monzonítica, estaría controlado por esta etapa extensional.

DOBLAS (1989, 1991), DOBLAS et al (1988, 1994), CONCHA et al (1992) y LILLO et al (1992) proponen la existencia de una tectónica extensional finihercínica para todo el Sistema Central, a modo de "metamorphic core complexes" caracterizado principalmente por *detachments* de dirección E-O y fallas de transferencia de dirección N-S,

En la zona de estudio no se han encontrado estructuras relacionadas con estas fases extensionales según el sentido descrito por los autores mencionados, si bien es posible que dentro de la zona de cizalla de Berzosa se hayan producido reactivaciones finihercínicas o incluso más recientes, especialmente a favor de los *detachments* del Cervunal o de Montejo.

A continuación, y hasta cierto punto condicionada por la etapa anterior, se produjo una intensa fracturación que tradicionalmente se ha denominado fracturación tardihercínica en sentido amplio en la que CAPOTE et al (1987) reconocen dos etapas. La primera, denominada etapa "Malagón" se caracteriza por el emplazamiento de diques de pórfidos graníticos con direcciones predominantes E-O, que indican una extensión uniaxial según un eje N-S a NE-SO. En los estadios finales de esta etapa, todavía bajo un régimen de deformación de tipo dúctil, se producirían algunos desgarres que afectan a los diques de porfidos graníticos. En la presente hoja no existen diques de porfidos que pudieran servir de marcadores para esta fase. Sin embargo a ella debe corresponder la intensa fracturación transversal a las directrices principales, es decir en dirección aproximada E-O, que afecta fundamentalmente a las litologías más competentes y que es muy persistente en todo el ámbito de la hoja.

La segunda etapa o fracturación tardihercínica en sentido estricto, ha sido denominada por CAPOTE et al. (1987) "etapa Hiendelaencina" y se produjo en un régimen deformacional de tipo frágil durante el cual se generaron fundamentalmente deslizamientos y fallas normales con movimientos en dirección que se agrupan según las directrices principales N10-30° y N 70-90°, así como extensiones radiales, que favorecerían el máximo emplazamiento de diques de cuarzo y el desarrollo de procesos hidrotermales. Para esta etapa DE VICENTE et al. (1986) estiman una di-

rección de acortamiento horizontal constante entre N35° y N55° y a ella deben corresponder las abundantes fallas y fracturas que afectan a los materiales metamórficos de la zona de estudio con una dirección predominante NNE-SSO a NE-SO.

3.1.6. La formación de las cuencas pérmicas

Según SOPEÑA et al. (1988) el inicio de la formación de las cuencas pérmicas de la Península Ibérica se produjo en el contexto de una megacizalla dextral (ARTHAUD y MATTE, 1977, ZIEGLER, 1982) resultado de la rotación de la placa Ibérica entre las placas Euroamericana y Africana y que también debe explicar la anteriormente descrita etapa Hiendelaencina de fracturación tardihercínica. La megacizalla produjo un sistema principal de fallas de dirección NO-SE (y otro menor conjugado) cuyo movimiento sirvió para nuclear en zonas transtensionales, grandes espesores de depósitos continentales y rocas volcánicas asociadas que si bien no tienen registro en la hoja de Tamajón, si afloran en las hojas más próximas.

3.2. LA OROGENIA ALPINA

La formación de las cuencas pérmicas es la antesala del ciclo alpino al que en realidad pertenecen desde el punto de vista sedimentario y quizá también, geodinámico (DOBLAS et al, 1994). En la Península Ibérica se reconoce durante el ciclo alpino dos eventos extensionales principales, el *rifting* triásico y el *rifting* intramesozoico cuyo registro en la hoja de Tamajón es más de tipo estratigráfico o sedimentario que tectónico. Posteriormente a finales del Paleogeno y durante el Neogeno se produjo la compresión alpina en al menos dos etapas bien diferenciadas; la primera de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior es la responsable de la estructura principal de la Cordillera Ibérica, y su incidencia en la hoja de Tamajón es escasa; la segunda, intraaragonesa, provocó el levantamiento prácticamente definitivo del Sistema Central en cuyo margen meridional se sitúa esta hoja. Tras alguna reactivación tardía y puntual de origen compresivo, a finales del Mioceno se instala un régimen distensivo que posiblemente responda a un colapso que compense el engrosamiento vertical producido durante la compresión.

3.2.1. Los eventos extensionales triásico e intramesozoico

En toda la Península se reconoce un evento extensional triásico que se inició muy a finales del Pérmico o comienzos del Triásico con una etapa de estiramiento mecánico o *rifting* a la que sigue una etapa de subsidencia por relajación térmica. A la primera etapa corresponden los depósitos en facies Buntsandstein de la hoja de Tamajón, cuyo depósito de carácter *sinrift* estuvo controlado por el funcionamiento de las fallas de dirección NO-SE de origen tardihercínico, en este caso con componente normal, como respuesta a un estiramiento cortical transversal a esta dirección. A la segunda etapa corresponden los depósitos calcáreos y margosos del Lias sin representación en la presente hoja, pero sí en las más próximas.

Durante el Jurásico superior/Cretácico inferior se produjo una reactivación de la extensión con el depósito en zonas más internas de la cuenca de series *sinrift* sin representación en la presente hoja. La discordancia a base de la Fm. Utrillas marca el inicio de una sedimentación detrítico-carbonatada, extensiva respecto a las series del Cretácico inferior y sin apenas control tectónico.

co, que se corresponden a escala regional con la etapa de relajación térmica subsiguiente al *rifting*. No obstante ALONSO (1981), ALONSO y MAS (1982) y ALONSO et al, en prensa), citan la existencia de un cierto control tectónico durante el depósito del Cretácico superior en el sector oriental del Sistema Central y extremo NO de la Cordillera Ibérica, de tal forma que la distribución de sus facies y la forma de las cuencas estaría condicionada por dos directrices fundamentales N120-130° y N40-60°. La primera, parece que es la responsable de la paleogeografía de la cuenca, que en términos generales presenta facies más marginales, frecuentemente continentales o con influencia continental cuanto más al oeste, y marinas o con mayor influencia marina hacia el este. La segunda tuvo un cierto control en la sedimentación previa al Cenomaniense tardío, regulando las primeras transgresiones en el surco ibérico y determinando algunas altas estructurales como el de Ateca, aunque a partir del Turoniense su funcionamiento fue escaso.

3.2.2. La compresión alpina

A tenor de la homogeneidad de la facies Garum a uno y otro lado del Sistema Central es de suponer que el levantamiento de éste comenzara ya entrado el Paleógeno (finales del Eoceno, PORTERO y OLIVE, 1983; PORTERO y AZNAR, 1984) y continuara de forma progresiva durante el Oligoceno y Mioceno inferior, configurando poco a poco la individualización definitiva de la Cuenca del Tajo. En el tránsito Oligoceno-Mioceno es el margen oriental de esta cuenca el que se muestra más activo, produciéndose el cabalgamiento de la Sierra de Altomira y del margen SO de la Cordillera Ibérica sobre la misma en respuesta a un acortamiento regional en el sentido NE-SO a E-O.

Es durante el Aragoniense (etapa Guadarrama" DE VICENTE et al., 1991) cuando se produce la configuración prácticamente definitiva del Sistema Central en forma de "estructura levantada" o *uplift* cabalgante sobre las cuencas limitrofes, estructura que se ha explicado recientemente como un mega *pop-up* (BUTLER, 1982) intracratónico, emergente por encima de una superficie intracrustal de despegue, situada a unos 8 kms de profundidad que, procedente de las Cordilleras Béticas, transmitiría hacia el antepaís los esfuerzos derivados de la formación de esta última cadena (fig. 3.8) (BANKS y WARBURTON 1986; WARBURTON y ALVAREZ 1989).

Aproximándose a esta idea, pero perfilando detalles de la geología de superficie e integrando datos de paleoesfuerzos y gravimétricos, DE VICENTE et al., (1991, 1992 en prensa) han propuesto un modelo general para la evolución alpina del Sistema Central cuya representación en planta y perfil se recoge en las figuras 3.9 y 3.10. Las estructuras compresivas principales corresponden a cabalgamientos de dirección N45° a N80° cuyo movimiento diferencial está regulado por fallas de transferencia con direcciones N130° (desgarres dextrales) y N20° (desgarres sinistralas). Estos cabalgamientos enraizarían en una superficie intracrustal de despegue que, con un perfil escalonado, estaría localizada a unos 9 km de profundidad en el sector septentrional de la cadena y a unos 16 km en el sector meridional. Los pliegues que dibuja la cobertera mesozoica y, en su ausencia, el techo del basamento se interpretan en su mayoría como "pliegues de propagación" (*fault propagation folds* de SUPPE 1985; JAMISON 1987) ya que se producen en el frente de una falla inversa o cabalgamiento, simultáneamente y como consecuencia de su desarrollo. Los autores mencionados deducen una dirección de acortamiento máximo en torno a los N150°.

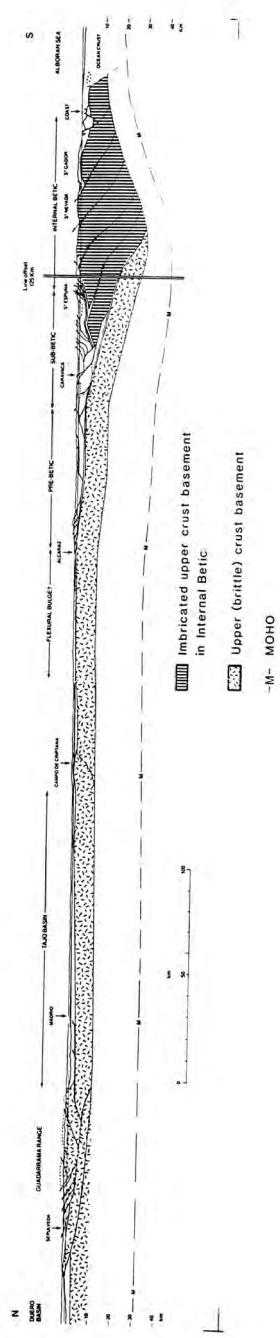
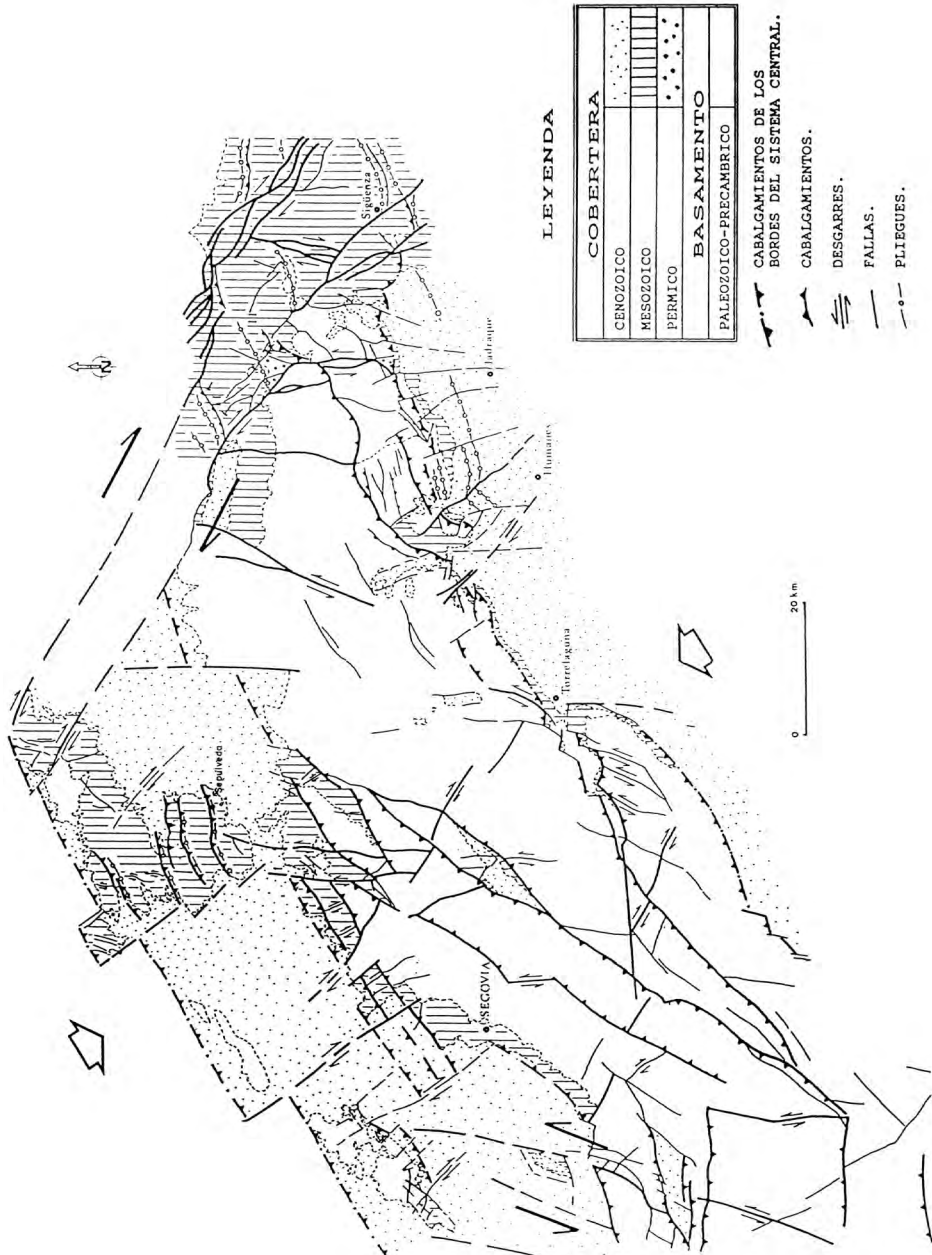


Figura 3.8. Corte esquemático a escala cortical de los sectores central y meridional de la Península Ibérica, que interpreta la estructura del Sistema Central por primera vez como un “pop up” cabalgante sobre las cuencas limitrofes. (Según Banks y Warburton 1991).



LEYENDA

COBERTERA	
CENOZOICO	[Dotted pattern]
MESOZOICO	[Vertical line pattern]
PERMICO	[Stippled pattern]
BASAMENTO	
PALEOZOICO-PRECAMBRICO	[Horizontal line pattern]

- CABALGAMIENTOS DE LOS BORDES DEL SISTEMA CENTRAL.
- CABALGAMIENTOS.
- DESGARRES.
- FALLAS.
- PLIEGUES.

Figura 3.9. Esquema en planta de la deformación alpina del Sistema Central (Según De Vicente y González Casado, 1991).

