

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
ESCALA 1:50.000**

**HOJA A ESCALA 1:50.000
432 (20-17)
RIAZA**

MEMORIA

Diciembre, 1995

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:

DIRECCION Y SUPERVISION

- 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.

INDICE

0.- INTRODUCCION

0.1.- Situación geográfica

0.2.- Antecedentes

0.3.- Marco geológico

0.3.1.- Marco geológico de los materiales igneos y metamórficos

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

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

0.3.1.3. Marco geológico de la hoja de Riaza. Modelo estructural.

0.3.2.- Marco geológico de los materiales postmetamórficos

1.- ESTRATIGRAFIA

1.1.- Rocas metamórficas

1.1.1.- Dominio al oeste de la zona de cizalla de Berzosa

1.1.1.1.- Metasedimentos. Paraneíses, esquistos biotíticos, metareniscas, cuarcitas y cuarcitas biotifibólicas (2). Preordovícico

1.1.1.2.- Neíses bandeados biotíticos (1)

1.1.2.- Dominio al este de la zona de cizalla de Berzosa

1.1.2.1.- Metasedimentos. Esquistos y metasamitas con niveles de neíses pelíticos, anfibolitas y rocas de

silicatos cálcicos. En la parte superior, cuarcitas, esquistos y pizarras (6). Precámbrico-Arenig.

- 1.1.2.2.- Neises glandulares. Neis de Berzosa (3)
- 1.1.2.3.- Neises glandulares. Neis de El Cardoso (4)
- 1.1.2.4.- Neises glandulares. Neis de Riaza (5)
- 1.1.2.5. Leuconeises (sin representación cartográfica)
- 1.1.2.6.- Cuarcita en bancos potentes. Fm. Alto Rey (7).
Arenig
- 1.1.2.7.- Pizarras, esquistos y cuarcitas. Fm. Rodada; R₁ (8). Arenig
- 1.1.2.8.- Pizarras negras homogéneas. Fm. Rodada; R₂ (9).
Llandvirn
- 1.1.2.9.- Pizarras grises con intercalaciones de areniscas y cuarcitas. Fm. Rodada; R₃ (10). Llandeilo-Ashghill
- 1.1.2.10. Pizarras negras homogéneas. Fm. Rodada; R₄ (11).
Asghill
- 1.1.2.11. Pizarras arenosas y areniscas. Fm. Rodada; R₅ (12)
Asghill-Llandovery
- 1.1.2.12. Cuarcitas en bancos potentes. Fm. Santibañez (13).
Llandovery.
- 1.1.2.13. Pizarras negras ampelíticas y pizarras arenosas con areniscas y cuarcitas. Fm Pizarras de Canamares (14). Llandovery-Ludlow
- 1.1.2.14. Cuarcitas con intercalaciones de pizarras. Fm. Alcolea (15). Ludlow
Pizarras, pizarras arenosas y areniscas. Fm. Alcolea (16). Ludlow-Pridoliense.

1.2.- Rocas postmetamórficas

1.2.1. Pérmico

- 1.2.1.1.- Areniscas, conglomerados y lutitas (17).
Autuniense-Saxoniense

1.2.2. Triásico

BUNTSANSTEIN

- 1.2.2.1.- Conglomerados cuarcíticos (18). Scythiense
- 1.2.2.2.- Areniscas y lutitas rojas (19). Scythiense-Anisiense
- 1.2.2.3.- Conglomerados cuarcíticos (20). Anisiense
- 1.2.2.4.- Areniscas y lutitas rojas (21). Ladiniense

MUSCHELKALK

- 1.2.2.5.- Arcillas versicolores con areniscas y dolomías (22).
Ladiniense-Karniense

KEUPER

- 1.2.2.6.- Arcillas rojas, areniscas y yesos (23). Karniense
- 1.2.2.7.- Dolomías tableadas (Fm. Imón) (24). Noriense

1.2.3. Jurásico

- 1.2.3.1.- Carniolas y dolomías (Fm. Cortes de Tajuña) (25).
Triásico superior-Sinemuriense
- 1.2.3.2. Calizas y dolomías tableadas (Fm. Cuevas
Labradas) (26). Sinemuriense-Pliensbachiense

1.2.4. Cretácico

- 1.2.4.1.- Arenas silíceas, limos y conglomerados. Fm.
Utrillas. (27). Albiense-Cenomaniense
- 1.2.4.2.- Margas y calcarenitas fosilíferas (28).
Cenomaniense-Turoniense
Calizas y calcarenitas (29). Turoniense

1.2.2. Triásico

BUNTSANSTEIN

- 1.2.2.1.- Conglomerados cuarcíticos (18). Scythiense
- 1.2.2.2.- Areniscas y lutitas rojas (19). Scythiense-Anisiense
- 1.2.2.3.- Conglomerados cuarcíticos (20). Anisiense
- 1.2.2.4.- Areniscas y lutitas rojas (21). Ladiniense

MUSCHELKALK

- 1.2.2.5.- Arcillas versicolores con areniscas y dolomías (22).
Ladiniense-Karniense

KEUPER

- 1.2.2.6.- Arcillas rojas, areniscas y yesos (23). Karniense

- 1.2.2.7.- Dolomías tableadas (Fm. Imón) (24). Noriense

1.2.3. Jurásico

- 1.2.3.1.- Carniolas y dolomías (Fm. Cortes de Tajuña) (25).
Triásico superior-Sinemuriense
- 1.2.3.2. Calizas y dolomías tableadas (Fm. Cuevas
Labradas) (26). Sinemuriense-Pliensbachiense

1.2.4. Cretácico

- 1.2.4.1.- Arenas silíceas, limos y conglomerados. Fm.
Utrillas. (27). Albiense-Cenomaniense
- 1.2.4.2.- Margas y calcarenitas fosilíferas (28).
Cenomaniense-Turoniense
Calizas y calcarenitas (29). Turoniense

- 1.2.4.3.- Margas, dolomías, calcarenitas y arenas (30). Turoniense superior-Santoniense
- 1.2.4.4.- Calizas y dolomías tableadas, margas y arenas (31). Santoniense
- 1.2.4.5.- Dolomias masivas y areniscas (32). Santoniense-Campaniense
- 1.2.4.6.- Margas blancas, dolomías y brechas dolomíticas (33) Campaniense-Maastrichtiense

1.2.5. Terciario

- 1.2.5.1.- Conglomerados calcáreos, areniscas, lutitas y suelos calcimorfos (34). Oligoceno-Mioceno inferior
- 1.2.5.2.- Brechas y conglomerados de cantos de origen metamórfico, arenas y limos rojos (35) Conglomerados calcáreos, areniscas y limos rojos (36). Conglomerados y arenas (37). Astaraciense-Vallesiense
- 1.2.5.3.- Cantos, gravas y arenas. Niveles de raña. (38). Plioceno-Pleistoceno

1.2.6. Cuaternario

2. PETROLOGIA

- 2.1. Introducción y antecedentes
- 2.2. Descripción de los materiales

2.2.1. Metasedimentos del dominio occidental

- 2.2.1.1. Paraneises estromáticos
- 2.2.1.2. Neises bandeados

2.2.2. Metasedimentos del dominio oriental

2.2.2.1. Metapelitas y metaareniscas

2.2.2.2. Paraañfibolitas

2.2.3. Rocas ígneas prehercínicas

2.2.3.1. Ortoneises glandulares metagraníticas. Ortoneises de Berzola

2.2.3.2. Ortoneises glandulares. Neises de Riaza

2.2.3.3. Neises micro y mesoglnudares. Ortoneises del Cardoso

2.2.3.4. Leuconeises

2.2.4. Rocas filonianas hercínicas

2.2.4.1. Aplitas y Pegmatitas

2.3. Características del metamorfismo

2.3.1. Zonas metamórficas e isogradas

2.3.2. Relaciones entre blastesis y deformación

2.3.3. Evolución de las condiciones metamórficas

2.3.3.1. Primer evento tectonotermal (D_1)

2.3.3.2. Segundo evento tectonotermal (D_2)

2.3.3.3. Tercer evento tectonotermal (D_3)

2.4. Geomorfología

3. TECTONICA

3.1. La orogenia hercínica

3.1.1. Estructuras relacionadas con la primera fase de deformación F_1

3.1.2. Estructuras relacionadas con la segunda fase de deformación F_2

3.1.3. Estructuras relacionadas con la tercera fase de deformación F_3

3.1.4. Plegamientos hercínicos tardíos

3.1.5. Deformaciones finihercínicas

3.1.6. La formación de las cuencas pérmicas

3.2. La orogenia alpina

3.2.1. Los eventos extensionales triásico e intramesozoico

3.2.2. La compresión

3.2.3. La distensión finiterciaria

4. GEOMORFOLOGIA

4.1. Descripción fisiográfica

4.2. Antecedentes

4.3. Análisis morfológico

4.3.1. Estudio morfoestructural

4.3.2. Estudio del modelado

4.3.2.1. Formas fluviales

4.3.2.2. Formas de gravedad

4.3.2.3. Formas karsticas

4.3.2.4. Formas glaciales

4.3.2.5. Formas polgínicas

4.4. Formaciones superficiales

4.5. Evolución geomorfológica

4.6. Procesos activos

5. HISTORIA GEOLOGIA

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología

6.1.1.1. Climatología

6.1.1.2. Hidrología

6.1.2. Hidrogeología

6.1.2.1. Introducción

6.1.2.2. Características hidrogeológicas

6.2. Recursos minerales

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

6.2.2. Rocas industriales

6.3. Geotecnia

6.3.1. División en áreas y zonas geotécnicas

6.3.2. Descripción de las áreas y zonas

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO (PIG)

7.1. Relación de puntos inventariados

7.2. Testificación de la Metodología

7.3. Tipos de Intereses

8. BIBLIOGRAFIA

0. INTRODUCCION

0.1. SITUACION GEOGRAFICA

La hoja de Riaza se localiza en el sector septentrional del macizo de Ayllón en una zona donde se produce su articulación con la cuenca del Duero. En la hoja coinciden las provincias de Segovia, Soria y Guadalajara por lo que desde un punto de vista administrativo pertenece a las comunidades de Castilla-León y Castilla-La Mancha.