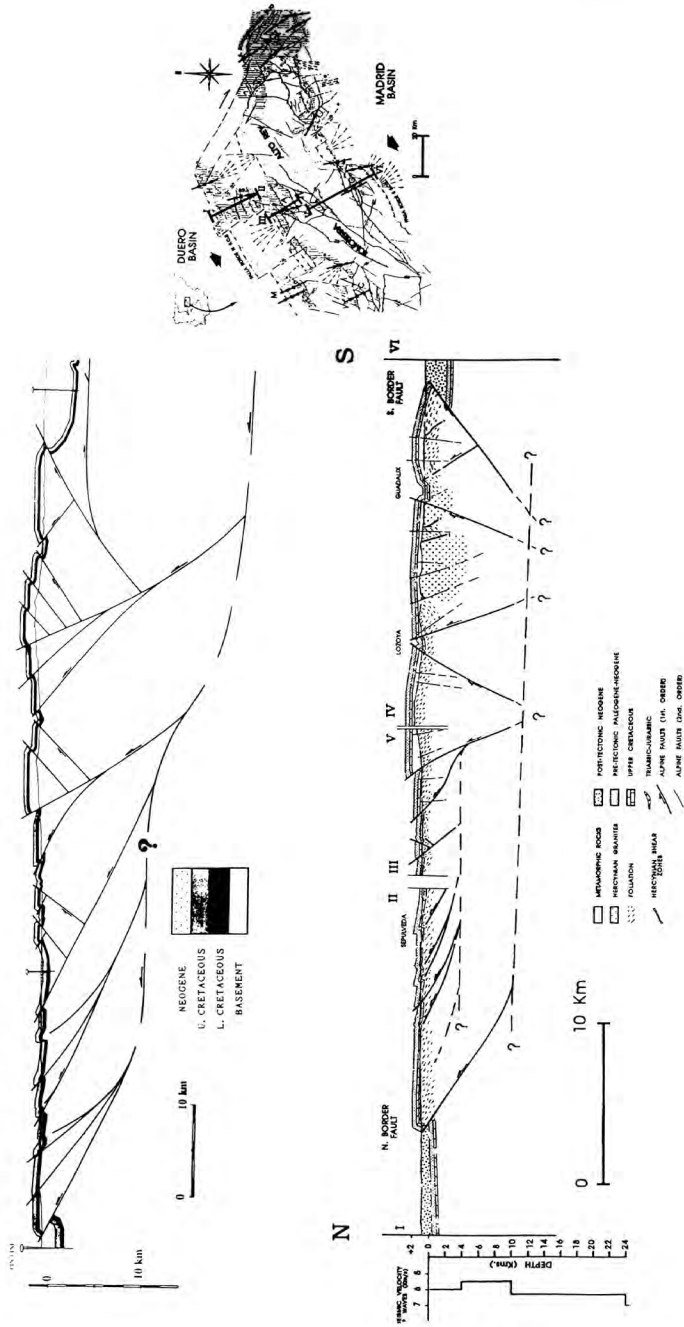


Figura 3.10. Cortes interpretativos de la estructura alpina del Sistema Central según De Vicente et al. (1992) arriba y De Vicente et al. (en prensa), abajo.

El perfil escalonado de la superficie intracrustal de despegue podría justificar la asimetría de la cadena, cuya vertiente septentrional es más escalonada, con presencia de numerosos cabalgamientos de bajo o medio ángulo y un cabalgamiento frontal con menor salto que en la vertiente meridional; en ésta existen menos cabalgamientos, pero con mayor ángulo de buzamiento, permitiendo una imbricación rápida sobre la Cuenca del Tajo. Esta asimetría se pone también de manifiesto en la morfología actual de la cadena cuya zona axial, más elevada, está claramente desplazada hacia el margen meridional.

Las estructuras alpinas existentes en la hoja de Tamajón se inscriben en el contexto de la evolución intraragoniense del margen meridional del Sistema Central. Esta zona ha sido estudiada por SANCHEZ SERRANO (1991) y SANCHEZ SERRANO et al (1993a y b) mediante el análisis dinámico de fallas y la construcción de cortes compensados en transversales muy próximos a la del sector SE de la hoja. En estos cortes (Fig. 3.11) los mencionados autores proponen un sistema principal de cabalgamientos con vergencia al sur enraizados en una superficie principal de despegue, situada a unos 5 km de profundidad, cuyo movimiento está compensado por cabalgamientos de menos importancia con vergencia opuesta (retrocabalgamientos). Dos de estas estructuras están representadas en la hoja, el cabalgamiento de Alminuete con vergencia al sur, y la falla que discurre paralela a la carretera que une esta localidad con Tamajón cuya prolongación hacia el este fuera de la hoja muestra un claro desplazamiento inverso hacia el NO. Los autores mencionados estiman que el acortamiento general en la zona oscila en torno al 17-19%.

3.2.3. La distensión finiterciaria

Después de algunas reactivaciones compresivas tardías y locales, a finales del Terciario se instala un régimen distensivo consecuencia de una extensión uniaxial (Fig. 3.12), aproximadamente transversal del eje del Sistema Central (DE VICENTE 1991, 1992, en prensa), que produce en ambas márgenes un sistema de fallas subparalelo al mencionado eje, con disposición en graderío y movimiento normal hacia las respectivas cuencas.

En la hoja de Tamajón, se observan fallas de este tipo en el margen meridional de los afloramientos metamórficos, algunas de ellas sobreimpuestas a fracturas tardihercínicas, controlando la localización de los términos apicales de los abanicos finimiocenos.

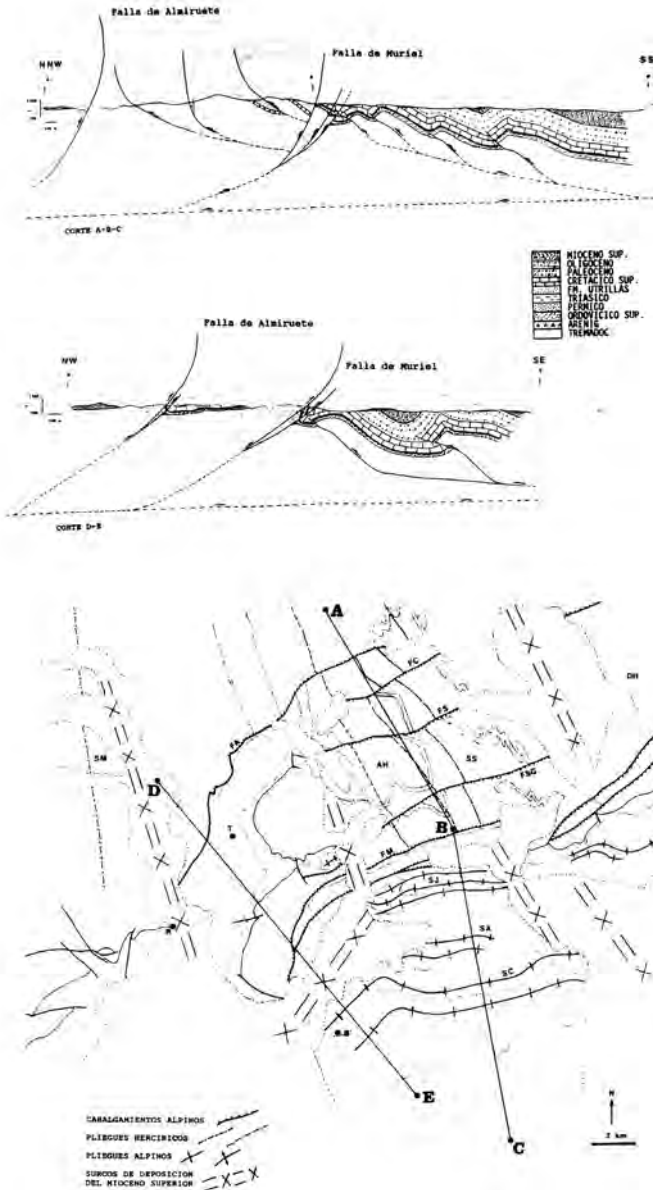


Figura 3.11. Cortes geológicos compensados y esquema tectónico del borde sur del Sistema Central en las proximidades de Tamajón, según Sánchez Serrano et al., 1993. SM: Sinclinal de Majaalrayo. AH: Anticlinorio de La Huerce. SS: Sinclinatorio de Semillas. DH: Domo de Hiendelaencina. FA: Falla de Almiruete. FM: Falla de Muriel. SJ: Sinclinal de Júcar. SA: Sinclinal de Arbancón. SC: Sinclinal de Cogolludo. T: Tamajón. R: Retienda. B: Beleña de Sorbe.

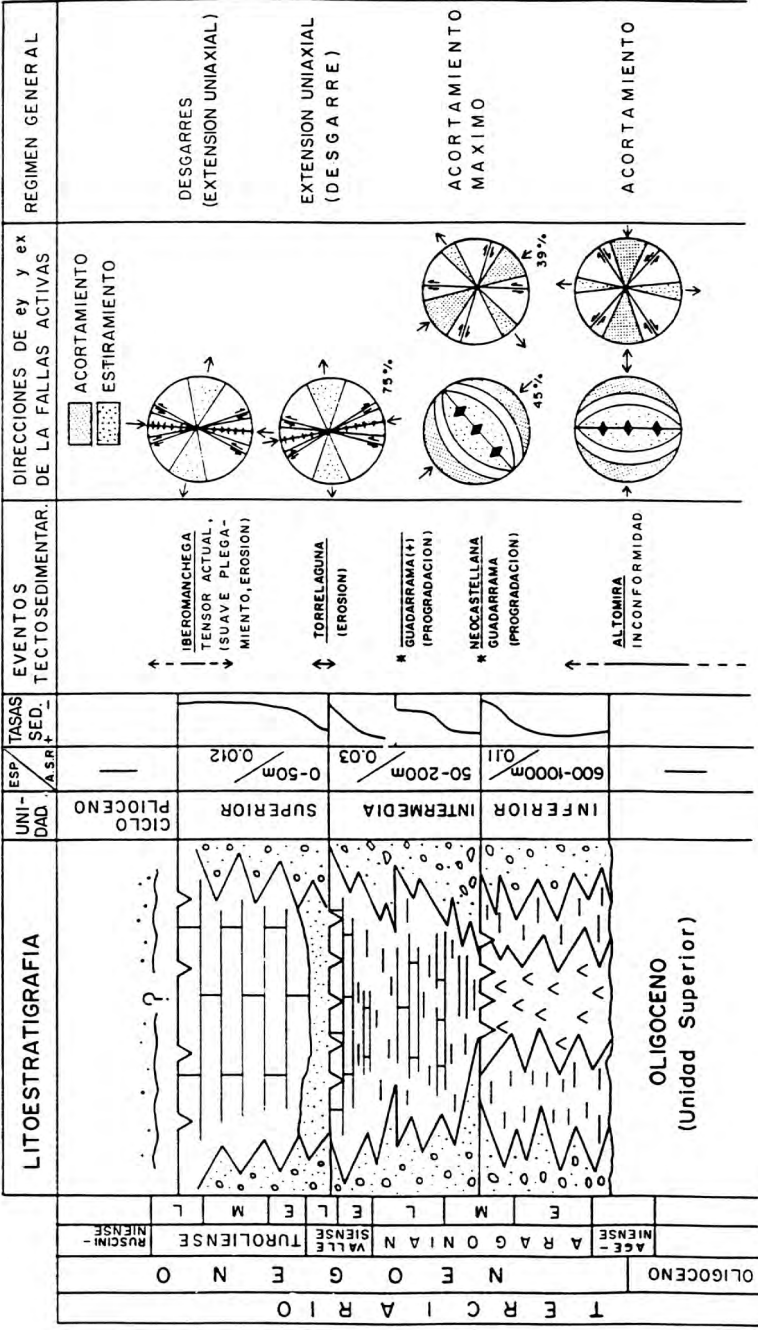


Figura 3.12. Cuadro de correlación entre unidades tectosedimentarias y campos de esfuerzo en la cuenca de Madrid durante el Neógeno (según Calvo et al., 1991).

4. GEOMORFOLOGIA

4.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja, a escala 1:50.000 de Tamajón se localiza en el sector oriental del sistema Central, concretamente en el sector de Somosierra y las estribaciones meridionales del Macizo de Ayllón. Tres son las provincias que forman parte de esta hoja : Madrid, Guadalajara y Segovia. La primera en el sector oeste, la segunda ocupa el sector central y oriental y la tercera aparece, con muy poca representación en la esquina noroccidental. Desde el punto de vista administrativo pertenece por tanto a las Comunidades de Castilla-León, Castilla La Mancha y Madrid.

Morfoestructuralmente se pueden reconocer tres dominios bien diferenciados:

- Relieves precámbricos y paleozoicos del Macizo de Ayllón. Ocupan gran parte de la superficie de la hoja.
- Relieves cretácicos de la mesa de Almiruete, al SE de la hoja, orlando la vertiente meridional del Sistema Central.
- Relieves suaves de tipo mesetario, constituidos por los sedimentos terciarios. Aparecen el cuadrante SE.

La hoja tiene en general un relieve muy accidentado ofreciendo grandes contrastes altimétricos, la altura media está alrededor de los 1.000m con algunas cotas que destacan como los picos de Cerrón (2.199 m), Ocejón (2.048 m), Campo (1.921 m) y Peña de la Cabra (1.834 m). Las mínimas alturas se localizan en el extremo sur de la hoja en las proximidades del Embalse del Vado, donde descienden hasta casi los 900 m.

La red de drenaje pertenece casi en su totalidad a la Cuenca del Tajo y se ordena en torno a dos importantes tributarios: El Sorbe y el Jarama. Este último se embalsa al sur de la hoja, en el Embalse del Vado; el segundo también lo hace en el Embalse Pozo de los Ramos, de menores dimensiones que el anterior. La esquina NO de la hoja pertenece ya a la Cuenca Hidrográfica del Duero sin que por ello discorra ningún curso de agua potable. Tanto la red principal como la secundaria denotan un importante control estructural por la presencia de trazados muy rectilíneos según las direcciones dominantes.

Desde el punto de vista climático, el área pertenece al Dominio Mediterráneo Templado con influencia continental. Hay que añadir que debido a las elevadas alturas, en los sectores más destacados geográficamente se manifiestan características particulares del clima de alta montaña con importantes precipitaciones sólidas en la estación fría. Independientemente de este hecho, la temperatura media anual es de 12°C con máximas absolutas de 39-40°C y mínimas de -15°C. En cuanto a las precipitaciones, la zona se sitúa entre las isoyetas de 500 y 900 mm, localizándose las más altas en el sector más montañoso. Los núcleos de población son escasos y pequeños destacando entre todos ellos Tamajón, El Cardoso y La Puebla de la Sierra. La densidad de población es muy baja y se concentra en estos pequeños núcleos rurales dedicados a la ganadería y a la agricultura de carácter familiar.

Por otra parte, la red de comunicaciones es bastante limitada. Se caracteriza por estrechas carreteras asfaltadas y algunos caminos carreteros, no siempre en buen estado. El acceso a la totalidad de la superficie de la hoja, no es siempre fácil.

Finalmente se debe señalar la gran belleza paisajística de este sector en el que existe el espacio natural conocido como Hayedo de Montejo, que junto con el de la Tejera Negra, en la vecina hoja de Riaza, son los más meridionales de la Península Ibérica.

4.2. ANTECEDENTES

La bibliografía existente sobre este sector, relacionada con los aspectos geomorfológicos, es abundante pero mayoritariamente de carácter regional, tanto si se trata de borde meridional de la Cuenca del Duero o del Sistema Central.

Por lo que al macizo cristalino se refiere, los principales trabajos son los que están relacionados con las grandes superficies de erosión. el primer reconocimiento de la existencia de superficies en la Meseta se debe a FISCHER (1984), SCHMIEDER (1915) y STILKEL (1929), sin embargo los trabajos más importantes se deben a SCHWENZNER (1936) y SOLE (1952). Con posterioridad, aparece una serie de autores que realizan algunas aportaciones al tema, entre los que hay que mencionar a PEDRAZA, (1973), GARZON (1980), CABRA (1981), CENTENO (1982, 1986) y FERNANDEZ (1987).

La realización por el I.T.G.E. de las hojas geológicas del Plan MAGNA, próximas a la de Tamajón, ha sido de gran utilidad por aportar numerosos datos de carácter geomorfológico, al llevar como complemento un mapa dirigido a estos aspectos. Entre las hojas realizadas hay que destacar la de Maderuelo.

Por lo que se refiere al borde meridional de la Cuenca del Duero, los depósitos de la "Raña" son los que concentran mayor atención. A ella se refieren los trabajos de ORDOÑEZ et al (1976), PEREZ GONZALEZ y GALLARDO (1987), I.T.G.E. (1990) y otros más.

Finalmente, teniendo en cuenta la presencia de un circo glaciar "El Glaciar de la Pinilla" dentro de la hoja, no se pueden olvidar los autores que se han ocupado de este tema en zonas próximas como son OBERMAIER y CARANDEL (1917), PEDRAZA (1980 y 1982), SANZ HERRAIZ (1977) y CENTENO (1983).

4.3. ANALISIS MORFOLOGICO

El relieve de la hoja de Tamajón es la consecuencia directa de la actuación de los procesos externos sobre un sustrato con determinadas características litológicas y estructurales. Por tanto, el análisis morfológico tendrá en cuenta, por un lado, la disposición estructural de los materiales (geomorfología estática) y, por otro, los procesos externos que han actuado sobre dichos materiales, dejando su huella en el terreno.

4.3.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural, son tres los dominios que conforman el relieve de la hoja y son :

- Sistema Central, representado por el sector meridional del Macizo o Sierra de Ayllón que ocupa gran parte de la superficie de la hoja, principalmente en sectores septentrionales y suroccidental.
- Mesa de Almiruete, situada en el sector suroccidental de la hoja. Está constituida en su mayoría por materiales mesozoicos. El relieve resultante es una amplia mesa que contrasta claramente con los relieves metamórficos dominantes.
- Cuenca del Tajo : en el cuadrante sureste de la hoja, donde aparece bordeando la sierra de Ayllón. Está constituida por afloramientos dispersos de materiales detríticos de edad terciaria, coronados por las facies conglomeráticas de la "Raña".

El primer dominio, mayoritario dentro de la hoja, es conocido según algunos autores que han estudiado el sistema Central (CAPOTE et al., 1982) como el sector más oriental del mismo o como complejo Somosierra - Ayllón. Este complejo se sitúa al E de la falla de Berzosa y se caracteriza por un predominio de las series ordovícicas y posteriores, un metamorfismo de bajo grado y la ausencia de cuerpos plutónicos tardíos. La tectónica es polifásica, reconociéndose varias direcciones de plegamiento.

Este conjunto que constituye el zócalo antiguo, donde la diversidad de materiales y direcciones estructurales es la principal característica, las formas estructurales se difuminan a nivel cartográfico y el resultado es un conjunto elevado, muy incidido por la red de drenaje, donde las divisorias son muy acusadas y los valles muy profundos. En el mapa se han señalado los principales resaltes que dan algunas capas competentes como sucede con la cuarcita armonicana. También se han señalado las crestas, por lo general con escarpes de más de cien metros a ambos lados. Por otra parte en el sector de los relieves cretácicos de la mesa del Almiruete es donde la morfología horizontal ofrece sus mejores ejemplos : escarpes estructurales, replanos y cuestras. En otros puntos del mapa se reconocen además resaltes de capas duras y cerros cónicos. En los materiales terciarios se han cartografiado algunos replanos estructurales.

Por último, la observación de la red de drenaje induce a pensar en el importante control estructural en el instalación y encajamiento de la misma puesto que se reconocen tramos muy rectilíneos, en determinadas direcciones, y cambios bruscos en los perfiles longitudinales (Figura 4.1). Como se observa las principales direcciones son N-S y NO-SE, coincidentes con las principales estructuras. Son las que adoptan los principales cauces y los tramos de mayor recorrido. También se observan grupos de direcciones E-O, NE-SO.

La morfología de la red de drenaje es del tipo detrítico, subtipo angular, de densidad media - alta. Este tipo de redes es característico de zonas muy homogéneas, la influencia de la fracturación y de la estructura. En este sentido aunque hay una gran variedad litológica, la intensa fracturación y los procesos de metamorfismo, han conferido al conjunto una cierta homogeneidad.

4.3.2. Estudio del modelado

A continuación se describen el conjunto de formas tanto erosivas como sedimentarias que aparecen en la hoja como consecuencia de la actuación de los procesos externos sobre el sustrato existente.

4.3.2.1. *Formas fluviales*

Dentro de las formas fluviales de carácter sedimentario sólo se han diferenciado *fondos de valle* y *terrazas*. Los primeros ofrecen formas estrechas, alargadas y serpenteantes, aunque a veces pueden ser bastante rectilíneas. No destaca ninguna en particular pues son todas de las mismas dimensiones, llegando pocas veces a superar los 100 m de ancho. Dada la naturaleza del área madre, los depósitos son de carácter silíceo con gravas y arenas de cuarzo y cuarcita.

Las terrazas también tienen una escasa representación. Las que aparecen pertenecen todas al alto Jarama y se han reconocido hasta tres niveles a +5-7 m, +12-15 m y +20 m. Son afloramientos de muy pequeño tamaño y con escarpes bien conservados. La naturaleza, al igual que en los fondos de valle, es mayoritariamente silícea.

Las formas erosivas son mucho más abandonadas puesto que se trata de una zona de relieves abruptos con grandes interfluvios y altas zonas de montaña. La red de incisión es muy densa y entre barranco y barranco deja unas divisorias muy acusadas en forma de aristas, como se observa en casi todo el Macizo de Ayllón. El encajamiento fluvial también da lugar a hoces y cañones como sucede con todo el alto Jarama y gran parte del río Sorbe, en el sector más oriental. También en los sedimentos terciarios del cuadrante SE de la hoja se reconocen formas erosivas de carácter fluvial, pero en este caso se trata de *escarpes*, *arroyada difusa*, *cárcavas* y *cabeceras de cárcavas*.

4.3.2.2. *Formas de gravedad*

Están representadas por coluviones canchales y deslizamientos.

Los *coluviones* son abundantes y aparecen tanto al pie de las laderas como a alturas intermedias, dando bandas paralelas a los cauces u orlando algunas cabeceras. Alternan con los *canchales* de los que se diferencian por un mayor o menor porcentaje de finos. Los canchales ofrecen clastos de mayor tamaño, a veces de orden métrico, y aunque la matriz es bastante escasa, siempre contienen algunos finos. Algunos son de gran tamaño. La naturaleza, tanto de unos como de otros, depende exclusivamente de la litología del sustrato, por lo que hay un predominio de fragmentos de rocas metamórficas. Los mejores ejemplos se localizan en los cuadrantes NE y SO.

Los *deslizamientos* aparecen de forma dispersa y escasa en el cuadrante NO. Son de muy pequeño tamaño pero aparecen con una morfología bastante clara en la que se diferencia perfectamente la cicatriz de despegue y la masa deslizada. Son de carácter mixto entre rotacionales y solifluidales.

4.3.2.3. *Formas kársticas*

Se desarrollan exclusivamente sobre los materiales calcáreos de la mesa de Almiruete por medio de una serie de dolinas de pequeño y mediano tamaño y un lapiaz poco desarrollado. La naturaleza calcárea de los sedimentos, la existencia de una superficie casi llana y la fracturación, contribuyen a la formación de estos procesos.

4.3.2.4. *Formas poligénicas*

Se consideran formas poligénicas, todas aquellas que necesitan dos o más procesos para su formación. En la hoja de Tamajón, se han diferenciado : superficies, Raña y glacis.

En relación a las superficies, el Sistema Central ha sido objeto de numerosos estudios por parte de algunos autores, pero entre los más interesantes hay que destacar los de SCHWENZNER (1936) en los que reconoce cuatro niveles de aplanamiento correspondientes a otros tantos episodios de arrasamiento. Son una "Superficie de Cumbres" y tres "Superficies de la Meseta", la primera post oligoceno y pre-tortonense, la segunda finimocena y dos pliocenas.

Años más tarde, SOLE (1952) se inclina más por un arrasamiento total con diferentes fases de desnivelación posteriores. PEDRAZA (1973) vuelve al modelo de SCHWENZNER, pero destaca los movimientos desniveladores como responsables últimos de la morfoestructura en bloques. Existen también otros trabajos como los de GARZON (1980) y FERNANDEZ GARCIA (1987) que defienden que las superficies más bajas o rampas también conocidas como "Superficies de tipo pediment", serían el resultado de un proceso exhumatorio de las antiguas superficies, enterradas por los sedimentos terciarios. Lo que si se mantiene, en uno u otro caso, que se trata, regionalmente, de un relieve de superficies escalonadas hacia la cuenca.

En la hoja de Tamajón, sobre el Sistema Central, se reconocen dos superficies: la Superficie de Cumbres y la Superficie de la Paramera. La primera se limita a unos pequeños retazos en el cuadrante NE, situados por encima de los 1.900 m, en la Sierra del Robledal. La segunda, o Superficie de la Paramera, también tiene pequeño desarrollo y puede observarse en el cuadrante SO, en el sector de Peña de la Cabra, con una cota aproximada de 1.800 m. Aunque debido al escaso desarrollo de estas superficies en la hoja, no es fácil definir sus características, la literatura existente al respecto señala que además de la cota, las principales diferencias entre una y otra, son de carácter edafológico predominando, en la Paramera, los suelos de tierra pardo subhúmeda y *xero-ranquers*. Se presenta, además, como rellanos escalonados o como superficies aplanadas en retazos. En general se desarrollan sobre la culminación de las alineaciones secundarias.

Existe una tercera superficie que, aunque no se desarrolla en la hoja de Tamajón, sí lo hace en la cercana de Sepúlveda y muy próxima al límite con ésta. Es la conocida como Rampa o *superficie de tipo pediment* que desciende en forma de glacis erosivos desde aproximadamente los 1.300 m hasta los 1.100 m. La característica principal de esta superficie es su morfología en orla, alrededor del Sistema Central, ofreciendo un mayor o menor desarrollo en longitud según los diferentes sectores. Aunque se trata de un plano inclinado, con cierta concavidad en el sector más próximo al relieve, en detalle es bastante irregular debido a la incisión de los arroyos y a la presencia de pequeños relieves de tipo "inselberg".

Otra de las formas importantes incluidas en este grupo es la Raña. Procedente del sector más oriental de Somosierra y de la Sierra o Macizo de Ayllón, en la hoja de Tamajón sólo está representada por pequeños retazos sin entidad cartográfica dispersos a lo largo de su límite meridional. Por las características que presenta, no sólo aquí, sino en las vecinas hojas de Riaza y Sepúlveda se trata de un sistema deposicional algo más complejo de lo que a primera vista puede parecer. En la hoja de Sepúlveda (NO) se ha observado un pequeño escalonamiento en los depósitos lo que permite considerar más de un episodio en su formación. Esta circunstancia ya ha sido puesta de manifiesto en otros sectores de la Cuenca del Duero, como en la Sierra de Honrubia-Pradales (ORDOÑEZ, et al, 1976, I.T.G.E., 1987), también en la Cuenca del Tajo (PEREZ GONZALEZ y GALLARDO, 1987) y en particular en la vertiente meridional del Sistema Central, al sur de Tamajón, en la hoja de Valdepeñas de la Sierra, nº 485 (I.T.G.E., 1990), aunque en estos casos los criterios de separación de los dos episodios, además de geomorfológicos son composicionales, concretamente basados en la fracción pesada.

Este planteamiento pone de manifiesto la problemática datación de estos depósitos dentro del área estudiada. Por una parte autores como PEREZ GONZALEZ y GALLARDO (1987) e I.T.G.E. (1990) consideran que la Raña, al sur de Somosierra y Ayllón es un piedemonte escalonado que se instala en el Villafranquiense medio, por lo que su edad estaría comprendida entre los 2,5 y 1,8 m.a. Lo cierto es que el carácter azoico de estos sedimentos dificulta la datación, razón por la cual hay que recurrir a criterios geomorfológicos para situarlos en el tiempo, al menos de una manera relativa. Según MOLINA et al (1986), la base de la segunda etapa se situaría entre el Plioceno y Pleistoceno y, a partir de estos depósitos, se desarrollaría y encajaría la red fluvial. Para MARTIN SERRANO (1991) la Raña constituiría "el final de un episodio y/o el comienzo de otro, es decir una articulación sin rupturas de ambos" representando los primeros piedemontes con expresión morfológica y que ocasionalmente coincidiría con el techo de las "series ocre" del sector septentrional de la Cuenca del Duero. Esta hipótesis, con la que los autores de este trabajo manifiestan su coincidencia, supone una diacronía en los depósitos de la Raña de unos bordes a otros de las cuencas.

Por último, dentro de las formas poligénicas, hay que tener en cuenta los glaciares. En esta hoja se han diferenciado dos tipos: de cobertera y erosivos. Tanto unos como otros están íntimamente relacionados con la evolución y encajamiento de la red fluvial en la vertiente norte de la Cuenca del Tajo. Los glaciares con depósito están bien representados en el límite suroeste de la hoja, en la vertiente occidental de la Peña de las Cabras. Están constituidos por un conjunto de bloques, gravas y cantos de cuarcita, neises, cuarzos, etc., con una matriz arcilloso - arenosa roja, muy similar a la de la Raña. Los glaciares erosivos, aparecen con cierto desarrollo, relacionados con la cuenca del arroyo de los Parameros, afluente del Jarama y en la que dan lugar a un aplanamiento generalizado entre los 1.900 y 1.200 m. Sobre estas pequeñas planicies se sitúan las localidades de Majaelrayo, Robleluengo, Campillo de Ranas y Espinar.

4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se describen a continuación todos aquellos depósitos recientes, consolidados o no, relacionados con las formas del relieve y con la evolución geomorfológica del paisaje que se observa en la actualidad. Estos depósitos se denominan formaciones superficiales y la principal característica que deben ofrecer es su cartografiabilidad a la escala de trabajo y estar definidas por una serie de atributos como geometría, litología, textura, potencia, tamaño, génesis y, en algunos casos, cronología.

Dentro del conjunto de las formaciones superficiales, destacan por su tamaño y desarrollo regional (aunque sin representación cartográfica en la presente hoja) los depósitos de la Raña, de carácter poligénico. Estos depósitos aparecen discordantes sobre el Terciario y con carácter retráctil respecto a éste. Están constituidos por cantos y gravas de naturaleza cuarcítica (cuarcita y cuarzo) mayoritariamente y, en menor proporción, por pizarras, esquistos, paraneises y ortoneises dentro de una matriz arenoso-arcilloso roja. La potencia está comprendida entre 1 y 10 m aumentando de la zona distal a la apical. Desde el punto de vista sedimentológico la Raña corresponde a depósitos de abanicos aluviales que conforman un importante aparato sedimentario con distintos ápices, aunque este hecho no se haga muy visible en la hoja de Tamajón. Morfológicamente da lugar a extensas plataformas que constituyen el piedemonte principal de la vertiente norte y sur del Sistema Central. La Raña desarrolla, a techo, un suelo rojo muy evolucionado, conocido como planosuelo cuyas características han sido descritas por diversos auto-

res, en diferentes lugares. En Riaza se caracteriza por un horizonte arcilloso rojo, que se destaca por una intensa segregación de hierro a favor de la bandas. En el contacto del horizonte arcilloso con los cantos se producen procesos de hidromorfismo quedan lugar a manchas de color gris verdoso. Es lo que se conoce como procesos de pseudogleización.

Los glacis tienen una litología muy similar a la de la Raña, pues el área madre es exactamente la misma, pero la textura es algo más fina y la potencia menor aproximadamente entre 2 y 4 m. Desarrollan a techo un suelo rojo, menos evolucionado que el de la Raña.

En cuanto a la formaciones superficiales de carácter fluvial sólo están representadas por los *fondos de valle* y *las terrazas*. Los primeros son de escaso desarrollo, destacando los del río Sorbe y algunos arroyos como el de los Parameros. En general están constituidos por cantos y gravas de naturaleza cuarcítica mayoritariamente. Algunos valles del sector sureste, pueden incluir además en sus depósitos, cantos de calizas y dolomías procedentes del Mesozoico de Almiruete. La matriz de estos depósitos es de color pardo o pardo rojizo. A veces presenta un pequeño suelo de vega, a techo, poco desarrollado. En cuanto a la potencia, no superan los 4 o 5 m. Se les asigna una edad Holocena.

Las terrazas son de litología y textura muy similar, aunque la potencia es sus depósitos es menor, no superando los 2,5 - 3 m. Su edad es Pleistoceno.

Dentro de las formaciones superficiales de gravedad destacan los *coluviones*. Son también muy escasos dentro del ámbito de la hoja y según su litología se pueden diferenciar:

- Los derivados de materiales metamórficos e ígneos pertenecientes al Macizo Ibérico.
- Los derivados de las calizas, margas y dolomías del Mesozoico que aparece al este de la hoja.

Se trata normalmente de medianos afloramientos que se disponen al pie de algunos valles dando bandas paralelas a los cauces. Sus depósitos aparecen con frecuencia interdentándose con los depósitos aluviales. La potencia es variable, oscilando entre 2 y 5 m. En muchos puntos del sector central de la hoja estos depósitos de gravedad carecen de elementos finos dando lugar a canchales.