Desde el punto de vista geográfico se pueden distinguir tres zonas. Dos de ellas corresponden a las ya mencionadas cuenca de Duero y sierra de Ayllón; además hay que añadir los relieves en mesa del entorno de Cantalojas. Estos últimos se sitúan en el sector oriental de la hoja y son prolongación de los relieves calcáreos mesozoicos de la sierra de Pela. Las estribaciones meridionales de la cuenca del Duero se adentran en el tercio norte y oeste de la hoja donde predominan los relieves suaves mesetarios formados por materiales típicamente rojizos del Terciario. Por último el núcleo central y principal de la hoja corresponde a los fuertes relieves de rocas paleozoicas y precámbricas del macizo de Ayllón, donde se alcanzan altitudes superiores a los 2000 m (p.e. Pico el Lobo, 2273 m.)

Desde el punto de vista hidrológico, la hoja está atravesada por la divisoria de aguas de las cuencas hidrográficas del Tajo y del Duero siendo los ríos Lillas y Sorbe los principales tributarios de la primera, y el río Riaza, de la segunda.

La densidad de población es muy baja concentrándose en pequeños núcleos rurales con escasa actividad, algunos semiabandonados. La principal población de la hoja es Riaza cuyo auge en la actualidad se fundamenta en una creciente industria turística respaldada por el funcionamiento de la estación de invierno de La Pinilla. En el lado opuesto de la hoja, Cantalojas tiene una cierta importancia ganadera.

Por otra parte, todo el ámbito de la hoja de Riaza tiene una singular belleza paisajística y ecológica, incluyendo dentro de ella el espacio natural del Parque de La Tejera Negra, protegido por la presencia de un hayedo que junto con el de Montejo, en la hoja vecina de Tamajón, es el más meridional 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.

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 versión de la estratigrafía y estructura, de toda la zona centroibérica, las dos primeras y con carácter local, centrándose fundamentalmente en el sector situado al este de la zona de cizalla de Berzosa, 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 el 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), SCHAFFER (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 la cizalla de Berzosa, hay que destacar los trabajos de GONZALEZ CASADO (1986, 1987a, 1987b, 1987c). Además de las alternativas al modelo estructural mencionadas anteriormente, propuestas por GONZALEZ LODEIRO et al (1988) y MACAYA et al (1991), otros datos de la estructura hercínica son aportados por MACAYA (1983), DOBLAS et al (1988), DOBLAS (1989) y CONCHA et al (1992).

El metamorfismo fue estudiado de modo general por primera vez por HEIM (1952). Posteriormente, trabajos sobre petrología de la región de trabajo y áreas próximas son los de APARICIO y GARCIA CACHO (1970), BARD et al. (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 (1980), ARENAS et al (1982) 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 igneas

prehercínicas del Sistema Central son escasas y suelen plantear problemas de interpretación o correlación. 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 Riaza 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, la estratigrafía del Pérmico y Triásico de la región de Ayllon-Atienza fue tratada por primera vez por HERNANDO (1977 y 1980) y SOPEÑA (1979) y la del Pérmico, más recientemente, por PEREZ MAZARIO (1989, 1990) y PEREZ MAZARIO et al (1992). Algunos datos estructurales de la zona para este periodo han sido aportados por GONZALEZ CASADO et al (1985); 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).

Dada su mala calidad de afloramiento, el Jurásico de la hoja no ha sido objeto de estudio. Sin embargo, sus características son similares a las del resto de la rama castellana de la Cordillera Ibérica que han sido descritas en el trabajo clásico de GOY et al (1976).

La estratigrafía del Cretácico de la hoja de Riaza presenta unas características mixtas entre la del borde norte del Sistema Central y la del sector NO de la Cordillera Ibérica. Las referencias más válidas al respecto, son por tanto, las de ALONSO (1981) y ALONSO y MAS (1982), que describen la estratigrafía del margen norte del Sistema Central, y cualquiera de los trabajos clásicos del cretácico de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (por ejemplo los trabajos incluidos en el tomo "El Cretácico en

España, 1982). Mas reciente es el trabajo de ALONSO et al (in press) que establece la evolución de la plataforma carbonatada del Cretácico superior para todo el conjunto de la Cordillera Ibérica. También de interés por su proximidad a la zona de estudio es la nota de WIEDMAN (1974) que hace algunas precisiones sobre la cronoestratigrafía del Cretácico de Somolinos basadas en su fauna de amonites.

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.

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 en prensa). 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 muy útiles para la elaboración de esta hoja, pero 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 Riaza.

0.3. MARCO GEOLOGICO

Los materiales que afloran en la hoja de Riaza 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 Pérmico, 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 esquisto-grauváquico), 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 Riaza 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:

- 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.

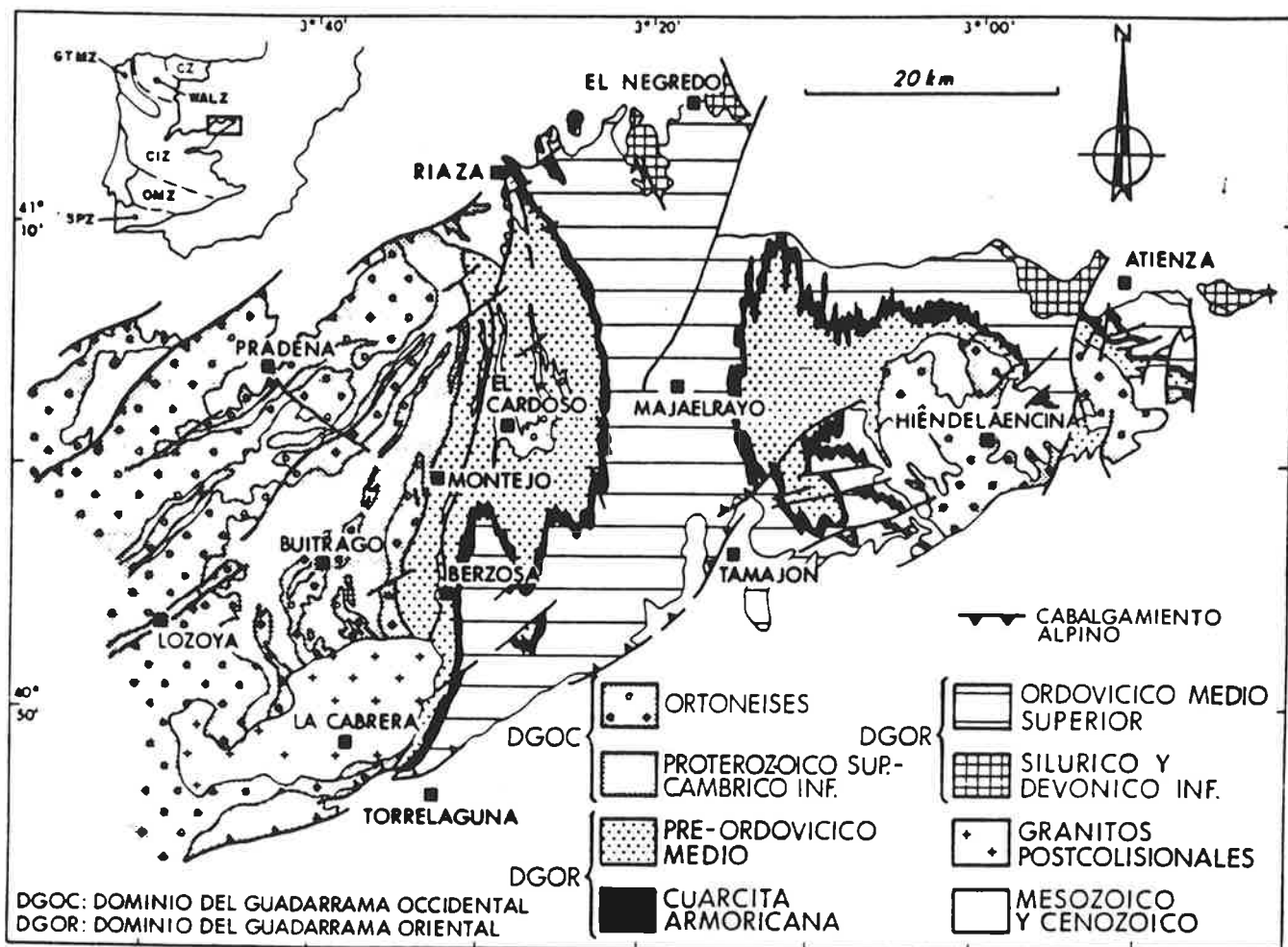


Fig. 0.1. Esquema geológico regional del sector oriental del Sistema Central y de su situación en el Macizo Ibérico. CZ : Zona Cantábrica; WALZ; Zona Astur Occidental Leonesa; GTMZ : Zona de Galicia Tras-Os-Montes; CIZ : Zona Centro Ibérica; OMZ : Zona de Ossa Morena; SPZ : Zona Sur Portuguesa.