Las formaciones superficiales de origen kárstico son muy escasas y se limitan a las arcillas de descalcificación que rellenan el fondo de algunas dolinas, sobre los materiales mesozoicos de la mesa de Almiruete.

4.5. EVOLUCION GEOMORFOLOGICA

La evolución geomorfológica de una pequeña porción del territorio no puede considerarse de forma aislada sino integrada en un contexto regional más amplio. Por tanto la evolución del relieve de la hoja de Tamajón tiene que estar integrada dentro de la historia geomorfológica del Sistema Central.

La hoja de Tamajón se sitúa concretamente en la zona más nororiental del Sistema Central ocupando parte de Somosierra y del Macizo de Ayllón. Existen también relieves mesozoicos, al su-

reste, pertenecientes a la Cordillera Ibérica y, al norte, terciarios detríticos de la Cuenca del Tajo. El relieve de la hoja es consecuencia de una tectónica alpina de cabalgamientos que involucran el zócalo y un posterior reajuste distensivo.

Uno de los rasgos geomorfológicos que permite deducir algunos aspectos de esta evolución son las superficies de aplanamiento, en las que se han interesado numerosos autores. Los primeros en reconocerlas fueron FISCHER (1894), SCHMIEDER (1915), y otros, pero la visión más interesante es la manifestada por SCHWENZNER en 1936. Este autor se basa en el modelo de PENK (1872) conocido como "la escalera de piedemonte" y diferencia cuatro niveles de aplanamiento que corresponden a otros tantos episodios de arrasamiento: una superficie de cumbres (postoligoceno y pre-tortoniano) y tres "superficies de meseta" encajadas sucesivamente, una finimiocena y dos pliocenas.

Posteriormente SOLE (1952) se inclina más por el modelo de DAVIS (1899) según el cual el relieve actual sería el resultado de la desnivelación sucesiva de una superficie o penillanura fundamental.

Apoyándose en ambas teorías, así como en las aportaciones de otros autores PEDRAZA (1973) regresa al modelo de PENK (1972) pero destaca que los movimientos desniveladores son los responsables, en último término de la morfoestructura en bloques. Según PEDRAZA (op cit.), la "penillanura fundamental" sería una penillanura poligénica y heterócrona, lo que se manifiesta en la "superficie de cumbres" y en la "superficie de la Paramera" (M_3). Esta desnivelación tendría lugar con los primeros movimientos alpinos. A continuación se producirían dos episodios de pedimentación, uno en condiciones de sábana húmeda y el más reciente en condiciones semiáridas y que darían como resultado las superficies M_2 y M_1 , ésta última relacionada con los depósitos de Tamajón y asociados.

Existen otros modelos evolutivos como el de GARZON (1980), defendido también por FERNANDEZ GARCIA (1987) y que establecen como superficie fundamental la finicretácica que por desnivelaciones posteriores quedarían ocupando el lugar de la superficie de Cumbres y el de la Paramera y las Rampas o superficies de pediment serían el resultado de un proceso de exhumación de la antigua superficie finicretácica. El principal problema que se presenta, en este caso, es la conciliación en la zona de los procesos de pedimentación con los de exhumación.

En cualquier caso la evolución geomorfológica general consiste en un escalonamiento del relieve hacia las cuencas debido a una serie de arrasamientos sucesivos a los que hay que añadir una tectónica de fragmentación en bloques. A este sistema de superficies escalonadas se superponen una serie de rasgos de diversa génesis que tienen su actuación durante el Cuaternario con un carácter predominantemente erosivo. La acción fluvial es la que marca en la mayoría de los casos esta evolución, estando muy controlada por la red de fracturas. La erosión fluvial degrada las superficies y da lugar a formas lineales como consecuencia del encajamiento.

En la cuenca terciaria, los principales procesos son también de carácter fluvial y a partir de los depósitos de Raña, tiene lugar el encajamiento de la red fluvial. Otros procesos como los de gravedad y kársticos son bastante escasos y no producen modificaciones sustanciales en el relieve a excepción de un delgado tapiz de derrubios sobre los materiales metamórficos.

4.6. PROCESOS ACTIVOS

Los principales procesos activos existentes en la hoja de Tamajón, son de carácter erosivo y concretamente de origen fluvial. Existe una densa red de incisión controlada mayoritariamente por la red de fracturas, en algunos de cuyas cabeceras se descubre una acción remontante de gran envergadura. En la cuenca, esta acción erosiva fluvial da lugar en algunas vertientes a barrancos y cárcavas de diferentes dimensiones.

Por lo que se refiere a los procesos de ladera, ofrecen bastante importancia pero sólo se pueden mencionar como activas algunas zonas de canchales. Tampoco se descarta la posibilidad de una cierta actividad en el karst, instalado sobre la mesa de Almiruete. De cualquier manera todos estos procesos no se presentan de forma severa, ni siquiera en las zonas de cárcavas.

5. HISTORIA GEOLOGICA

El conjunto de los materiales aflorantes en la hoja de Tamajón refleja la existencia de una prolongada historia geológica, cuyo origen puede remontarse al Precámbrico superior y que está condicionada por dos acontecimientos fundamentales: las orogenias hercínica y alpina. No obstante, dicha historia resulta bastante incompleta debido a las importantes lagunas que se localizan en la columna estratigráfica y que comprenden el Paleozoico terminal y buena parte del Mesozoico, y Terciario. Por ello, para su reconstrucción es preciso recurrir a datos de carácter regional, tanto del Sistema Central, como de sus cuencas adyacentes del Duero y del Tajo. Algunos aspectos importantes a considerar en la historia geológica de la región son los siguientes: cronología e interpretación de los materiales preordovícicos y entre éstos, la edad y naturaleza de las intercalaciones de los diferentes tipos de neises (glandulares, bandeados biotíticos, hercínicos); relación entre las fases de deformación y metamorfismo hercínico, especialmente en lo concerniente a la existencia de una D_2 de origen extensional; caracterización y datación de las deformaciones hercínicas tardías y su control sobre el emplazamiento de los granitoides; relación de la fracturación tardihercínica con la formación de las cuencas pérmicas y el comienzo del rifting triásico; extensión de los depósitos mesozoicos hacia el interior del Macizo Hespérico; datación de las series terciarias y, consecuentemente, de la compresión alpina; explicación geodinámica del levantamiento del Sistema Central y de la formación de la cuenca del Tajo.

Como consecuencia de las intensas deformaciones a las que ha sido sometido, el Precámbrico superior es un periodo mal conocido en el ámbito del Sistema Central. Suele aceptarse que a lo largo de él predominaron los procesos sedimentarios, dentro de un contexto de plataforma somera, fundamentalmente detrítica con intercalaciones de episodios carbonatados. Aunque este régimen sedimentario se mantuvo posiblemente hasta finales del Cámbrico, se han citado evidencias de procesos magmáticos de naturaleza ácida próximos al límite Precámbrico-Cámbrico (BISCHOFF et al 1986, VALVERDE VAQUERO et al 1995 a), que serían los responsables de la presencia generalizada de los macizos de ortoneises glandulares y leuconeises al oeste de la zona de cizalla de Berzosa (MACAYA et al., 1991; AZOR et al., 1992). Estos procesos se han relacionado con la orogenia Cadomiense, cuya deformación asociada estaría fosilizada por la supuesta disposición discordante de los materiales cámbricos suprayacentes, que con menor grado metamórfico parecen conservados en el macizo de Santa María La Real de Nieva (AZOR et al, 1992).

La repercusión de los movimientos sárdicos, acaecidos a comienzos del Ordovícico y supuestamente atribuibles a una distensión cortical es mucho más evidente, como señalan fundamental-

mente los hechos: (1) Por una parte, una serie de dataciones realizadas en el conjunto de ortoneises de la región, sugieren que durante el tránsito Cámbrico-Ordovícico y el Ordovícico basal, el Sistema Central fue afectado por un intenso plutonismo de carácter granítico y granodiorítico y un magmatismo asociado. A este plutonismo correspondería el emplazamiento de los protolitos de los neises de El Cardoso y de Riaza ($480 \pm$ Ma y 468 ± 16 -8 Ma, respectivamente, U/Pb en circones, VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria) y muy probablemente también el de Berzosa (VIALETTE et al., 1986); así mismo nuevas dataciones geocronológicas obtenidas en el transcurso del presente trabajo en la vecina hoja de Prádena asignan una edad ordovícica a los protolitos de los ortoneises glandulares (VALVERDE VAQUERO, sin publicar) y leuconeises (482 ± 8 Ma, en vena aplítica, VALVERDE VAQUERO et al., 1995 a) anteriormente mencionados, circunstancia que invalida o pone en duda su asignación al Cadomiense (VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria, apartado 2.5 de geocronología). (2) Por otra parte, la discordancia que según BELLIDO et al (1981) separa a escala regional los materiales ordovícicos de las series infrayacentes implica la deformación de los materiales preordovícicos y posteriormente una intensa acción de los procesos erosivos. En la presente hoja esta discordancia en caso de existir, se debe localizar por debajo del neis de El Cardoso dentro de la zona de cizalla de Berzosa donde estaría enmascarada por una fábrica extensional (S_2) muy penetrativa.

La sedimentación se restableció (o continuó) en el Ordovícico inferior en un ambiente de plataforma siliciclástica prolongándose en la región al menos hasta el Devónico inferior aunque en la hoja de Tamajón los últimos materiales paleozoicos corresponden al Caradociense-Ashgillense. En este intervalo se reconocen varios ciclos transgresivos-regresivos que comienzan con depósitos fundamentalmente pelíticos de plataforma abierta y culminan, mediante un proceso de somerización por progradación deltaica y colmatación con depósitos arenosos correspondientes a complejos de barras y canales litorales.

Pese a la existencia de los movimientos prehercínicos señalados (cadomienses y sárdicos), la orogénia hercínica es la responsable de la estructura prealpina del Sistema Central. Esta dio lugar a una compleja sucesión de procesos de deformación, metamorfismo y magmatismo acaecidos en el intervalo Devónico superior-Pérmico inferior cuya ordenación temporal es todavía conocida de un modo poco preciso. En la presente hoja se han deducido tres fases principales de deformación hercínica. La primera (D_1) produjo, en un contexto compresivo, un fuerte plegamiento vergente al este y una esquistosidad asociada muy penetrativa (S_1). Simultáneamente y como consecuencia del mismo proceso, se desarrollaron a favor de cabalgamientos profundos, zonas de cizalla que concentraron una intensa deformación y cuyo funcionamiento resultó en un importante engrosamiento cortical. Esta últimas no tienen expresión en la presente hoja aunque sí se reconocen en áreas próximas, como el antiforme de Hiendelaencina. La D_2 se relaciona con el colapso extensional de la corteza previamente engrosada y se caracteriza por una intensa deformación por cizalla simple que dió lugar a una fuerte trasposición de las estructuras compresivas anteriores. La zona de cizalla con buzamiento hacia el este, originalmente bajo, permitió un desplazamiento normal del bloque de techo (oriental) hacia el SE, con el consecuente desarrollo de una fábrica muy penetrativa plano-lineal (L_2 - S_2), de características miloníticas, que es regionalmente dominante en los sectores occidentales de la hoja, estructuralmente más profundos. En estados tardíos de la D_2 la zona de cizalla fue afectada por *detachments* de bajo ángulo sintéticos con el movimiento principal, dos de los cuales han sido cartografiados en la hoja de Tamajón. El estructuralmente más bajo se ha denominado *detachment* de Montejo y marca el límite actual entre los dominios o bloques occidental y oriental. El superior o *detachment* del Cervunal coincide con la tradicional falla de Berzosa. La macroestructura hercínica de la hoja se completa du-

rante la D_3 , que produjo el plegamiento parcial, con vergencia hacia el O-SO de las estructuras anteriores y el desarrollo de una esquistosidad de crenulación localmente penetrativa.

Durante la D_1 y en el intervalo D_1 - D_2 se produjo un metamorfismo inicial progrado del tipo distena-sillimanita o barroviense, cuyas condiciones máximas de P-T corresponden al campo de T intermedias de las facies de las anfibolitas (MT/MP). Esta configuración metamórfica quedó desestructurada durante la subsiguiente fase extensional (D_2) cuyo metamorfismo asociado y posterior al desarrollo de las fábricas S_2 es indicativo de un proceso descompresivo acompañado de un ligero calentamiento progrado, con formación de abundante sillimanita y FK. La edad de este metamorfismo ha sido establecida en 327 ± 3 Ma y 330 ± 2 Ma para el pico metamórfico en rocas de la transición cloritoide - estaurólita y de la zona de la estaurólita, respectivamente, en el dominio oriental (VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria), siendo la edad de enfriamiento en rocas del dominio occidental, de 330 ± 2 Ma (VALVERDE VAQUERO et al., 1995 b). Estas edades son contemporáneas con las primeras imbricaciones en el antepaís del orógeno (Zona Cantábrica). A este proceso siguió, en los estadios finales de D_2 y coincidiendo en el desarrollo de los *detachments*, un enfriamiento y levantamiento generalizado con la aparición de andalucita a partir de distena y sillimanita y en venas de cuarzo, y una evolución retrógrada a facies de los esquistos verdes en los niveles estructurales más altos, que se generaliza durante la D_3 .

Tras las deformaciones hercínicas principales, regionalmente todavía se identifican dos fases de plegamiento laxo, F_4 y F_5 , con direcciones ortogonales, de las cuales solo la última tiene registro en la hoja de Tamajón, produciendo pliegues de dirección aproximada E-O, de amplio radio y plano axial subvertical y una esquistosidad de crenulación asociada transversal a las directrices principales.

En este contexto de las deformaciones hercínicas finales se produciría el emplazamiento de los granitoides del Sistema Central (no aflorantes en la presente hoja) que según las dataciones realizadas (IBARROLA et al. 1987; VIALETTE et al. 1981, ANDONAEGUI e IBARROLA 1987; VALVERDE et al., 1995 b) tiene lugar entre el Visense y el Pérmico basal. Algunos autores (CASQUET et al. 1988) estiman que el emplazamiento de los granitoides estarían controlados o al menos relacionados con una etapa extensional finihercínica, en régimen ductil-frágil, derivada de un estiramiento N-S, cuyas macroestructuras asociadas más relevantes serían algunos accidentes extensionales que delimitan zonas de alto grado metamórfico. DOBLAS et al (1994) explica esta tectónica extensional finihercínica dentro de un modelo de *metamorphic core complexes* compatible para toda la zona centroibérica.

A continuación y posiblemente condicionada por la etapa anterior se produjo una intensa fracturación que tradicionalmente se ha denominado fracturación tardihercínica en sentido amplio, en la que CAPOTE et al (1987) diferencian dos etapas. La primera, denominada "etapa Malagón" se caracteriza en el Sistema Central por la intrusión de diques de pórfidos graníticos con direcciones predominantes E-O que indican una extensión uniaxial según un eje N-S a NE-SO. En la presente hoja no existen diques de pórfidos que pudieran servir de marcadores para esta fase. Sin embargo a ella debe corresponder la intensa fracturación transversal a las directrices principales, es decir aproximadamente E-O que afecta fundamentalmente a las litologías más competentes.

La segunda etapa o fracturación tardihercínica en sentido estricto ha sido denominada por CAPOTE et al. (1987) "etapa Hiendelaencina" que se produjo en un régimen deformacional de ti-

po frágil durante el cual se generaron fundamentalmente desgarres y fallas normales con movimientos en dirección que se agrupan según las directrices principales N10-30 y N70°-90°, así como extensiones radiales, que favorecerían el máximo emplazamiento de diques de cuarzo y el desarrollo de procesos hidrotermales. Para esta etapa DE VICENTE et al. (1986) estiman una dirección de acortamiento horizontal entre N35 y N55° y a ella deben corresponder las abundantes fallas y fracturas que afectan a los materiales metamórficos de la hoja de Tamajón, con una dirección predominante NNE-SSO a NE-SO.

La fracturación tardihercínica se ha explicado en el contexto de una megacizalla dextral resultante de la rotación de la placa Ibérica entre las placas Euroasiática y Africana (ARTHAUD y MATTE, 1975). SOPENA et al. (1988) estiman que un sistema principal de fallas de dirección NO-SE, derivado de esta megacizalla sirvió para nuclear, en zonas transtensionales, las cuencas pérmicas de la Península Ibérica que aunque no están representadas en la hoja de Tamajón si se han desarrollado en su entorno más próximo.

La formación de las cuencas pérmicas y, sobre todo, la sedimentación triásica marcan el inicio del ciclo alpino. Esta sedimentación se debe considerar en el contexto del evento extensional triásico descrito en distintos sectores de la Península cuya etapa inicial corresponde a un *rifting* de dirección ibérica que controló el depósito del Buntsandstein y quizá también el de parte del Muschelkalk y Keuper (estas dos últimas facies ausentes en la hoja de Tamajón). El Buntsandstein, que tiene el carácter de serie *sin-rift* es un conjunto esencialmente conglomerático y arenoso correspondiente a sistemas de abanicos aluviales que hacia techo evolucionan, ya dentro del Muschelkalk, a facies de llanuras fangosas con desarrollos lagunares y algunos intervalos canalizados, y facies de lagoon costero con influencias mareales o de llanura fangosa supramareal hipersalina. El Keuper presenta en la base niveles de conglomerados y areniscas fruto de la reactivación de los abanicos aluviales que hacia techo pasan a facies de llanura fangosa evaporítica con influencia marina en la parte superior. Los depósitos de plataforma carbonatada del Lías-Dogger, (también sin registro en la presente hoja), expansivos sobre las infrayacentes y muy homogéneas en toda la Cordillera Ibérica y buena parte de la Península se identifican con la "etapa de subsidencia por relajación térmica" subsiguiente al *rifting*.

La sedimentación mesozoica sufrió una importante reactivación a partir del Jurásico Superior como consecuencia de un nuevo periodo extensional que, como el anterior, se inició con una etapa de *rifting*. Sus efectos, sobreimpuestos a los del *rifting* triásico controlaron el depósito de series sintectónicas en facies *Purbeck* y *Weald* no representadas en la hoja de Tamajón, aunque sí en zonas de la Cordillera Ibérica no muy lejanas hacia el este. El comienzo de la consiguiente fase de subsidencia por relajación térmica está marcada regionalmente por la discordancia de base de la Fm Utrillas a partir de la cual se desarrolla durante todo el Cretácico superior una sedimentación mixta detrítico-carbonatada correspondiente a una alternancia de ambientes de plataforma abierta y litorales que, a grandes rasgos se pueden agrupar en dos megaciclos transgresivos-regresivos.

En la hoja de Tamajón, el Terciario presenta un escaso registro sedimentario, con ausencia de depósitos del Paleógeno, bien sea por erosión o por falta de sedimentación. No obstante a partir de la evolución observada en áreas próximas se sabe por la tendencia regresiva del Cretácico terminal culmina con depósitos netamente continentales, en facies Garum, que ocupan buena parte del Paleógeno. La similitud de estas facies en ambos lados del Sistema Central permite suponer que el levantamiento de éste comenzara con posterioridad a su depósito, seguramente a finales

del Eoceno (PORTERO y OLIVE, 1983, PORTERO y AZNAR 1984) y continuara de forma progresiva durante el Oligoceno y Mioceno inferior, configurando poco a poco la individualización de la Cuenca del Tajo. En el tránsito Oligoceno-Mioceno es el margen oriental de esta cuenca el que se muestra más activo, produciéndose el cabalgamiento de la Sierra de Altomira y del margen SO de la Cordillera Ibérica sobre la misma en respuesta a un acortamiento regional en sentido NE-SO a E-O.

Es durante el Aragoniense ("etapa Guadarrama" DE VICENTE et al., 1991) cuando se produce la configuración prácticamente definitiva del sistema Central en forma de "estructura levantada" o uplift cabalgante sobre las cuencas limítrofes, estructura que se ha explicado recientemente como un mega *pop-up* (BUTLER, 1982) intracrátónico, emergente por encima de una superficie intracrustal de despegue (BANKS y WARBURTON 1986; WARBURTON y ALVAREZ 1989; DE VICENTE et al. (1991, 1992, en prensa). Es durante esta época cuando se debieron generar los cabalgamientos de la zona de Almiruete que producen la superposición del Paleozoico sobre su cobertera mesozoica en la esquina SE de la hoja.

Después de algunas reactivaciones compresivas tardías y locales, a finales del Terciario se instala un régimen distensivo consecuencia de una extensión uniaxial aproximadamente transversal al eje del Sistema Central (DE VICENTE 1991, 1992, en prensa) que produce, en ambos márgenes, un sistema de fallas subparalelo al mencionado eje, con disposición en graderío y movimiento normal hacia las respectivas cuencas. Relacionado con esta etapa distensiva tendría lugar el depósito de los materiales rojizos del Mioceno superior correspondientes a sistemas de abanicos aluviales cuyas facies aplicales están afectadas y controladas en parte por éstas fallas; las facies distales enrasan con las series carbonatadas lacustres del Astaraciense-Vallesiense de la cuenca del Tajo.

Finalmente, los depósitos más modernos de la hoja del Plioceno, responden a una reactivación de los sistemas de abanicos aluviales anteriormente mencionados.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. HIDROGEOLOGIA

6.1.1. Climatología e hidrología

6.1.1.1. Climatología

El tipo climático que caracteriza la hoja de Tamajón se encuentra notablemente influenciado por las condiciones orográficas del entorno. De esta manera, en la mitad suroriental predomina el clima mediterráneo templado y húmedo (según los tipos climáticos definidos por Papadakis en función del régimen de humedad y temperatura), mientras que en dirección hacia las sierras de Ayllón y Somosierra el clima se va tornando progresivamente más fresco.

La zona de estudio comprende varias estaciones climáticas de cuyos registros se han obtenido los parámetros climáticos representativos. Dichas estaciones se localizan en la provincia de Guadalajara y son:

Nº	Nombre	Cota (m)	Latitud	Longitud
103	Pantano El Vado	980	41-00-00N	3-17-57W
103E	Matallana	1.020	41-03-02N	3-20-07W
158C	Presa Pozo de los Ramos	911	41-01-55N	3-11-40W
159	Valverde de los Arroyos	1.254	41-07-40N	3-13-57W

La precipitación media de la zona varía desde el sector suroccidental, donde no supera los 700 mm/año, hasta los 900 mm/año registrados de media en la Sierra del Robledal, coincidiendo con alturas superiores a 1.700 m.

Los registros termométricos varían de manera similar a la precipitación, oscilando entre 11 y 9º C de media anual, las más elevadas corresponden al borde meridional de la zona de estudio. La evapotranspiración potencial se calcula en unos 650 mm/año de media, siendo menor hacia el sur.

6.1.1.2. Hidrología

El área comprendida en la hoja de Tamajón, está incluida casi en su totalidad en la cuenca del Tajo. Se distinguen dos zonas hidrográficas, la mitad occidental corresponde a la zona del Jarama/Manzanares, mientras que la oriental vierte a la zona del Henares. Ambas cuencas están comunicadas a través del Canal del Sorbe que trasvasa agua desde el río Sorbe en la cuenca del Henares hasta el Canal del Jarama. La Cordillera Central conforma la divisoria de cuencas entre el Tajo y el Duero, esta última representada en la esquina nororiental de la zona de estudio.

La red hidrográfica principal está formada por los ríos Jarama y Sorbe, cuya alimentación principal se realiza a través de la escorrentía procedente de la vertiente meridional del Sistema Central.

El río Jarama, en el ámbito de la hoja de Tamajón se encuentra regulado por el embalse de El Vado que, con una capacidad de 56 hm³, recibe unas aportaciones medias de 164 hm³/año correspondientes a una cuenca receptora de 378 km². Los afluentes del río Jarama más importantes representados en la hoja de Tamajón son el río Jaramilla y el Bellido, ambos tributarios por la margen izquierda.

El río Sorbes, afluente del Henares, discurre paralelo al margen oriental de la hoja estando regulado en esta zona por el azud del Pozo de los Ramos con capacidad para 1 hm³. Recibe aportaciones medias del orden de 162 hm³/año, parte de las cuales son transferidas a la cuenca del Jarama a través del canal del Sorbe con una capacidad de trasvase de 8 m³/s. La finalidad de este trasvase es el de contribuir al abastecimiento a Madrid capital. Los tributarios del río Sorbe más destacables en la zona de estudio son el río Seco y el Sonsaz, ambos ríos se unen al cauce del Sorbe por su margen derecha.

En el sector SO de la zona de estudio correspondiente a la provincia de Madrid, nacen el arroyo de la Puebla y el río Riato, cuyas aguas alimentan el embalse del Atazar que a su vez regula los aportes del río Lozoya.

6.1.2. Hidrogeología

6.1.2.1. Introducción

Desde el punto de vista hidrogeológico, el interés de la zona de estudio está restringido al sector suroccidental de la misma, donde se localizan niveles acuíferos de cierta entidad. El resto del área está constituido mayoritariamente por materiales de muy baja permeabilidad.

Para la elaboración del esquema hidrogeológico se han agrupado los materiales aflorantes en función de su comportamiento hidrodinámico. Los grupos son:

- **Precámbrico-Paleozoico**

Los materiales incluidos en esta agrupación, se extienden por toda la hoja, representados por metasedimentos del Precámbrico hasta el Paleozoico (pizarras, esquistos y cuarcitas) junto con enclaves de ortoneises. Presentan un alto grado de recristalización y están afectados por una intensa red de fracturación.

- **Mesozoico**

Comprende materiales con comportamiento hidrogeológico diferente. se distinguen los siguientes conjuntos de materiales.

- * *Triásico*: Aflorante en el borde suroriental de la zona de estudio, engloba un conjunto de materiales detríticos que se apoyan directamente sobre el Paleozoico. Litológicamente, está formado por areniscas rojas (facies Buntsandstein), lutitas, conglomerados e intercalaciones ocasionales de carbonatos. El conjunto presenta un espesor aproximado de 75 metros.
- * *Cretácico*: Apoyados discordantemente sobre los materiales triásicos, se encuentran los sedimentos cretácicos que han sido diferenciados en dos agrupaciones de acuerdo con su naturaleza y sus características hidrogeológicas:
 - * *Cretácico superior detrítico*: Corresponde a los términos inferiores del Cretácico superior, representados en la base por la formación Utrillas, compuesta por una alternancia de arenas, arcillas y por eventuales niveles conglomeráticos que, en conjunto, presenta frecuentes cambios laterales de facies. La potencia de esta formación es variable, alcanzando un espesor máximo de 45 metros.
 - * Las arenas que constituyen este conjunto son muy heterométricas. El resto de la serie incluida en el Cretácico superior detrítico está formado por margas grises, calcarenitas, arcillas y arenas con un espesor aproximado de 75 metros.

Debido a la similitud con la formación triásica, en cuanto a comportamiento hidrodinámico se refiere, se han considerado ambos grupos conjuntamente en el esquema hidrogeológico general.

- * *Cretácico superior carbonatado*: Concordante con la serie anterior, está representado por una formación bien desarrollada de calizas y dolomías tableadas que hacia techo pasan a ser masivas. Su potencia total es de aproximadamente 150 metros.

Aflora en una banda alargada de dirección NO-SE que se prolonga hacia el Sur, constituyendo el nivel acuífero de mayor envergadura.

- Terciario

Representado por sedimentos miocenos y pliocenos, correspondientes a facies de orla de abanicos aluviales, cuyo área madre la constituyen los relieves paleozoicos y el sentido de los aportes es norte y noroeste.

Afloran en los alrededores del embalse de El Vado y el entorno a Tamajón. Hacia el Sur y fuera del ámbito de la Hoja, este tipo de niveles se desarrolla ampliamente. Está constituido por gravas cuarcíticas y lutitas, sobre las que descansan bloques, cantos, gravas cuarcíticas y arenas ocreas.

- Cuaternario

Los depósitos cuaternarios, se presentan en general en forma de piedemontes, existiendo un escaso desarrollo de depósitos fluviales. La distribución de los sedimentos cuaternarios, aunque numerosa, es bastante dispersa y de escasa continuidad lateral.

6.1.2.2. Características hidrogeológicas

- Precámbrico-Paleozoico

Los materiales incluidos en este grupo se consideran prácticamente impermeables, su interés hidrogeológico radica en que son zonas de alimentación de la red fluvial y que pueden formar pequeños acuíferos aislados de interés local. La formación de los niveles acuíferos está favorecido por la alteración de los materiales en niveles superficiales y la fracturación que permite la circulación de agua. En general, estos recursos pueden ser aprovechados por captaciones poco profundas que no suelen alcanzar un alto rendimiento pero que aprovechan recursos de buena calidad.

- Mesozoico

A efectos de comportamiento hidrogeológico, se ha agrupado el Trias y el Cretácico superior detrítico, puesto que su permeabilidad es similar y no existe sedimentación jurásica por lo que se encuentran en contacto directo. La facies Buntsandstein contienen niveles teóricamente permeables, pero la elevada cementación de los depósitos, su mala clasificación y el alto contenido en finos, disminuye considerablemente la permeabilidad del conjunto.

Se considera por tanto que constituyen un nivel acuífero poco permeable, heterogéneo y anisótropo con gran variabilidad lateral y vertical.

- * *Cretácico superior carbonatado*: Los afloramientos carbonatados cretácicos que se prolongan de norte a sur hasta la hoja vecina (nº 485 Valdepeñas de la Sierra) constituyen el nivel acuífero más interesante, por la influencia de los procesos cársticos que localmente alcanzan un notable desarrollo. Estos niveles se recargan directamente por infiltración del agua de lluvia, descargando a través de manantiales localizados fundamentalmente en el contacto con materiales impermeables, en los interfluvios y por drenaje diferido pudiendo recargar al terciario.

Sus recursos subterráneos son básicamente de naturaleza bicarbonatada cálcica, presentando una mineralización alta. La vulnerabilidad de estos niveles aflorantes es elevada.

- Terciario detrítico

El terciario detrítico, conforma el margen septentrional de la cuenca de Madrid, en el dominio de la hoja, presentan un escaso interés hidrogeológico debido a la mala clasificación de los depósitos y al elevado porcentaje de fracción fina. Por lo que la permeabilidad varía considerablemente de unas zonas a otras. Además, hay que considerar la distribución aislada de muchos de estos depósitos, limitados por materiales impermeables (pizarras ordovícicas de la Fm Rodada) por lo que en general, tienen un interés local.

Se ha observado que la mayoría de los aprovechamientos de agua subterránea existentes corresponden a manantiales. Algunos de los municipios asentados en la zona de estudio se abastecen de estos recursos a través de las surgencias naturales cuyos caudales oscilan entre 0,4 y 1 l/s: en la provincia de Guadalajara, Tamajón y Valverde de los Arroyos y en la de Madrid, La Hiruela y Puebla de la Sierra. Los recursos explotados son aptos para el consumo humano según la Reglamentación técnico-sanitaria vigente.

6.2. RECURSOS MINERALES

Se han listado 25 indicios en la hoja, la mitad de los cuales corresponden a las mineralizaciones de plata y oro del sinclinal de Majaelrayo. Las principales labores mineras, no obstante, consisten en explotaciones de pizarras de ordovícico y canteras de áridos de machaqueo en cuarcitas, neises y calizas. Los indicios de minerales no metálicos están representados por pequeñas labores en diques de cuarzo y por una extracción de arenas silíceas y caoliníferas en la Fm. Arenas de Utrillas.

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

6.2.1.1. *Minerales metálicos*

Destacan, por la concentración de indicios, las mineralizaciones de plata del sinclinal de Majaelrayo. Se trata de mineralizaciones hidrotermales de sulfuros metálicos con plata, en las pizarras de la Fm. Rodada. Al NE de Tamajón y en el afloramiento de la Fm. Constante se localizan tres indicios de oro nativo. Se tienen escasos datos acerca de la mineralogía y morfología de las mineralizaciones, a excepción del indicio listado con el nº 3, que corresponde a un filón de cuarzo de dirección N-S, con oro nativo, pirita y plata.