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

- Afloramiento de series ordovícicas y postordovícias
- 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, anfibolitas 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.

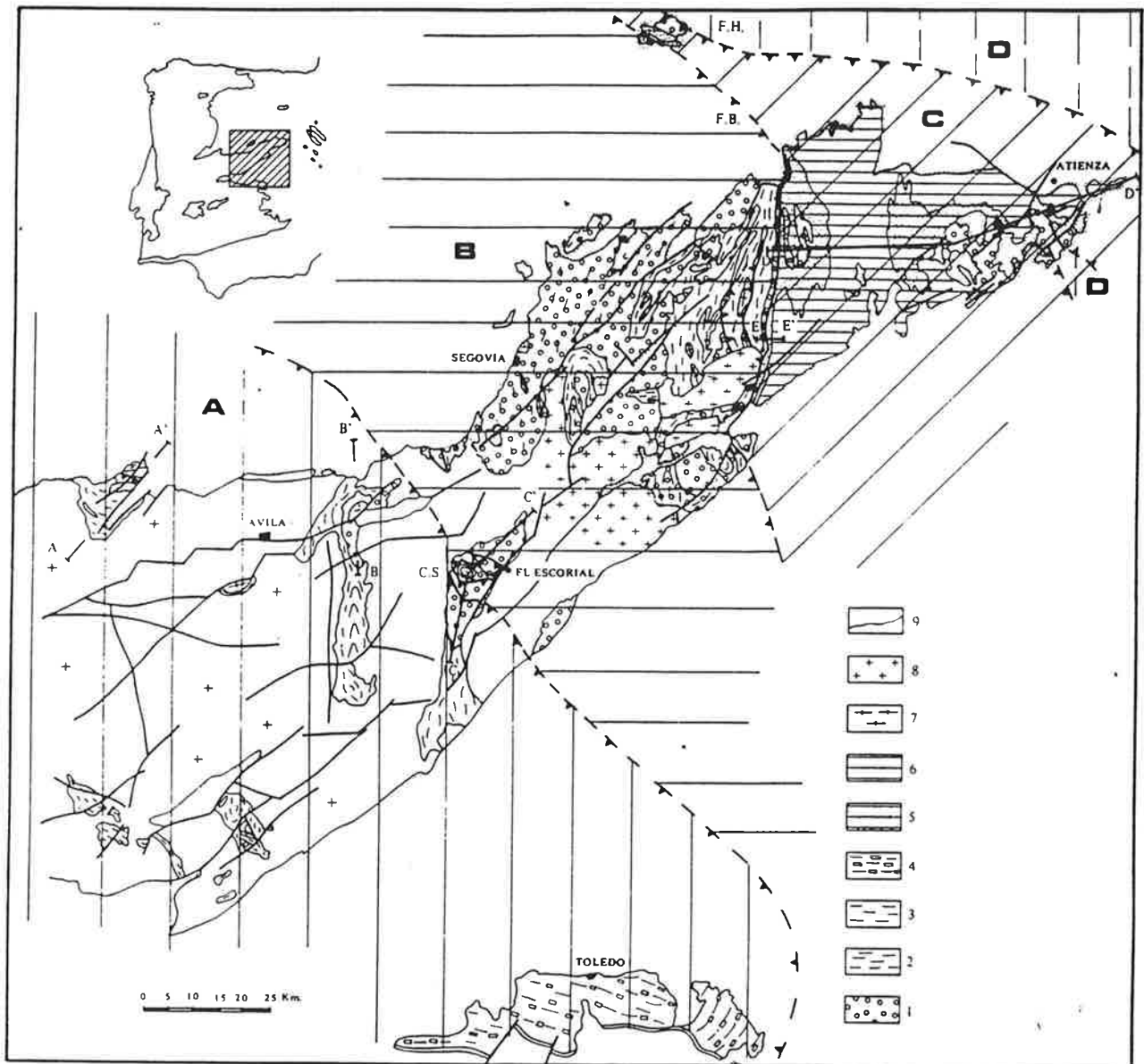


Fig. 0.2. Esquema estructural del Sistema Central, según CAPOTE et al. (1981). 1) Neises glandulares. 2) Neises félicos glandulares. 3) Formaciones metasedimentarias preordovícicas (esquistos, neises bandeados, mármoles y rocas silicatadas cálcicas). 4) Unidad migmatítica de Toledo. 5) Tremadoc. 6) Arening 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.

- 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 esquistosidad 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 antiformal 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 .

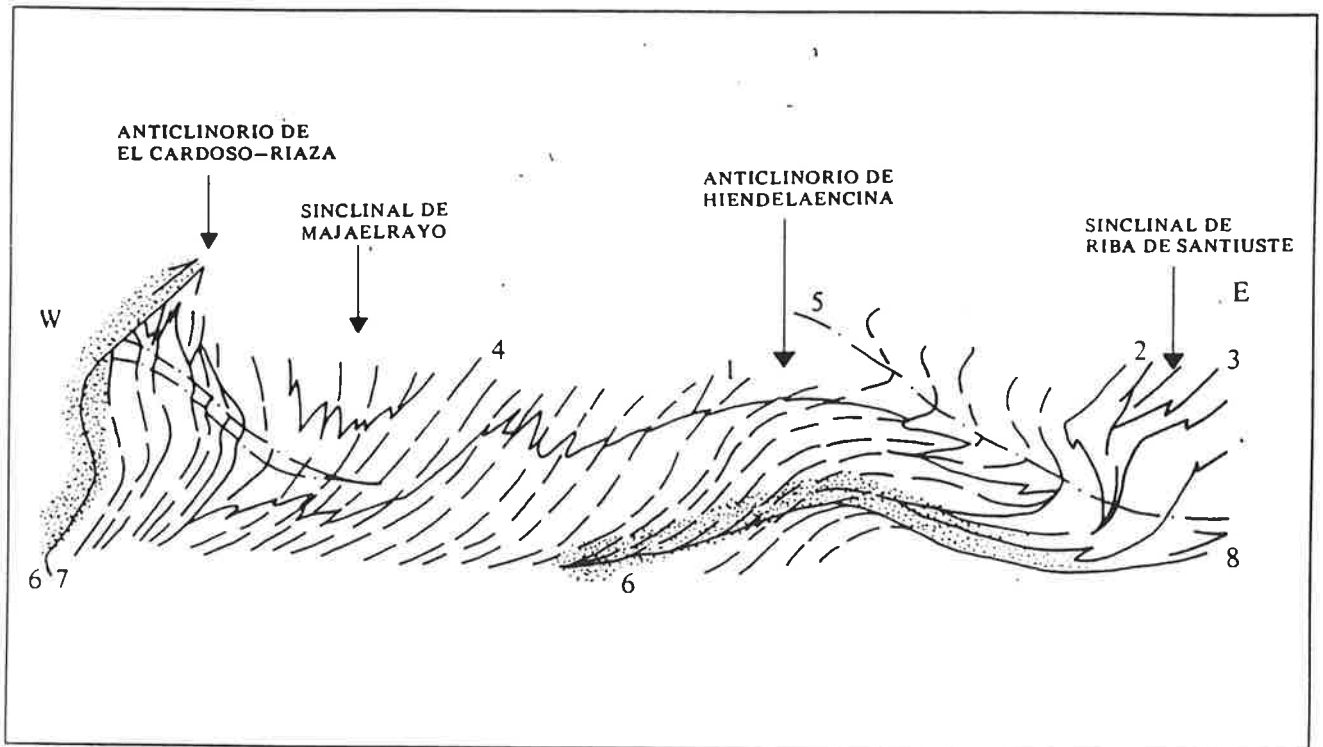


Fig. 0.3. Corte esquemático de los anticlinorios de Hiendelaencina y El Cardoso, según González Lodeiro (1981) mostrando las relaciones entre las distintas fases: 1) Formación Alto Rey. 2) Límite Ordovícico-Silúrico. 3) Límite Silúrico-Devónico. 4) Esquistosidad S_1 . 5) Esquistosidad S_2 . 6) Zona de cizalla dúctil de primera fase. 7) Falla de Berzosa-Riaza. 8) Cabalgamiento de Hiendelaencina.