En la actualidad no se registra actividad minera en ninguno de los indicios listados.

6.2.1.2. *Minerales no metálicos*

Se han reconocido tres indicios de silicatos industriales en la hoja. Dos de ellos corresponden a pequeñas labores de explotación en diques de cuarzo encajados en la Fm. Constante según la dirección de la esquistosidad regional (NNO-SSE). El indicio restante consiste en una explotación inactiva de arenas silíceas y caolín situada en los afloramientos de la Fm. Arenas de Utrillas próximos a Tamajón.

6.2.2. **Rocas industriales**

Los indicios de pizarras se concentran en los alrededores de Roblelacasa. Se sitúan en el flanco occidental del sinclinal de Majaelrayo sobre materiales de la Fm. Rodada. La mayoría de indicios corresponden a pequeñas labores de extracción abandonadas que cubrieron en su momentos demandas locales, a excepción del indicio nº 14 que registra actualmente una notable actividad y cuyas labores alcanzar una magnitud mediana.

Se han registrado cuatro canteras inactivas de áridos de machaqueo cuyo producto se ha destinado a la construcción de carreteras. Dos de ellas se sitúan sobre cuarcitas del Ordovícico, una en neises y la restante en calizas cretácicas.

Se ha reconocido un único indicios de áridos naturales. Consiste en una pequeña extracción de gravas cuarcíticas de Buntsandstein, actualmente abandonada.

6.3. **GEOTECNIA**

A continuación se describen las principales características geotécnicas de los materiales aflorantes en la hoja, agrupados en función de su similitud litológica y comportamiento geotécnico. Para ello se han establecido unas divisiones (áreas y zonas) que se analizan de forma independiente en los siguientes apartados:

6.3.1. **División en áreas y zonas geotécnicas**

La superficie de la hoja se ha dividido en una serie de áreas y éstas, a su vez en zonas, en función de criterios geológicos, entendidos éstos como síntesis de aspectos litológicos, tectónicos, geomorfológicos e hidrológicos que, analizados en conjunto proporcionan a cada zona una cierta homogeneidad en el comportamiento geotécnico.

Para cada zona se describe someramente su permeabilidad, drenaje, ripalidad, posibilidad de deslizamientos, hundimientos y otros riesgos valorando cualitativamente la capacidad de carga media del terreno. Todas estos datos tienen un carácter orientativo por lo que deben ser utilizados a nivel de estudio informativo.

De acuerdo con los criterios anteriores se han diferenciado un total de 4 áreas y 9 zonas.

Area I. Constituida por todos los materiales metamórficos de la hoja (unidades cartográficas 1 a 11). Dada la homogeneidad del comportamiento geotécnico de estos materiales no se han diferenciado zonas dentro de este área.

Area II. Incluye todo el conjunto de materiales postmetamórficos preterciarios de la hoja (Mesozoico). Se diferencian las siguientes zonas.

Zona II₁ Conglomerados, areniscas y lutitas del Buntsandstein (unidad 12)

Zona II₂ Arenas de la Fm. Utrillas (Unidad 13)

Zona II₃ Margas y calcarenitas del Cenomaniense-Turonense (Unidades 14 a 15)

Zona II₄ Calizas y dolomías del Santoniense-Turonense (unidades 16 y 17)

Area III Agrupa todos los materiales terciarios, (unidades 18 y 19)

Area IV Son los materiales cuaternarios y pliocuaternarios, con un comportamiento geotécnico muy similar (unidades 20 a 26)

6.3.2. Descripción de las áreas y zonas

6.3.2.1. Area I

Dentro de este área se incluyen todos los materiales metamórficos de la hoja con características geotécnicas muy similares que aconsejan su no diferenciación en zonas. Se trata de un conjunto metasedimentario constituido fundamentalmente por esquistos, pizarras y cuarcitas que en su parte baja intercalan algunos niveles de ortoneises. Sus principales condicionantes geotécnicos son la esquistosidad y la fracturación, además de la estratificación, cuyas relaciones geométricas pueden plantear problemas en taludes desfavorables. La permeabilidad es muy baja y la capacidad de carga es muy alta. La ripabilidad es baja o nula dada la abundancia de intercalaciones cuarcíticas y el alto grado de recristalización metamórfica.

6.3.2.2. Area II

A ella pertenecen los materiales postmetamórficos anteriores al Terciario itológica impone comportamientos geotécnicos diferentes según las zonas.

Zona II₁ Los conglomerados, areniscas y calizas del Buntsandstein presentan una permeabilidad variable en función de las intercalaciones de niveles lutíticos, que en conjunto se puede considerar baja y, sólo localmente, media en los cuerpos de conglomerados y arenas que, no obstante suelen estar muy cementadas. La capacidad de carga es muy alta y la ripabilidad media-baja.

Zona II₂ Las arenas de Utrillas se caracterizan por una permeabilidad media o baja condicionada por las intercalaciones de limos y arcillas. La ripabilidad es alta y la capacidad de carga baja, con posibilidad de asientos diferenciales.

Zona II₃ Las margas y calizas del Cenomaniense - Turonense son, en general poco permeables, aunque su naturaleza carbonática puede favorecer el desarrollo de procesos cársticos.

La capacidad de carga es media-baja o media-alta en función de la menor o mayor presencia de intercalaciones calcáreas. La ripabilidad de los términos margosos es alta, disminuyendo notablemente ante la presencia de calcarenitas.

Zona II₄ La disposición tabular de las calizas y dolomías del Turoniense - Campaniense ha facilitado un notable desarrollo cárstico sobre ellos que, por otra parte, presentan una capacidad de carga muy alta y una ripabilidad nula.

6.3.2.3. *Area III*

En este área se incluyen todos los materiales terciarios de la hoja.

En términos generales es un conjunto poco o nada permeable dada la abundancia de lutitas. En la parte alta el Plioceno, esencialmente conglomerático y arenoso se puede considerar como permeable. La ripabilidad es alta y su capacidad de carga media - baja con posibles asientos diferenciales.

6.3.2.4. *Area IV*

Los depósitos cuaternarios presentan un comportamiento geotécnico muy similar caracterizado por una permeabilidad media-alta, capacidad de carga baja y un alto grado de ripabilidad.

CUADRO RESUMEN DE INDICIOS DE MINERALES METALICOS

N°	COORDENADAS X Y	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL	PROVINCIA	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	ESTADO DE ACTIVIDAD	MAGNITUD DE LAS LABORES	USOS
1 (37)	483900 4549250	Oro	Palancares	Guadalajara	Desconocida	Oro nativo	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo
2 (32)	484100 4548125	Oro	Palancares	Guadalajara	Desconocida	Oro nativo	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo
3 (39)	484125 4546100	Oro, pirita, plata	Palancares	Guadalajara	Filoniana	Oro nativo,	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo
							pirita, sulfuros		
4 (41)	477225 4541125	Plata	Tamajón	Guadalajara	Desconocida	Sulfuros metálicos	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo
5 (40)	477625 4542025	Plata	Tamajón	Guadalajara	Desconocida	Sulfuros metálicos	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo
6 (35)	476400 4543425	Plata	Tamajón	Guadalajara	Desconocida	Sulfuros metálicos	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo
7 (34)	475700 4543300	Plata	Tamajón	Guadalajara	Desconocida	Sulfuros metálicos	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo
8 (35)	475850 4544100	Plata	Tamajón	Guadalajara	Desconocida	Sulfuros metálicos	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo
9 (36)	476175 4545875	Plata	Tamajón	Guadalajara	Desconocida	Sulfuros metálicos	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo
10 (31)	476175 4546875	Plata	Tamajón	Guadalajara	Desconocida	Sulfuros metálicos	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo
11 (32)	475225 4545975	Plata	Tamajón	Guadalajara	Desconocida	Sulfuros metálicos	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo
12 (30)	476050 4548600	Plata	Tamajón	Guadalajara	Desconocida	Sulfuros metálicos	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo

CUADRO RESUMEN DE INDICIOS DE MINERALES NO METALICOS

N°	COORDENADAS X Y	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL	PROVINCIA	ESTADO DE ACTIVIDAD	MAGNITUD DE LAS LABORES	USOS
20 (28)	460050 4551500	Cuarzo	Cardoso	Guadalajara	Inactivo	Pequeñas labores de explotación	Electrónica, Cerámica
21	466375 4552550	Cuarzo	Cardoso	Guadalajara	Inactivo	Pequeñas labores de explotación	Electrónica, Cerámica
25 (42)	479700 4539325	Arenas silíceas, caolín	Tamajón	Guadalajara	Inactivo	Pequeña, talud forzado	Vitrificantes, filtros, abrasivos, cerámica

CUADRO RESUMEN DE INDICIOS DE ROCAS INDUSTRIALES

N°	COORDENADAS X Y	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL	PROVINCIA	ESTADO DE ACTIVIDAD	MAGNITUD DE LAS LABORES	USOS
13	474025 4548025	Pizarras	Campillo de Ranas	Guadalajara	Inactivo	Pequeña. Un solo punto	Construcción tejados
14	472050 4546700	Pizarras	Campillo de Ranas	Guadalajara	Activo	Mediana. Varios frentes escalonados	Construcción tejados
15	471475 4547425	Pizarras	Campillo de Ranas	Guadalajara	Inactivo	Pequeña. Un solo frente	Construcción tejados
16	471275 4548425	Pizarras	Campillo de Ranas	Guadalajara	Inactivo	Pequeña. Un solo frente	Construcción tejados
17	471050 4548125	Pizarras	Campillo de Ranas	Guadalajara	Inactivo	Pequeña. Un solo frente	Construcción tejados
18	473850 4556450	Aridos de machaqueo	Majaelrayo	Guadalajara	Inactivo	Pequeña. Un solo frente	Sólo base carreteras
19	468650 4549975	Aridos de machaqueo	Cardoso	Guadalajara	Inactivo	Pequeña. Un solo frente	Sólo base carreteras
22	460700 4549875	Aradios de machaqueo	Cardoso	Guadalajara	Inactivo	Pequeña. Un solo frente	Sólo base carretera
23	482300 4543375	Aridos naturales	Tamajón	Guadalajara	Inactivo	Pequeña. Un solo frente	Construcción
24	480775 4543500	Aridos de machaqueo	Tamajón	Guadalajara	Inactivo	Pequeña. Varios bancos pequeños	Construcción

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO (PIG)

En la hoja de Tamajón se han inventariado y catalogado diez puntos de interés geológico, habiéndose seleccionado para su desarrollo en el informe complementario correspondiente, tres de ellos.

No se han observado lugares que, desde el punto de vista geológico precisen de especial protección con vistas a su conservación como patrimonio natural.

7.1. RELACION DE PUNTOS INVENTARIADOS

Los puntos inventariados son los siguientes :

- Zona de cizalla de Berzosa y zonación metamórfica en la carretera que une Montejo con El Cardoso y La Hiruela.
- *Detachment* de El Cervunal, en las inmediaciones del Hayedo de Montejo.
- *Detachment* de Montejo en el carril que une el Puerto de El Cardoso con el Puerto de Somosierra.
- Banda de crenulación y pliegues de D_2 en la cuarcita armoricana y serie infrayacente en las inmediaciones de Puebla de la Sierra, Colmenar de la Sierra y Corralejo.
- Cabalgamientos alpinos en las inmediaciones de Almiruete.
- Sinclinal de Majaerayo
- Cretácico de Tamajón
- Terciarios de la Cuenca del Tajo y relieve actual desde la presa del Vado
- Neis de Berzosa
- Neis de El Cardoso

7.2. TESTIFICACION DE LA METODOLOGÍA

La testificación realizada de la metodología que se ha empleado permite afirmar que la relación de puntos seleccionados e inventariados refleja con cierta exactitud las características geológicas de la hoja, que se reparten aproximadamente de la siguiente forma:

- Tectónico
- Estratigráfico-Sedimentológico
- Geomorfológico
- Petrológico

En el cuadro siguiente se exponen los diferentes puntos inventariados atendiendo al tipo de interés principal de cada uno de ellos.

7.3. TIPOS DE INTERES

Interés principal	Denominación de punto
Tectónico	<ul style="list-style-type: none">- Zona de cizalla de Berzosa- <i>Detachment</i> de El Cervunal- <i>Detchment</i> de Montejo- Banda de crenulación y pliegues en cuarcita armoricana- Cabalgamientos alpinos
Estratigráfico-sedimentológico	<ul style="list-style-type: none">- Sinclinal de Majaelayo- Cretácico de Tamajón- Terciarios del Embalse del Vado
Geomorfológico	<ul style="list-style-type: none">- Relieves cársticos en el Cretácico de Tamajón- Relieve actual desde el Embalse del Vado
Petrológico	<ul style="list-style-type: none">- Zonación metamórfica de la zona de cizalla- Neis de Barzosa- Neis de El Cardoso

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Tecnológico y Geominero de España (IT-GE) existe para su consulta un informe complementario más amplio con descripciones, fichas y documentación gráfica de los puntos inventariados y seleccionados.

8. BIBLIOGRAFIA

- ADEL ARGILES, F.; BASCONES ALVIRA, L.; GONZALEZ LODERO, F.; MARTINEZ ALVAREZ, F.; LA MONEDA GONZALEZ, E. y RODRIGUEZ GONZALEZ, A. (1981). Memoria explicativa de la Hoja nº 460 (Hiendelaencina) del Mapa Geológico de España E 1:50.000. ITGE, 47 pg.
- ALIA, M.(1960). Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. Not. y Com. IGME, 58. 125-162.
- ALIA, M. (1972). Evolution posthercinienne dans les regions centrales de la meseta española. *25 th Int. Geol. Con. Sed.* 3. 265-272.
- ALIA, M. (1976). Una megaestructura de la meseta ibérica : La bóveda Castellano-Extremeña. *Est. Geol.* 32. 229-239.
- ALIA, M. BABIN, R. CADAVID, S. CAPOTE, R. CARBO, A. FERNANDEZ CASALS, M.J. ENRILE, J.L.H. ESCORZA, C. y UBANELL, A.G. (1980). Castilla la Nueva basin in the Iberian Meseta. *Spanish Comm. Geodynamycs. Project Final Report.* 9-31.
- 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., y MAS, R. (1982). "Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y Sur del Sistema Central". *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 145-166
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MAS, R. y MELENDEZ, A (in press). Late Cretaceous Carbonate Platlaforms: Origin and Evolution, Iberian Bange, Spain.
- ALVARO, M (1986). Análisis preliminar de la subsidencia en el sector central de la Cordillera Ibérica. Informe complementario de la hoja 1:200.000 de Daroca. ITGE. Inédito.
- ANDONAEGUI, P.E., IBARROLA, E (1987). Geocronología de los granitoides de Mora-Gálvez (Toledo). *I Congr. geologico de España.* Vol. espec. 4
- ANDERS E. And EBIHARA, M. (1982). Solar-system abundances of the elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 2363-2380.
- APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. (1970). Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia SCE. *Estudios Geológicos*, vol. XXVI, 297-315.
- ARCHE, A., CAMARA, P. y DURANTEZ, O. (1977). Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante-ordovícicas de la región de la Sierra del Alto Rey-Sierra de la Bodega. *Boletín Geológico y Minero*, vol-88-6, 501-507.
- ARENAS, R. (1979). Petrogénesis de las formaciones metamórficas del sector de Riaza. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid, 145 pg.
- ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; DEL OLMO SANZ, A.; PINEDA, A.; y VILLASECA, C., 1991. Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, hoja de Turégano (457). I.T.G.E., 2ª serie, 94 pp.