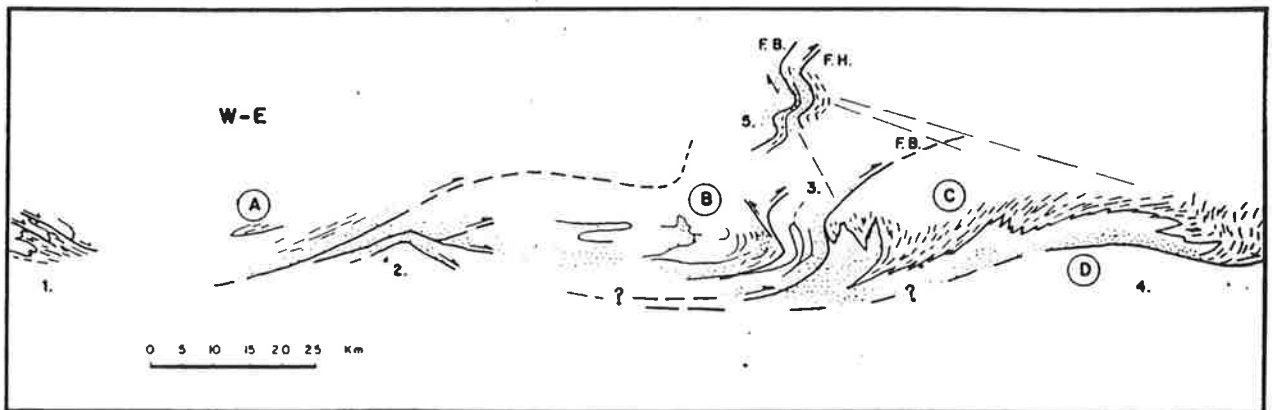


Fig. 0.4.. Cortes estructurales esquemáticos en el sistema Central mostrando la tectónica de grandes complejos. 1. Afloramiento metamórfico de Muñico (según CAPOTE, 1972). 2. Región de Buitrago. 4. Región de El Cardoso-Hiendelaencina (según GONZALEZ LODEIRO, 1981). A: Complejo de Gredos. B: Complejo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

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 preordovícias. 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 Riaza 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 existen 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 Riaza, no se han encontrado criterios suficientes que permitan identificar la discordancia mencionada. Por una parte, los niveles de

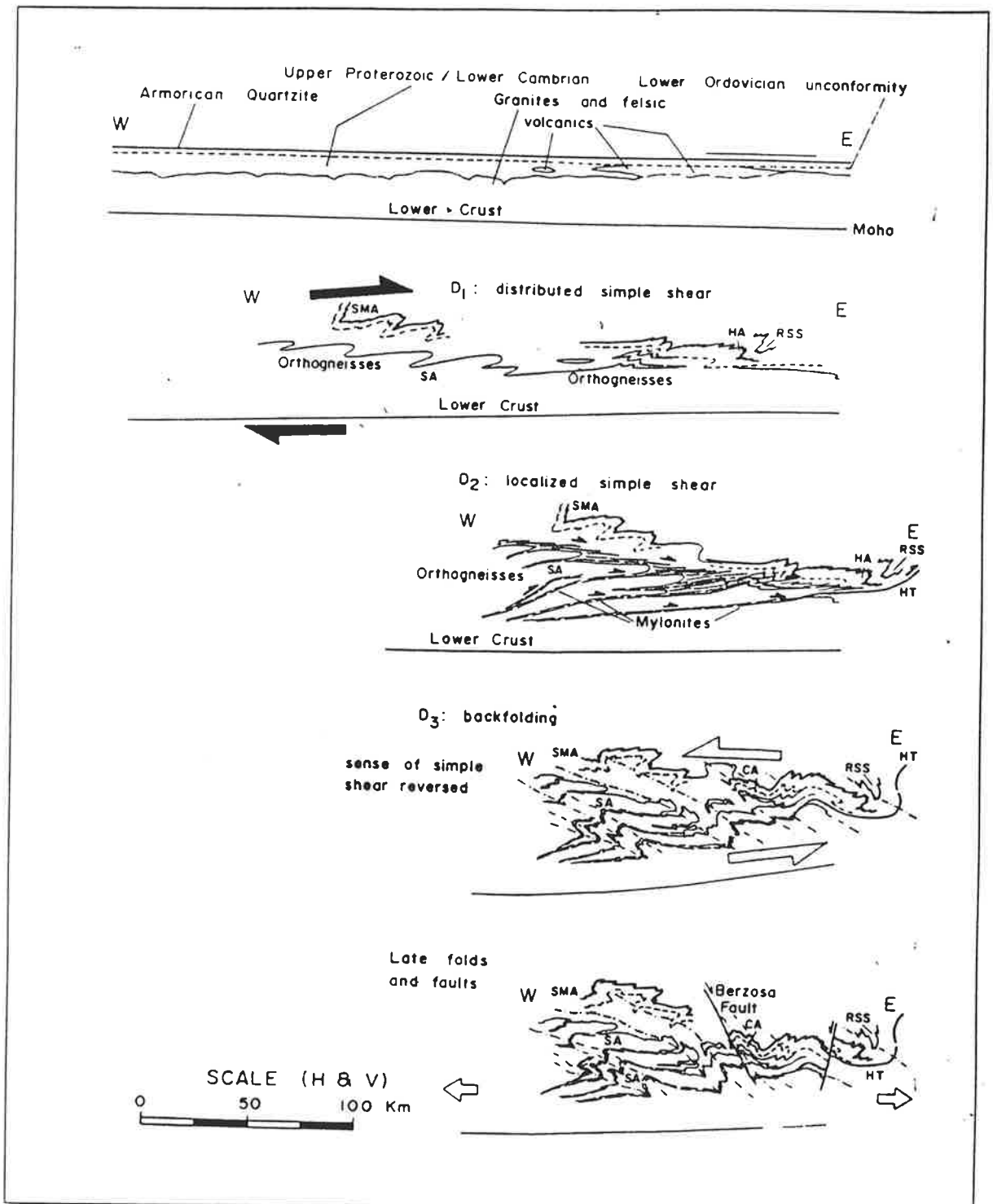


Fig. 0.5. Secuencia evolutiva de la deformación Hercínica en la sierra de Guadarrama según Macaya et al., 1991. La sección superior muestra la supuesta configuración inicial previa a la deformación. Las cantidades de desplazamiento, acortamiento y engrosamiento son aproximadas. CA = Anticlinal de El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

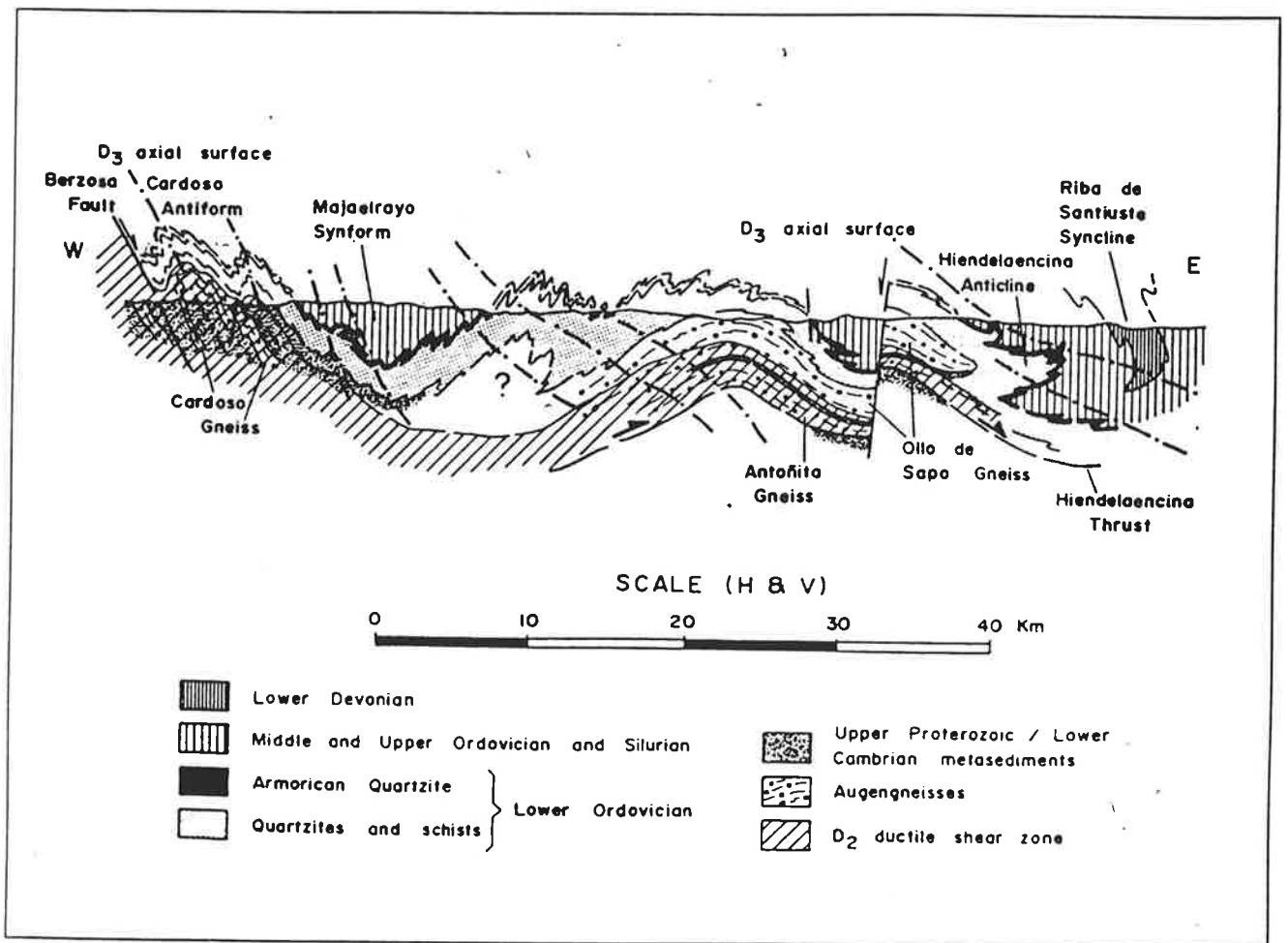


Fig. 0.6. Corte geológico del sector oriental de la Sierra de Guadarrama según MACAYA et al. (1991).

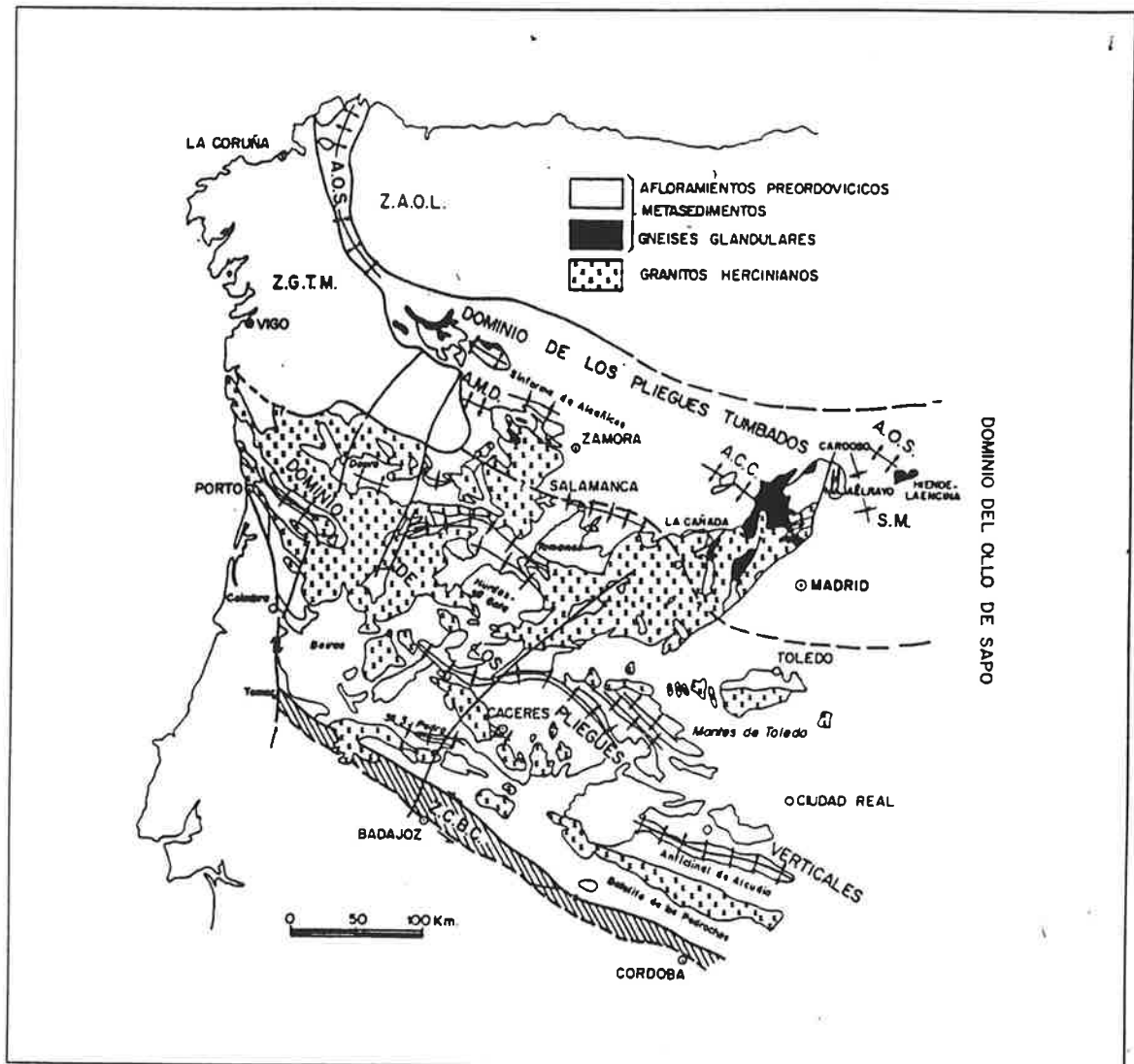


Fig. 0.7. Situación del Dominio del Ojo de Sapo en el Macizo Hespérico, ligeramente modificado de Díez Balda et al. (1990). A.C.C. : Antiforme de El Cardoso-La Cañada. A.M.D. : Antiforme de Miranda do Douro, A.O.S. : Anticlinorio de Ojo de Sapo, S.M. : Sinforme de Majaelrayo, Z.A.O.L. : Zona Asturoccidental-Leonesa,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

microconglomerados que sí se observan en determinados puntos de la vecina hoja de Tamajón, 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 paquete 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 antiforma 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 480 ± 2 Ma del emplazamiento del protolito del neis de El Cardoso obtenida por el método U/Pb en zircones (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 antiforma 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 relictiva, 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- D_1 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 Riaza según el modelo estructural considerado en el presente trabajo, es el siguiente :

0.3.1.3. Marco geológico de la hoja de Riaza. 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 datada 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; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981). Por debajo de los materiales del Ordovícico Inferior datado se intercalan los ortoneises micro y macroglandulares de El Cardoso y de Riaza, 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 leuconeises 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., 1995a) 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 aplitas 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 sinformales 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 ± 3 - 330 ± 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., 1995b; 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 Riaza, 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 foliación, 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 del Pérmico aflorantes en la hoja se han de estudiar en el contexto de las cuencas pérmicas de la rama castellana de la Cordillera Ibérica que aisladas entre sí, pero claramente alineadas tienen su origen en los movimientos en dirección de accidentes tardihercínicos, fundamentalmente con orientaciones NO-SE (SOPEÑA et al 1988).

El Triásico de esta zona presenta características similares a los 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).

Los escasos afloramientos de Jurásico de la hoja, todos ellos del Lias (y Trias superior) son característicos de las formaciones del Jurásico establecidas en la rama castellana de la Cordillera Ibérica (GOY et al 1976).

En lo que concierne al Cretácico, éste presenta en su base características similares a las del Cretácico de la Cordillera Ibérica mientras que hacia techo, durante el Senoniense principalmente, las facies y unidades cartográficas son bastante más parecidas a las definidas por ALONSO (1981) en el borde norte del Sistema Central.

Los materiales terciarios forman parte del relleno de la cuenca del Duero. Se han separado dos ciclos por sus relaciones cartográficas en hojas contiguas, el superior parece correlacionable con el "ciclo del Paramo inferior" de esta cuenca; el inferior, sin embargo, queda cartográficamente aislado sobre la mesa cretácica del Pico Grado por lo que su correlación es más dudosa.

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 modernas, 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 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 leuconeises, 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 Riaza este dominio está escasamente representado, ocupando una banda de apenas 1 km de ancho subparalela al límite occidental de la hoja en la cual los paraneises y los neises bandeados biotíticos 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. Metasedimentos. Paraneises estromáticos, esquistos biotíticos, metareniscas, cuarcitas y cuarcitas anfibólicas (2). 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 schielien 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 metareniscas y las metacuarcitas. 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 neises 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 calcícos se distinguen por sus tonos verdosos o rosáceos, derivados de la presencia de anfíboles y piroxenos y granates calcícos 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 sillimantia 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 SO de la hoja englobados por los metasedimentos de la unidad anterior. 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 mésocratos-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 S_p . 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 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.