- ARENAS, R., CASQUET, C. y PEINADO, M. (1980). El metamorfismo del sector de Riaza Somosierra, SCE. Implicaciones geoquímicas y petrológicas. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 1, 117-146.
- ARENAS, R., GONZALEZ LODEIRO, F., PEINADO, M. (1982). La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas. *Cuadernos do laboratorio Xeologico de Laxe*, 3, 121-161.
- ARENAS, R. FUSTER, I.M; GONZALEZ LODEIRO, F.; MACAYA, J.; MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ CATALAN, J.R. y VILLASECA, C (1991): Evolución metamórfica hercínica de la Región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Rev. Soc. geol. España* 4
- ARTHAUD, F., MATTE, Ph. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-overt de l'Europe. *Tectonophysics* 25, pp. 139-171.
- ASHWORTH, J.R., (1985). Migmatites. Blackie, Glasgow & London.
- AZOR, A.; BARDAJI, T.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; CENTENO, J.D.; ESCUDER, J.; FERNANDEZ, P.; GONZALEZ CASADO, J.M.; MARTIN PARRA, L.M.; MERLO, A.; NAVIDAD, M.; OLMO, A.; PEINADO, M.; PINEDA, A.; SANZ, M.A.; VICENTE, G.; VILLAR ALONSO, P. y VILLASECA, C., 1991. Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 458 (Prádena) del Mapa geológico nacional a escala 1:50.000. ITGE.
- AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; HACAR RODRIGUEZ, M.; MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ CATALAN, J.R. y PEREZ ESTAUN, A., 1992. Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olló de Sapo. In: Gutierrez Marco, J.; Saavedra, J. & Rabano, I. (Eds). *Paleozoico Inferior de Ibero-Armorica*. Universidad de Extremadura, 469-483.
- AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F., MARTIN PARRA, L.M. y VILLAR ALONSO, P.(1991). Superposición de estructuras hercinianas en el sector de Buitrago-Somosierra (Sierra del Guadarrama, Sistema Central). *Geogaceta*, 10 : 116-118.
- AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F., MACAR RODRIGUEZ, M. MARTIN PARRA, L.M., MARTINEZ CATALAN, J.R. y PEREZ ESTAUN, A. (1992): Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del ollo de sapo. En "*Paleozoico inferior de Iberoamérica*", Gutierrez Marco Saavedra y Rábano Eds. Universidad de Salamanca.
- BABIN, R.B. (1971). "Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico del Vellón". *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* 69:5-27
- BANKS, C.J. y WARBURTON, J. (1991): Mid crustal *detachment* in the Betic System of SE Spain. *Tectonophysics* 191, 275-289.
- BARD, J.P. CAPDEVILLA, R. & MATTE, Ph. (1971). La structure de la Chaîne Hercynienne de la Meseta Iberique Comparaison avec les segments voisins. *Publ. Inst. Fr. Pétrole*. Collection Coll et Semin. núm 22 (Histoire Structurale du Golfe de Gascogne).

- BARD, J.P., CAPDEVILLA, R., MATTE, P., RIBEIRO, A. (1970). Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen. *Nature Physical Science*, Vol. 241.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, PH., (1971). Sobre el tipo de metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama Oriental. *Act. Geol. Hisp.*, 6: 46-48.
- BARD, J.P., CAPDEVILLA, R., MATTE, P., RIBEIRO, A. (1973). Geotectonic model for the Iberian variscan orogen. *Nature Phys. Sc.* 241
- BELL, T.H. y RUBENACH, M.J., (1983). Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progresive metamorphism. *Tectonophysics*, 92: 171-192.
- BELLIDO, F., 1980. Estudio del metamorfismo de contacto producido por la intrusión del plutón granítico de La Cabrera (Sistema Central Español). *Estudios Geológicos*, 36, 85-92.
- BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FUSTER, J.M., NAVIDAD, M., PEINADO, M., VOLLASECA, C. (1981). Caracteres generales del cinturón Hercínico en el Sector Oriental del SCE. *Cuad. Geología Ibérica*, 7, 1-15 pp.
- BELLIDO, F.; CASQUET, C.; ESCUDER, J.; KLEIN, E.; NAVIDAD, M.; y PEINADO, M., 1991. Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, hoja de Buitrago del Lozoya (484).I.T.G.E., 2ª serie, 103 pp.
- BERTHE, D.; CHOUKRONE, P. y JEGOUZO, P.; 1979- Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites. *Journal of Structural Geology*. 1, 31-42.
- BISCHOFF, L. (1973). Ein neues Silu-Berkommen bei Serracin in der östlichen Sierra Guadarrama (Zentral Spanien). *N.Jb. Geol. Paläont Abh.*, 147 (2) : 218-235
- BISCHOFF, L., GURSKY, H.J. & WILLNER, A.P. (1980). Tidal sedimentation in the transgressive cycle of the Lower Ordovician in the Eastern Sierra de Guadarrama (Central Spain). *Estudios Geol.* 36 (3-4) : 221-229.
- BISCHOFF, L., SCHFER, G. SCHMIT, K., WALTER, R. (1973). Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral-spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläontol.* 28: 1-27.
- BISCHOFF, L., WILDBERG, H. AND BAUMANN, A.(1986). Uranium/lead ages of zircons from neises of the Sistema Central, central Spain. Internal Conference on Iberian Terranes ant Their Regional Correlation, *Program with abstracts 39, University of Oviedo.*
- BULTYNCK P. & SOERS, E. (1971). Le Silurien superieur el le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). *Bull. Inst. R. Sci. Nat. Belg.* 47:1-22.
- BUTLER, R.W.H. (1982A): The terminology of structures in thrust belts. *Jour. Struct. Geol.*, 4: 239-245.

- CABRA, P. (1981). Estudio geomorfológico de las formaciones superficiales entre la Sierra de La Cabrera y la superficie de Mesones. *Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid.*
- CAPOTE, R. (1972). "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila. *Tesis Univ. Compl. Madrid.*
- CAPOTE, R. (1973). "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila". *Bol. Geol. Min.* 84:425-437
- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M.J., MORENO, F., NAVIDAD, M. PEINADO, M., VEGAS, R. (1977). The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif. *Estudios Geológicos*, 33, 343-355.
- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M.J. (1981). La tectónica de cabalgamientos en el SCE. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 455-469.
- CAPOTE, R., CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1982). Los Grandes complejos estructurales del Sistema Central : Modelo de evolución Tectonometamórfica. *Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 76-2.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1971). "Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (Prov de Avila)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 69 (2): 175-185.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1975). Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero*, T. LXXXVI-VI, 581-596.
- CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M.J.; GONZALEZ LODEIRO, F., & IGLESIAS, M., 1977. El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galáico-Castellana en el Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero*, 88, 517-520.
- CAPOTE, R., GONZALEZ CASADO, J.M y DE VICENTE, G. (1987). Análisis poblacional de la fracturación tardi-hercínica en el Sector Central. Sistema Central Ibérico. *Cuad. Lab. Xeol.* Laxe 11, pp 305-311.
- CARBO, A. y CAPOTE, R. (1985). Estructura actual de la corteza en el Sistema Central Español e implicaciones geotectónicas. *Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. Tomo 79-4, 62-663 pp.
- CASQUET, C. (1973). "Estudio geológico del afloramiento metamórfico de la sierra de San Vicente (Toledo)". *Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid.*
- CASQUET, C. (1986). C-O-H-N fluids in quartz segregations from a major ductile shear zone : the Berzosa fault, Spanish Central System. *Journal of Metamorphic Geology*, 4, 117-130.
- CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1981). Las anfibolitas de la región de Buitrago del Lozoya SCE. *Cuadernos de Geología Ibérica*, Vol-7, 121-134.

- CASQUET, C., FUSTER, J.M., GONZALEZ-CASADO, J.M., PEINADO, M., VILLASECA, C. (1988). Extensional Tectonics and Granite Emplacement in the Spanish Central System. A discussion. *European Geotraverse EGT Project*, pp. 65-76.
- 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
- CONCHA, A; OYARZUN, R; LUNAR, R; SIERRA, J; DOBLAS, m.; y LILLO, J. (1992): The Hiendelaencina epithermal silver-base metal district central Spain: Tectonic and mineralizing processes. *Mineral Deposita*. 27, 83-89
- DAVIS, W. M. (1899). The geographical cycle. *Geographical Journal*, 14, pp. 481-504.
- DEBON, F. and LE FORT, P.(1982). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73, 135-149.
- DE VICENTE, G. CALVO, J.P. y ALONSO ZARZA, A.M. (1990). Main sedimentary units and related strain fields of the Madrid basin (Central Spain) during the Neogene. IX *Con. R.C.M.N.S. Barcelona*. Abstracts. 121-122.
- DE VICENTE, G. y GONZALEZ CASADO, J.M (Eds) 1991. Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. III *Reunión de la Comisión de Tectónica de la S.G.E.*
- DE VICENTE, G. CALVO, J.P. y MUÑOZ MARTIN, A. (en prensa). Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin. En: *Tertiary Basins of Spain* (Friend y Dabrio, Eds). University Press.
- DE VICENTE, G.; GONZALEZ CASADO, J.M.; BERGAMIN, J.F.; TEJERO, R.; BABIN, R.; RIVAS A.; ENRILE, J.L.; GINER J.; SANCHEZ SERRANO, F.; MUÑOZ, A. y VILLAMOR, P. (1992). Alpine structure of the Spanish Central System. III *Congreso Geológico de España*. Actas Tomo I, 284-288.
- DE VICENTE, G.; GONZALEZ CASADO, J.M.; MUÑOZ-MARTIN, A.; GINER J.; y RODRIGUEZ PASCUA, M.A. (en prensa). Structure and alpine evolution of the Madrid Basin. En *Tertiary Basins of Spain* (Friend y Dabrio, Eds). University Press.
- DE VICENTE, G.; MARTINEZ, J.; CAPOTE, R. y LUNAR, R. (1986). Determinación de los elipsoides de esfuerzo y deformación asociados a la mineralización argentífera de Hiendelaencina (Sistema Central). *Estudios Geológicos*, 42, 23-31.
- DIEZ BALDA, M.A., VEGAS, R. & GONZALEZ LODEIRO, F.(1990). IV.2 Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. 2. Structure. In : *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Eds. R.D. Dallmeyer & E. Martínez García). Springer-Verlag : 172-188.
- DOBLAS, M. (1989). Las deformaciones tardihercínicas de un sector del Sistema Central Español. *Tesis Universidad Complutense de Madrid*. 459 pp

- DOBLAS, M. (1991). Tardi-Hercinian extensional and transcurrent tectonics in central Iberia. *Tectonophysics*, 191; 325-334.
- DOBLAS, M.; LOPEZ-RUIZ, J.; OYARZUN, R.; MAHECHA, V.; SANCHEZ MOYA, Y.; HOYOS, M.; CEBRIA, J.M.; CAPOTE, R.; HERNANDEZ ENRILE, J.L.; LILLO, J.; LUNAR, R.; RAMOS, A.; & SOPEÑA, A.; 1994. Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. *Tectonophysics*. 238, 95-116.
- DOBLAS, M., OYARZUN, R., LUNAR, R., NICOLAS, M., MARTINEZ, J. (1988). *Detachment faulting and late Paleozoic epithermal Ag-base-metal mineralization the Spanish Central System*. *Geology*, 16, 800-803.
- 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. Petrol.*, 25: 894-928.
- ENGLAND, P.C. y THOMPSON, A. (1986). Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In: M.P. Coward, J.E. y Ries (Eds.), *Collision Tectonics*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 19: 83-94.
- ESCORZA, C.(1976). Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la fosa del Tajo. *Est. Geol.* 32.5. 509-522.
- 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. (1979). Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra Guadarrama Sistema Central. *Estudios Geológicos*, 35, 169-191.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE DEL VILLAR, R. (1970). La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya. *Boletín Geológico y Minero*, T. LXXXI-VI, 562-568.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1971). Los neises glandulares del Guadarrama oriental. *Bol. R. Soc. Espa. Hist. Nat. Geol.*, 69-1, 69-80.
- FERNANDEZ CASALS, M.J., GUTIERREZ MARCO, J.C. (1985). Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el SCE. *Rev. Real. Acad. Cien. Fis. Exac. Natu.*, Vol-74-4, 487-509.
- FERNANDEZ, P. (1987). Geomorfología del sector comprendido entre el S. Central y el Macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia). *Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid*, 1-335.
- FERNANDEZ RODRIGUEZ, C. (1991). Estudio de los procesos de deformación en la zona de cizalla de Hiendelaencina (Sistema Central Español). Tesis de Licenciatura. U.C.M.

- FISCHER, TH. (1894). Versuch einer Wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel. *Pr. A. Pettermans Mitteil*, 40.
- FLETCHER, J.M. AND BARTHEY, J.M., 1994. Constrictional strain in a non-coaxial shear zone : implications for fold and rock fabric development, central Mojave metamorphic core complex, California. *Journal of Structural Geology*, vol. 16, nº 4 pp 555 - 574.
- FLOQUET, M. (1982). Transgressions - regressions et eustaticisme - tectonique - sedimentation sur la plateforme nord.castillane du Cretace Superieur (Region Ibero-Cantabriques, Espagne). *Geol. Paleont. Abh.* 165, pp 125-146.
- FROITZHEIM, N., 1992. Formation of recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland). *Geology*, 20, 923-926.
- FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C. GARCIA CACHO, L.; MORA, A & PEINADO, M (1974). "Interaccines entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español". *Bol. Geol. Min.* 85:595-600.
- FUSTER, J.M. y GARCIA CACHO, L. (1970). Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama Oriental SCE. *Estudios Geológicos*, vol. XXVI, 327-329.
- GARCIA CACHO, C.(1973). Evolución temporal del metamorfismo y procesos de bastesis sucesivas en el Sector Oriental del Sistema Central Español. *Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid* : 1-318.
- GARZON HEYDT, M.G. (1980). Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica. *Tesis doctoral. Fac. C. Geológicas. Universidad Complutense. Madrid*.
- GEBAUER, D.; SCHAFFER, G.; SCHMIDT, K. Y WALTER, R., 1993. Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain): GSA annual meeting, Boston, abstracts with programs, v. 25, n.6 p. A-343.
- GIL TOJA, A. (1986). "Estudio geoestructural de la zona metamórfica de Buitrago del Lozoya-Montejo de la Sierra (Sistema Central español)." *Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid. Inédita*.
- GIL, J., GARCIA, A. y SEGURA, M. (1992). Secuencias deposicionales del Cretácico en el flanco sur del Sistema Central. *Geogaceta* 13.
- GIL, J. (1994). Estratigrafía secuencial del Cretácico del borde meridional del Sistema Central en el sector de San Agustín de Guadalix-Pálmaces de Jadraque (Prov. Madrid y Guadalajara). Tesis de Licenciatura. Inédito.
- GONZALEZ CASADO, J.M. (1986). Estudio geológico de la Zona de Cizalla de Berzosa-Honrubia SCE. *Tesis. Doct U. Complutense, Madrid*, pp. 294.

- GONZALEZ CASADO, J.M. (1987a). Revisión de la zonación metamórfica y los procesos de blastesis-deformación de la región de Somosierra SCE. *Estudios Geológicos*, 43, 209-216.
- GONZALEZ CASADO, J.M. (1987b). Los metasedimentos de la región de Somosierra SCE. *Cuadern. do Labo. Xeolo. de Laxe*, 11, 275-285.
- GONZALEZ CASADO, J.M. (1987c). Las últimas fases de deformación hercínicas en la región de Buitrago-Honrubia SCE. *Rev. Mat. Proc. Geol. UCM*, Vol 5, 125-134.
- GONZALEZ CASADO, J.M., CAPOTE, R., CASQUET, C. (1985). La terminación de las estructuras tectónicas del dominio oriental del SCE. *Rev. Materiales y Procesos Geológ.* UCM, Vol-3, 227-234 pp.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1980). "Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central español)". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca: 1-334.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuadernos Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, Vol. 2, 125-134 pp.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). Estudio geológico-estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama SCE. *Resumen Tesis, Univ. Salamanca*. TC. 276, 31.
- GONZALEZ LODEIRO, F., MARTINEZ CATALAN, J.R. MACAYA, J. y ALVAREZ, F. (1988). Sobre la estructura del Antiforme de El Cardoso y el Sinforme de Majaerayo y *Geogaceta* 4, pp. 11-14.
- GUTIERREZ MARCO, J.C., RABANO, I., PRIETO NOGUEIRA, M. (1984). Nuevos hallazgos de fósiles en las pizarras Ordovícidas de la vertiente meridional de Somosierra SCE. *Tomos, I Congre. Geol. de Espa.* Vol-3, 127-137.
- HAMMAN, W. & SCHMID, T K. (1972). "Eine Llandeilo-Fauna aus der östlichen sierra de Guadarrama (Spanien)". *N. Jb. Geol. Paläont* 5:294-299.
- HEIM, R.C. (1952). "Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain". *Tesis Min. Geol. Inst. Rij. Univ. Utrecht* 1-66
- HERNANDO, S. (1977): Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (provs. de Soria, Segovia y Guadalajara). *Tesis Doctoral*. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, 2. Dpt. Estratigrafía. U.C.M.
- HERNANDO, S. (1980): Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza. *Cuad. Geol. Iber.*, 6:21-54.
- HERNANDO, S, DOUBINGER, J. y ADLOFF, M.C. (1977). Datos cronoestratigráficos del Triásico superior de la región de Ayllón-Atienza. *Cuadernos de Geología Ibérica*. 4:399-410.