1.1.2. Dominio oriental

En este dominio aflora una serie comprendida entre el Precámbrico superior y el Devónico inferior aunque en la hoja de Riaza sólo está representada hasta el Silúrico 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 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 zircones, 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 6) 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 de Berzosa (3), el neis

Unidad cartográfica y denominaciones utilizadas en la presente hoja	LOTZE, 1929	SOMMER, 1965	SCHÄFER, 1969	BULTYNCK SOERS 1971 SOERS 1972	BISCHOFF 1974 BISCHOFF et al, 1973, 1980	GONZ. LDEIRO 1981, BELLIDO et al 1981	ADELL et al 1981 a, b; 1982 a, b	HAMMANN et al 1982	GUTIERREZ MARCO et al 1984
16 F ALCOLEA	P			F. ar. de Alcolea		F. ar. de Alcolea	S ₁₂ psq		
15 F. Cañamares	cu.		P. con Graptolitos	M2 M1	Serie sup. Pizarra inf. b g	F. p. de Cañamares	S ₁₂ S ₁₂		
14 cu. de Santibañez	gr. pz.	6	cu. Santibañez	cu. Cuento	cu. Santibañez	cu. Santibañez	S ₁		
12 R5		4	g	M5	Sup.		O ₃ -S ₁		M. sup
11 R4		3	Sup f	M4			O _{3p} -S ₁		F ₄ M. inf.
10 F. Rodada	S. de P. arc	2	d	M3	C. Rodada	F. eq. de Prádana	O ₂		M. ar.
9 R2		1	inf	M2	inf.		O _{2p}		M. ar.
8 R1			a	M1			O ₁₂		M. ar.
7 F. Alto Rey ó cu. armonicada cu. del Arenig	Suc. cuarc.		cu. Alto Rey	cu. Alto Rey	cu. Armonicada	F. cu. Alto Rey	O _{12q}	cu. Alto Rey	F. cu. Alto Rey
6 Serie infra-cuarc. Constante	S. semi-metamórfica		C. Constante	F. Barnova	C. Constante	F. cu. y eq. de La Constante	O ₁₁	F. constante	F. cu. y eq. de La Constante
PREORDOVICICO									

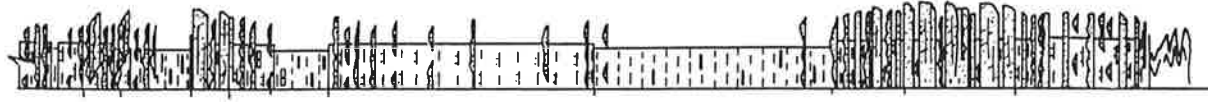


Fig. 1.1. Columna tipo del Paleozoico en la zona de estudio y nomenclatura utilizada por los principales autores (parcialmente modificado de Fernández Casals y Gutiérrez Marco, 1985).

de El Cardoso (4) y el neis de Riaza (5). 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 Zircones).

La unidad consiste esencialmente en micaesquistos 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 calcicos, 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 megacrystales de granate, estauroлита, 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 (6. 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 y de Riaza. 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 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 tardíos 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 subida al puerto de la Quesera se han reconocido las siguientes facies:

Alternancias rítmicas, sin organización definida, de capas tabulares de areniscas cuarcíticas con gradación positiva (de grano medio-grueso a medio-fino) y limolitas o pelitas grises. Las capas de areniscas presentan base neta, a veces con estructuras, estratificación paralela, y cruzada, laminaciones onduladas, estratificación cruzada hummocky y, a techo, ripples de ola. Las pelitas y limolitas tienen un aspecto relativamente homogéneo, con estratificación linsen (lenticular). Esta facies se interpreta como capas de tormenta en un contexto de plataforma abierta, con sedimentación por encima del nivel de base de las tormentas.

Barras cuarcíticas. Forman secuencias negativas de potencia métrica a decamétrica, en la parte inferior son alternancias rítmicas con tendencia estratocreciente; en la parte media y superior son esencialmente cuarcitas y areniscas cuarcíticas de grano grueso a medio-grueso, dispuestas en blancos tabulares métricos y decimétricos amalgamados que presentan estratificación cruzada a gran escala (que en ocasiones denota cierta bimodalidad), laminación ondulada, estratificación cruzada hummocky y en menor medida, estratificación cruzada planar y ripples de ola. Se interpreta como barras submareales y de plataforma abierta.

Canales mareales. Secuencias métricas, tendencia de grano y estratodecreciente, de litología cuarcítico-areniscosa. Tienen base canalizada, estratificación cruzada y bimodal, laminación ondulada y ripples de ola a techo. Suelen presentarse a techo de las secuencias de barras. Se interpretan como canales submareales.

Conglomerados. No reconocidos en columna, se asimilan regionalmente a la base de la serie (GONZALEZ LODEIRO 1981, MACAYA et al 1991, AZOR et al 1992) aunque en realidad se localizan en medio de la misma. Se caracterizan por presentar bases canalizadas, cicatrices internas y estratificación cruzada angular. Gradan en vertical a cuarcitas y areniscas, organizándose en ciclos positivos. Se intercalan con limolitas con estratificación ondulada flasher y linsen. Corresponden a depósitos de abanicos deltaicos en régimen inter-submareal.

La organización secuencial corresponde a la de un ciclo de características transgresivas, que culmina con la Fm. Alto Rey o cuarcita armoricana. El episodio conglomerático de abanicos deltaicos se supone discordante sobre la serie infrayacente del

Precámbrico-Cámbrico aunque más bien representaría una pequeña discontinuidad dentro de la serie ordovícica. La tendencia transgresiva se mantiene a lo largo de la sucesión, presentando en los términos superiores rasgos de tipo somerizante que dan paso a la cuarcita de la Fm Alto Rey. Las facies de alternancias que constituyen la parte media del ciclo incluyen en la parte media y baja varios niveles de barras submareales y de plataforma abierta, y a techo, frecuentes canales mareales ya en tránsito con la Fm. Alto Rey.

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 la parte media y superior de la formación se han encontrado Cruzianas y Skolitus que permiten datarla como Ordovicio inferior (FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO, 1985).

1.1.2.3. Neises glandulares. Neis de Berzosa (3)

Afloran en la parte alta de la serie mica-esquistosa que caracteriza el sector comprendido entre los detachments de Montejo 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 son 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 la vertiente occidental de la estación de invierno de la Pinilla, en el corte del arroyo de la Buitrera y en el corte del Cervunal, unos 200-300 m al oeste de este Pico. 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 cuarzo-feldespática y micácea 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 anfibolíticas a facies de esquistos verdes) que afectan la roca.

Estos neises se han considerado de origen volcanosedimentario (BISCHOFF et al. 1973, FERNÁNDEZ 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 (4)

Afloran al este del detachment de El Cervunal en dos bandas de dirección submeridiana, conformes con la S_2 , que se prolongan con mayor anchura en la hoja de Tamajón, donde cierran dibujando una estructura antiformal o antiforme del 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 localizan en la banda occidental: parte alta de la estación de invierno de La Pinilla y collado inmediatamente al oeste del pico del Lobo; el afloramiento de la banda más oriental es más pobre y dificultoso de cartografiar. Litológicamente se trata de neises microglandulares de grano. Las glándulas son de tamaños generalmente inferiores a 1 cm; con formas aplastadas y sigmoides, están envueltas en una matriz micácea y cuarzo-feldespática de proporciones variables, definiendo una fábrica planar o planolinar (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 anfibolitas; en los márgenes se citan facies ricas en granates. Estos neises han sido anteriormente descritos por SCHAFFER (1969), GARCIA CACHO (1973), NAVIDAD (1978), ARENAS (1979) y GONZALEZ CASADO (1986) y han sido correlacionados con los neises que forman la parte alta de la Fm. Hiendelaencina u Ollo de Sapo de grano fino (CAPOTE et al. 1977; GONZALEZ LODEIRO, 1980). Se les ha propuesto un origen volcánico (SCHAFER 1969, GONZALEZ LODEIRO 1980) o volcanosedimentario (NAVIDAD 1978, ARENAS et al. 1979, 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 antiforma del 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 sugiere que el neis del 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. Neises glandulares. Neis de Riaza (5)

Afloran entre las localidades de Riaza y Riofrio de Riaza en un macizo alargado según la dirección de la esquistosidad principal (S_2) y limitado al oeste por el detachment del Alto de El Cervunal. El límite oriental coincide con otro detachment que hacia el norte enraiza en el anterior, mientras que hacia el sur su traza es más difusa, perdiéndose dentro de la alternancia de esquistos y cuarcitas. Presentan en general, una buena exposición reconociéndose con facilidad en la carretera de Riaza a Riofrio de Riaza en las proximidades de esta última localidad, donde, además, se pueden observar las intercalaciones de las facies más leucocráticas; también existen buenos afloramientos en las inmediaciones de la fábrica de hilaturas de Riaza.

Estos neises se caracterizan por la presencia de glándulas feldespáticas centimétricas rodeadas por una matriz cuarzofeldespática y micácea, dando un aspecto similar al del neis Berzosa del que se diferencia por un mayor tamaño de las glándulas y una mayor composición plagioclásica de éstas. No obstante ha habido autores (ARENAS 1979, ARENAS et al 1980, 1982) que relacionan el neis Riaza con la alineación de neises de tipo Berzosa (alineación Berzosa-Nazaret). Por otra parte, como se ha mencionado anteriormente, GONZALEZ CASADO (1986) relaciona este neis con el de El Cardoso al considerarlos cartográficamente enlazados a favor de un nivel de micaesquistos.

El neis de Riaza presenta una fábrica planar o plano-linear muy penetrativa, derivada del intenso cizallamiento de D_2 , que varía entre una milonita SC, una milonita de estructura planar e incluso, puntualmente, una ultramilonita. Las texturas más frecuentes corresponden a las milonitas de tipo SC, observándose a simple vista los planos S, esencialmente micáceos, rodeando las glándula de FK y plagioclasa que, muy aplastadas y estiradas, suelen definir una lineación de estiramiento L_2 . Las formas sigmoides de las glándulas y sus relaciones con los planos S y C permiten reconocer un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el SE, según la dirección de L_2 . También a simple vista se observa, por toda la roca pero sobre todo en las proximidades de los dos detachments que la delimitan, la superposición de planos C' sintéticos con el sentido de movimiento que cortan a los planos S y C anteriormente descritos, a favor de los cuales se produce la retrogradación de determinados minerales (especialmente cloritización de la biotita) a facies de los esquistos verdes.

Las facies descritas del neis de Riaza son similares a las anteriormente aceptadas para el Olló de Sapo (GARCIA CACHO 1973, ARENAS et al 1981). Su heterogeneidad, en parte debida a la deformación por cizalla de D_2 , ha llevado a considerarlas como de origen volcanosedimentario (BISCHOFF et al 1973, FERNANDEZ CASALS 1974, ARENAS et al. 1980, 1981, GONZALEZ CASADO 1986). La edad de su protolito se ha cifrado en 468 ± 16 - 8 Ma (VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria, ver apartado 2.5 de Geocronología) por lo que, dentro de los márgenes de error aceptables para estas rocas, se puede considerar coetáneo al neis de El Cardoso y genéticamente relacionado con éste.

1.1.2.6. Leuconaises (sin representación cartográfica)

Tanto en la hoja de Riaza como en la de vecina Tamajón, se han reconocido cuerpos de leuconaises 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 cuarzofeldespáticas 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.

1.1.2.7. Cuarcitas en bancos potentes. Fm. Alto Rey (7). 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 Riaza esta formación aflora en ambos flancos del sinclinal de Majaerayo, existiendo buenos puntos de observación tanto en la carretera de Riofrio de

Riaza a Majaelrayo (en distintas curvas de la subida al puerto de la Quesera, en el mismo puerto o en el corte del río Jaramilla) como en los diferentes crestones que dibujan el anticlinal de Galve de Sorbe al SE de esta localidad.

En esta formación existen distintas facies:

Barras cuarcíticas formadas por secuencias negativas de orden métrico a decamétrico de cuarcitas y areniscas cuarcíticas de grano medio a grueso en cuya parte baja es frecuente encontrar alternancias arenisco-limolíticas con ripples de ola y laminaciones onduladas. En los términos cuarcíticos las estructuras sedimentarias más frecuentes son las estratificaciones cruzadas o paralelas y las laminaciones onduladas, siendo más rara la presencia de estratificación cruzada de tipo hummocky y la estratificación bimodal. Estas facies corresponden a barras litorales esencialmente submareales si bien también aparecen secuencias de playa y posibles islas barreras.

Canales cuarcíticos y areniscas que dan secuencias positivas métricas. Tienen base canalizada con diferentes estructuras de muro, estratificación cruzada bimodal que hacia techo pasa a ser una laminación ondulada, en ocasiones con ripples de ola. A veces presentan superficies de acreción lateral. Esta facies, que se encuentra a techo de las secuencias de barra e intercaladas en los tramos de alternancia que se describen a continuación, se interpretan como canales divagantes en contextos inter y submareales.

Limolitas y pelitas grises con intercalaciones de areniscas cuarcíticas. Presentan una estratificación wavy, flasher y linsen y abundante bioturbación. Corresponden a facies de lagoon asociado a barras litorales y, principalmente, a llanuras mixtas intermareales.

Desde el punto de vista secuencial la Fm. Alto Rey constituye un paquete bastante masivo si bien se distinguen varios intervalos con organización estratocreciente del orden de varias decenas de metros. Los paquetes inferiores muestran bastante influencia de tormentas mientras que los superiores presentan más rasgos mareales. Considerada como un episodio transgresivo, la cuarcita armoricana culmina el ciclo iniciado con la Fm. Constante aunque más bien constituye el intervalo final de

somerización-progradación de la plataforma posterior a los términos transgresivos del techo de esta formación.

Hay que destacar como un aspecto de campo característico de esta formación la fuerte lineación que se suele desarrollar sobre las superficies de estratificación de los bancos de cuarcita como consecuencia de su intersección con la que, cuando se trata de la S_1 , como ocurre en el flanco oriental del sinclinal de Majaelrayo, 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. Al sur del puerto de la Quesera la penetratividad de la S_2 llega a producir la trasposición de segmentos enteros de cuarcita de tal forma que en muchos puntos de esta zona 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), (FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO 1985) confirman una edad Arenig para esta formación. Su potencia es próxima a los 200 m.

1.1.2.8. Pizarras, esquistos y cuarcitas. Fm. Rodada; R₁ (8) 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 el grupo Rodada, está formada por una alternancia de pizarras y limolitas grises con cuarcitas y areniscas cuarcíticas, de 100 a 200 m de potencia (su espesor medio es de unos 90-100 m) que constituye la serie de transición entre las cuarcitas de la Fm. Alto Rey y las pizarras masivas de R2. Esta representada por tanto en ambos flancos del sinclinal de Majaelrayo

aunque su calidad de afloramiento es en general deficiente ya que suele formar valles o rupturas de pendiente entre las formaciones infra y suprayacentes más competentes.

En esta unidad se observan las siguientes facies :

Alternancias que tienen carácter rítmico y organización secuencial. Esencialmente tienen una estratificación wavy. Las capas de cuarcitas y areniscas, generalmente de orden decimétrico, están gradadas (grado medio-grueso a medio-fino) y son sobre todo tabulares, con base neta; se observan numerosas estructuras de muro, estratificación cruzada planar, laminación ondulada y estratificación cruzada hummocky; a techo son frecuentes los ripples de ola. Esta facies se interpreta como capas de tormentas.

Barras que forman secuencias estrato y granocrecientes con alternancias de pizarras y areniscas en la base y capas de tormentas amalgamadas a techo. En vertical muestran un incremento energético observándose a techo estratificación cruzada y estratificación de tipo hummocky, de gran longitud de onda. Estas facies se interpretan como barras de plataforma abierta, por debajo del nivel de base.

También se reconocen facies de canales en forma de pequeñas incisiones rellenas por capas de tormenta amalgamadas, configurando ciclos positivos. Presentan estratificación cruzada y planar a base que pasa en la vertical a una laminación ondulada y estratificación cruzada de tipo hummocky con ripples de ola en la parte superior. Corresponden a canales de plataforma.

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 asturoccidental-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".

1.1.2.9. Pizarras negras homogéneas. Fm. Rodada; R₂ (9). 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 pirita 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 Majaelayo 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 S₁, en forma de slaty cleavage muy penetrativa, mientras que la S₀ solo se reconoce en vistas y panorámicas y en foto aérea.

Esta unidad presenta las siguientes facies:

- Facies euxínicas homogéneas, que consistente en pelitas y pizarras negras grafitosas masivas, con abundante pirita. 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, braquiopodos y bivalvos de edad Llanvirn. (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 Riaza éste disminuye hacia el norte estimándose que puede oscilar entre un mínimo de 500 y un máximo de más de 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 Neseirus", "pizarras del Rio", "pizarras inferiores o pizarras con Calymene" en los Montes de Toledo y "pizarras de Luarca" en la zona asturoccidental-leonesa.

1.1.2.10. Pizarras grises con intercalaciones de areniscas y cuarcitas. Fm. Rodada; R₃. (10). Llandeiliense-Ashghilliense

El contacto entre esta unidad y la precedente viene marcado por un incremento de los niveles areniscosos que en algunas ocasiones es neto pero en otras es gradual o poco definido, lo que dificulta notablemente su cartografía. Este miembro de la Fm. Rodada está constituido por pelitas y limolitas grises que alternan con areniscas y cuarcitas dispuestas generalmente en niveles centimétricos y, más raramente, decimétricos. En la parte alta de la serie existen tramos donde predominan los niveles decimétricos de cuarcitas y areniscas. Localmente existen lentejones de areniscas con cemento carbonatado y regionalmente se citan niveles dolomíticos discontinuos a techo.

Esta unidad ocupa la zona central del sinclinal de Majaerayo. No existe una columna completa de la misma que permita estimar su espesor, cuyo valor aproximado se estima en torno a los 400-500 m. Se reconocen las siguientes facies:

• Alternancias de limolitas y pelitas grises con areniscas y cuarcitas en capas centimétricas. Desarrollan una estratificación linsen, wavy y flasher. Las capas areniscosas están ligeramente gradadas siendo frecuente la estratificación cruzada planar, la estratificación cruzada hummocky y los ripples de ola. Existen abundantes estructuras de deformación por carga y de colapso y bioturbación en las pelitas y limolitas. Estas facies predominan en la parte inferior y media de la unidad y corresponden a un contexto prodeltaico con influencia de tormentas.

• Capas de tormenta amalgamadas. No se han reconocido en la hoja de Riaza pero se citan en la contigua de Atienza (ITGE 1982) hacia la parte superior de la serie. Parecen organizarse en ciclos positivos por lo que pueden corresponder a canales de plataforma. Presentan estratificación cruzada de bajo ángulo planar, estratificación cruzada hummocky y ripples de ola.

• Lentejones de arenisca con cemento carbonatado. No identificados en la presente hoja se citan regionalmente a distintas alturas dentro del tercio superior de la unidad (ITGE 1982); deben corresponder a superficies importantes de inundación.