- HUDLESTON, P.J. (1973). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics* 16, 1-4.
- IBARROLA, E., VILLASECA, C., VIALETTE, Y., FUSTER, J.M., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y CASQUET, C. (1987). Dating of Hercynian granites in the Sierra de Guadarrama SCS. Geología de los granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico. *Bea et al. eds. Ed. Rueda*, pp. 377-383.
- ITGE (1981). Mapa y memoria explicativa de la hoja de Hiendelaencina (460)
- ITGE (1982). Mapa y memoria explicativa de la hoja de Atienza (433)
- ITGE (1986). Exploración y caracterización de pizarras ornamentales en el Sistema Central.
- ITGE (1990). Mapa y memoria explicativa de la hoja de Valdepeñas de la Sierra (485)
- ITGE (1991). Mapa y memoria explicativa de la hoja 1:50.000 de Nava de la Asuncion (456).
- ITGE (1991). Mapa y memoria explicativa de la hoja 1:50.000 de Prádena (458).
- ITGE (1991). Mapa y memoria explicativa de la hoja 1:50.000 de Segovia (483).
- ITGE (1991). Mapa y memoria explicativa de la hoja 1:50.000 de Buitrago (484).
- ITGE (1991). Mapa y memoria explicativa de la hoja 1:50.000 de Torrelaguna (509).
- ITGE (en prensa). Mapa y memoria explicativa de la hoja 1:50.000 de Sepúlveda (431).
- JAMISON, W.R. (1987): Geometrical analysis of fold development in overthrust terranes: *Jour. Struct. Geol.*; 9: 451-463.
- JULIVERT, M.; FONBOTWE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *IGME*
- KINGSBURY, J.A.; MILLER, C.F.; WOODEN, J.L. & HARRISON, T.M., 1993. Monazite paragenesis and U-Pb systematics in rocks of the eastern Mojave Desert, California, USA : implications for thermochronometry. *Chemical Geology*. 110, 147-167.
- KRETZ, R., (1983). Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, 68: 277-279.
- KILMURRAY, J.O. (1978). "Distena relicta en la vertiente septentrional de la sierra de Guadarrama. Sistema Central español". *Est. geol.* 34:359-362.
- LANCELOT, J.R.; ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M. (1985). "Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution if the Iberian Peninsula accordint to U-Pb dating of zircons". *Earth Planet. Sci. Lett.* 74:325-337.

- LILLO, J.; OYARZUN, R.; LONAR, R.; DOBLAS, M.; GONZALEZ, A. y MAYOR, N. (1992). Geological and metallogenic aspects of late Variscan Ba-(F)-(base metal) vein deposits of Spanish Central System. *Trans. Inst. Min. Metall.*. (Sect. B: Appl, Earth Sci.) 101 : B24-B32.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W., 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*. 6, 617-638.
- 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. Traducido por J.M. Rios: Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp.* 5:149-166, Madrid, 1950.
- MACAYA, J.(1983). Bandas miloníticas plegadas en los materiales metamórficos del Sur de Segovia. *Studia Geol. Salmanticensia*, 18 : 93-106.
- MACAYA, J., GONZALEZ LODEIRO, F., MARTINEZ CATALAN, J.R. & ALVAREZ, F. (1991). Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain. *Tectonophysics*, 191 : 291.309.
- MALAVIEILLE, J., 1987. Extensional shearing deformation and kilometer-scale "a" . Type folds in a cordilleran metamorphic core complex (Raft River Mountains, Northwestern Utah). *Tectonics*. 6, 423-448.
- MALAVIEILLE, J.; GUIHOT, P.; CTA, S.; LARDEAUX, J.M. & GARDIEN, V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central : Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. In : Ph Matte (Editor), Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. *Tectonophysics*. 177, 139-149.
- MARTIN-SERRANO, A. (1991). La definición en el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Revista de la Sociedad Geológica de España Vol. 4* (3-4) Pág. 334-351.
- MATTE (1968). "Précisions sur le Précambrien supérieur schisto-gresex de l'Ouest des Asturies. Comparaison les autres affleurements précambriens du NordOuest de l'Espagne". *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyum* (2ª Ser.) 10 (3): 205-211.
- MEGIAS, A.G., ORDOÑEZ, S. y CALVO, J.P. (1983). Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Cuenca de Madrid. *Rev. Mat. proc. Geol.* I. 163-191.
- 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.
- NAVIDAD, M. (1975). Caracterización petrológica de los neises glandulares del Macizo de Hiendelaencina Guadarrama oriental. *Estudios geológicos*, vol. XXXI, 343-350.

- NAVIDAD, M. (1978). Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores Nord-occidental y Centro-oriental del Macizo Ibérico. *Estudios Geol.*, 34, 511-528.
- NAVIDAD, M. (1979). Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico Guadarrama centro-occidental. *Estudios geológicos*, 35, 31-48.
- NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASILLAS, R., 1992. El magmatismo pre-Hercinico del Centro Peninsular (Sistema Central Español); Gutierrez Marco, J. Y Rabano, I. Eds.: Paleozoico Inferior de Ibero-América. *Univ. Extremadura*, pp. 485-494.
- OBERMAIER, H. y CARANDELL, J. (1917). Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. *Trab. Mus. Mac. Cien. Nat. Serie Geol.*, nº 19, 94 pp., Madrid.
- ORDOÑEZ et al (1976). Estudio de las facies rojas pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero.
- ORDOÑEZ, S., LOPEZ AGUAYO, F. y GARCIA DEL CURA, MA. (1976). Estudio geológico de las "facies rojas" pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). *Estudios Geológicos* 32: 215-220
- PARRISH, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 27, 1431-1450.
- PASSCHIER, C.W. y SIMPSON, C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8: 831-843.
- PEDRAZA, J. (1973). Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña Cenicientos. *Bol. Geol. Min.* 84, 1-14.
- PEINADO, M. (1985). "Los ortoneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo pre-hercínico".
- PENK, W. (1972). Morphological Analysis of Landforms. A contribution to Physical Geology, Hafuer P.C. 430 pp. N. York (Primera edición en lengua inglesa publicada en 1953 por Memillan ad Co. Londrés y Trabajo original en alemán, publicado en 1924).
- PLATT, J.P. (1984). Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 6: 439-442.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. (1980). Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2: 397-410.
- PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984). Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Con. Esp. Geol.* III. 253-263.
- PORTERO, J.M. y OLIVE, A. (1983). El terciario del borde meridional de Guadarrama y Somosierra. Libro Jubilar J.M. Ríos. Pp. 527-532.

- QUESADA, C., 1991. Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of the tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif: *Tectonophysics*, v. 185, pp. 225-245.
- RAMSAY, J.G. (1967). Folding and Fracturing of Rocks. *Mac. Graw Hill*, 1-568
- SANCHEZ-MOYA, y.; MUÑOZ, A. RAMOS A. y SOPEÑA, A. (1992a). Las discontinuidades estratigráficas del Buntsandstein en el borde occidental de la cuenca triásica y su implicación en las correlaciones. *Geogaceta* 11, 37
- SANCHEZ-MOYA, y.; SOPEÑA, A.; MUÑOZ, A. y RAMOS, a. (1992b). Consideraciones teóricas sobre el análisis de la subsidencia y aplicación a un caso real en el borde de la cuenca triásica ibérica.
- SANCHEZ SERRANO, F. (1991). Análisis de la deformación alpina en el borde suroriental del Sistema Central Español (zona de Tamajón, Guadalajara). Tesis de Licenciatura. U.C.M.
- SANCHEZ SERRANO, F.; GONZALEZ CASADO, J.M. y DE VICENTE MUÑOZ, G. (1993). Evolución de las deformaciones alpinas en el borde suroriental del Sistema Central Español (zona de Tamajón, Guadalajara). *Bol. Geol. Min.* Vol. 104-1.
- SANCHEZ SERRANO, F.; DE VICENTE MUÑOZ, G.; GONZALEZ CASADO, J.M. (1993). Cortes compensados para la deformación principal en el borde sur oriental del Sistema Central Español (zona de Tamajón, Guadalajara). *Rev. Soc. Geol. España* 6.
- SCHAFFER, G.(1969). Geologie und petrographic im östlichen kastilischen Hauptscheidgebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläontol.*, 10: 1-207.
- SCHMIEDER, O. (1915). Die Sierra de Gredos. *Mitteil d. Geogr. Gesellsder. München* 10: 1-60 Erlangen (Trad. de C. Vidal vox en *Est. Geogr.* 52 pp. 421-440 y 53, pp 629-653, 1953).
- SCHONEVELD (1977). A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline rotated garnets. *Tectonophysics*, 39; 453-471.
- SCHROEDER, E. (1930). "Der Grenzgebirge von Guadarrama und hesperidischen Ketten". *Sond. Abth. d. Ges. Wisch 2 Gottingen Mat. Phys.* 16(3):689-748. (Trad. M. San Miguel-Zona limítrofe del Guadarrama y las cadenas hespéricas. *Publ. Ext. Geol. Esp.* 4:234-295 (1948).
- SCHWENZNER, J.E. (1936). Zür 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.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L.G. & PORTUGAL FERREIRA, M., 1987. Síntese geocronologica dos granitoides do Maciço Hesperico. In: Bea. F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J.C.; López Plaza, M. & Rodríguez Alonso, M.D. (eds). *Geikigua de kis grabutiundes t rocas asociadas del Macizo hespérico.* Rueda, 69-86.
- SMITH, H.A. & BARREIRO, B., 1990. Monozite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in peltic schists. *Contribution to Mineralogy and Petrology.* 105, 602-615.

- SIMPSON, c., 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 5, 503-511.,
- SOERS, E.(1972). Stratigraphie et Geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama. *Studia Geologica*, IV, 7-94.
- SOLE SABARIS, L. (1952). España Geografía Física I. Geografía de España y Portugal de M. de Tetrón. Ed. Montaner y Simón, S.A. Barcelona.
- SOMMER, W. (1965). "Stratigraphie und tektonik in Östlic Guadarrama-Gebirge" (Spanien). *Münst. Forsch. Geol. Paläont.* 1:1-159.
- SOPEÑA, A. (1979). Estratigrafía del Pérmico y Triásico del NO de la provincia de Guadalajara. Seminario de Estratigrafía. *Serie Monografías*, 5. 1-329.
- SOPEÑA, A., GOMEZ, J.L., ARCHE, A., PEREZ-ARLUCEA, M., RAMOS, A., VIRGILI, C., HERNAN-DO, S.(1988). Permian and Triassic rift basin of the Iberian Peninsula. *Development in Geotectonics* 22, part-B, Chap. 31, Ed. Elsevier
- SOPEÑA, A., RAMOS, A.(1985). El final del ciclo hercínico en el SCE. El Pérmico *Rev. R. Acad. C. Exact. Fis. y Nat.* 79, pp. 617-623
- SPEAR, F.S. & CHENEY, J.T., 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 101, 149-164.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 6, 15-25.
- TOBISCH, O.T.; SALEEBY, J.B.; RENNE, P.R.; McNULTY, B. Y TONG, W., 1995. Variations in deformation fields during development of a large volume magmatic arc, Central Sierra Nevada, California : *GSA Bull.*, v.107, n.2, pp. 148-166.
- THOMPSON, A.B. y RIDLEY, J.R. (1987). Pressure-Temperature-Time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. London. Ser. A-321*: 3-22.
- URAI, J.L.; MEANS, W.D. & LISTER, G.S., 1986. Dynamic recrystallization of minerals. In : B.E. Hobbs y H.C. Heard (Eds). *Mineral and Rock Deformation : Laboratory Studies the Paterson Volume. Geophysics Monograph*, 36, A.G.U., p. 161-199.
- VALVERDE VAQUERO (sin publicar). Ph-D en realización. Memorial University of Newfoundland. Terranova. Canada.
- VALVERDE VAQUERO, P.; HERNANIZ HUERTA, P.P., ESCUDER VIRUETE, J., & DUNNING, G., 1995 a. Comparison of the Precambrian and Paleozoic evolution of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain) and the Gondwanan Margin, Newfoundland Appalachians (GMNA). *Terra Abstract. Abstract supplement n° q to Terra Nova*, 7, p. 278.

- VALVERDE VAQUERO, P.; DUNNING, G.; HERNAIZ HUERTA, P.P. y ESCUDER VIRUETE, J. (1995 b). Early-Mid Carboniferous Variscan syn-collisional extension in The Central Iberian Zone (Iberian Massif, Central Spain): Time constraints from the Somosierra area of the Sierra de Guadalupe. 1995 British Tectonic Studies Group Meeting. Cardiff. Abstracts.
- VALVERDE VAQUERO, P. y DUNNING, G. (Inédito). Informe Geocronológico del Somosierra oriental (Sierra del Guadarrama, hojas MAGNA de Tamajón y Riaza). *Informe complementario*.
- VEGAS, R., VAZQUEZ, J.T., SURIÑACH, E. y MARCOS, A. (1990). Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*. 184. 367-378.
- VIALETTE, Y., CASQUET, C., FUSTER, J.M., IBARROLA, E., NAVIDAD, M., PEINADO, M. AND VILLASECA, C.(1986). Orogenic granitic magmatism of prehercynian age in the Spanish Central System SCS. *Terra Cognita*, vol. 6-2
- VIALETTE, Y., CASQUET, C., FUSTER, J.M., IBARROLA, E., NAVIDAD, M. PEINADO, M., AND VILLASECA, C.(1987). Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama Spanish Central System. *N. Jb. Miner. Mh*, 465-479.
- VIALETTE, Y.; BELLIDO, F.; FUSTER, J.M. & IBARROLA, E., 1981. Données géochronologiques sur les granites de La Cabrera. *Cuadernos de Geología Ibérica*. 7, 327-335.
- VIELZEUF, D. & HOLLOWAY, J.R., 1988. Experimental determination of fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 98, 257-276.
- VILLASECA, C.(1985). Los granitos de la Sierra de Guadarrama *Rev. R. Acad. C. Exact. Fis. y Nat.* 79, pp. 573-587
- WARBURTON, J. Y ALVAREZ, C.(1989). A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama mountains, Spanish Central System. *Asoc. Geol. Geof. Esp. del petróleo (AGGEP) Libro homenaje a Rafael Soler*. 147-157.
- WARD, D. DE (1950). Palaeogenetic structures in augen gneiss of the Sierra de Guadarrama, Spain. *Bull. Com. Geol. Finlande*, 23 : 51-66.
- WILDBERG, H.G.H. BISCHOFF, L, BAUMANN, A.(1989).Pb ages of zircons from meta-igneous and meta-sedimentary rocks of the Sierra. *Contributions Mineral Petrology*, 103, 253-262.
- JARDLEY, B.W.D. (1989). An introduction to Metamorphic Petrology. 248 pp. Longman Earth Science Series.
- ZIEGLER, A.M. (1982). Geological Atlas of western and Central Europe. Shell B.V. Rijswijk, The Netherlands, 133 pp.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

ISBN: 84-7840-598-4



9 784059 805985