Carbonatos terminales. Tampoco se reconocen en la presente hoja aunque si en zonas próximas (hoja de Atienza, ITGE, 1982). Consisten en 5 a 10 m de pizarras margosas y dolomías depositadas en un contexto litoral carbonatado.

Desde el punto de vista secuencial esta unidad, por simplificación, puede considerarse como el intervalo terminal de somerización de la secuencia iniciada con R_1 y R_2 producto de la progradación prodeltaica de la plataforma. No obstante la realidad parece más compleja; por correlación cronológica con otras localidades (especialmente Montes de Toledo) existen varias secuencias en el intervalo Llandeilo-Asghill. Los niveles carbonatados lentejonares intercalados en la serie pueden corresponder al Caradoc en la base del cual se cita una importante interrupción sedimentaria. El nivel dolomítico de techo esquivale probablemente a las calizas del Asghill.

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 solo ha permitido datar su base donde, como se ha indicado en el apartado anterior, se ha encontrado 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 a las "margas de Briozos" de la Cordillera Ibérica y a la "caliza urbana" en los Montes de Toledo.

1.1.2.11. Pizarras negras homogéneas. Fm. Rodada; R_4 (11). Asghilliense

En contacto neto sobre los términos cuarcíticos y areniscosos de techo de la R_3 , aparece un tramo de pizarras negras grafitosas, limolitas y pelitas gris oscuro que en la parte superior, cerca del tránsito con la unidad suprayacente, presentan algunas intercalaciones de areniscas y clastos milimétricos dispersos de areniscas con cemento carbonatado.

Esta unidad aflora en el núcleo del sinclinal de Majaerayo existiendo buenos puntos de observación en zonas próximas a las localidades de El Muyo y Becerril. En la columna del río Aguiñejo, próxima a Santiesteban de Ayllón, se han medido 110 m. Se han descrito las siguientes facies:

- Fangos euxínicos. Consisten en pizarras y pelitas negras y grafitosas homogéneas con esporádicas intercalaciones limolíticas y cristales dispersos de sulfuros metálicos. Se anteponen en un contexto de plataforma abierta de baja energía con fondos anóxicos.
- Limolitas y pelitas. Más desarrolladas en la parte alta de la unidad, presentan un aspecto bastante homogéneo con diferencias granulométricas de frecuencia métrica. Corresponden a un medio de plataforma abierta-prodelta.
- Pelitas con fragmentos de carbonatos. También se desarrollan en la parte alta de la unidad. Los clastos aparecen como huecos angulosos originados por la disolución del carbonato. Tienen diámetros milimétricos y cuando se conservan corresponden a areniscas con cemento calcáreo. Se interpretan como para-tillitas (sedimentos glacio-marinos) derivados de la fusión de los hielos en un periodo finiglacial.
- Lentejones de areniscas con cemento carbonatado. Su inclusión en facies fanjosas euxínicas, así como su tamaño (unos 30-50 cm) y su presencia, prácticamente excepcional, permiten considerarlos como parte de depósitos desorganizados.

El contacto relativamente neto con la unidad infrayacente y la posible truncación de los términos superiores de la Fm. Rodada 3 invitan a considerar una ruptura en la base de la unidad, referenciada regionalmente a techo de las calizas del Asghill. El desarrollo de las facies euxínicas de la parte inferior puede estar relacionado con un periodo árido y frío coherente con una glaciación prolongada. El tránsito a depósitos prodeltaicos con mayor oxigenación puede estar de acuerdo con un atemperamiento climático, humedecimiento generalizado y fusión de los glaciares en los contextos marinos marginales, implicando una subida relativa del nivel del mar en situación eustática y consiguiente sedimentación de facies transgresivas.

El contenido paleontológico de esta unidad es nulo. Sin embargo su correlación (junto con la unidad suprayacente R5) con las "pelitas con fragmentos" de los

Montes de Toledo, permite asignarla a la parte alta del Asghill, produciéndose el límite Ordovícico-Silurico muy posiblemente dentro de la R5 (FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO 1985). Estas dos unidades R4 y R5 son también equiparables a las "pizarras de Orca" de la Cordillera Ibérica y al miembro medio de la Fm. Agüeira en la zona asturoccidental-leonesa.

1.1.2.11. Pizarras arenosas y areniscas. Fm. Rodada; R₅ (12). Asghilliense-Llandoverense.

Un aumento progresivo de las intercalaciones areniscosas a techo de la R4 produce el tránsito a esta unidad que está caracterizada por 50 a 150 m (65 en la serie del río Agüesejo) de limolitas y pelitas grises, con niveles de areniscas y cuarcitas. Son abundantes los clastos dispersos de areniscas con cemento carbonatado. En la mencionada serie se describen las siguientes facies:

Alternancias rítmicas, de frecuencia decimétrica, de pelitas y limolitas con areniscas cuarcíticas. Estas últimas son de grano fino y medio y se disponen en capas tabulares de potencia métrica y decimétrica con gradación positiva. Tienen base neta, estratificación paralela, estratificación cruzada de tipo hummocky y ripples de ola, así como estructuras de colapso y deformación por carga. También se cita estratificación ondulada y linsen. Existen algunos depósitos desorganizados del tipo debris flow y slumps. Esta facie corresponde a una plataforma prodeltaica con influencia de las tormentas.

Cantos carbonatados. De menor tamaño pero mas abundantes que en la unidad anterior, tienen el mismo origen.

Esta unidad presenta una clara tendencia estratocreciente que se interpreta como un episodio transgresivo por humedecimiento climático. La existencia de dos niveles diferenciables de clastos carbonatados puede relacionarse con periodos finiglaciares. Su edad, Asghill-Llandovery, se ha justificado en el apartado anterior por correlación con series similares de otros puntos del Macizo Ibérico.

1.1.2.12. Cuarcitas en bancos potentes Fm. Santibañez (13). Llandoverryense

El ciclo sedimentario representado por las unidades R4 y R5 de la Fm. Rodada culmina con un tramo eminentemente cuarcítico, muy característico, que produce un llamativo resalte morfológico. Este tramo se observa con relativa facilidad, aunque trastocado por una intensa fracturación, en el núcleo del sinclinal de Majaelrayo. Sin embargo al sur de Santibañez de Ayllón, se han cartografiado dos tramos cuarcíticos muy próximos culminando el ciclo mencionado, el más inferior intercalado a techo de la unidad R5 y el superior, correlacionable con el descrito en el núcleo del sinclinal de Majaelrayo.

La cuarcita de Santibañez consiste esencialmente en cuarcitas y areniscas cuarcíticas dispuestas en bancos métricos, entre los que se intercalan limolitas y areniscas. En la serie del río Aguijejo, próximo a Santibañez de Ayllón, se han medido 65 m de potencia que incluyen los dos tramos cuarcíticos mencionados anteriormente, siendo el espesor del tramo superior de unos 35 m. Esta unidad presenta unas facies similares a las de la Fm. Alto Rey:

Barras cuarcíticas. Se organizan en secuencias negativas de orden métrico constituidos por capas decimétricas tabulares de areniscas cuarcíticas amalgamadas o alternando con limolitas en la base y bancos masivos de cuarcitas en la parte alta. En la parte inferior la estratificación es ondulada y flasher con ripples de ola, laminación ondulada y estratificación cruzada de tipo hummocky; en la parte superior se observan morfologías de tipo sand-wave con estratificación cruzada a gran escala a veces con deformación hidrolástica y criterios de bimodalidad. Se interpretan como barras litorales en régimen submareal a intermareal, apreciándose algunas secuencias asimilables a playas.

Canales mareales. Son secuencias positivas de orden métrico. Presentan base canalizada y desarrollo de bancos masivos de cuarcita con estratificación cruzada y bimodal en la parte inferior. Los términos superiores de las secuencias presentan un aspecto más tableado, con laminación ondulada y ripples de ola. Suelen truncar los términos superiores de las secuencia de barras y se integran en un contexto de plataforma arenosa intermareal.

Alternancias de capas tabulares de areniscas cuarcíticas de grano medio y de potencia decimétrica con limolitas-pelitas grises. Presentan ripples de ola. Probablemente corresponden a un medio de plataforma intermareal mixta-lagoon.

Respecto a la organización secuencial, normalmente se presenta como una única barra que representa los términos de somerización con progradación deltaica y colmatación, finalizando el ciclo sedimentario de R4 y R5. Como se ha mencionado anteriormente, en su localidad tipo (Santibañez de Ayllón) aparecen dos niveles de barras litorales, separadas por un tramo pelítico arenoso. Su barra inferior es esencialmente submareal si bien presenta alguna secuencia asimilable a playas o a isla barrera. El intervalo heterolítico intermedio puede representar la facies de lagoon a plataforma mixta intermareal y el paquete cuarcítico superior presenta un mayor desarrollo de facies canalizadas, correspondiendo a un medio de plataforma arenosa esencialmente intermareal.

El contenido paleontológico de esta unidad es nulo, pero por correlación con formaciones similares del Macizo Hespérico ("cuarcita blanca" en la Cordillera Ibérica, "cuarcitas de Criadero" o "cuarcitas de Castellar" en Montes de Toledo y "cuarcita de Vega" o "de Pumares" en la zona asturoccidental-leonesa) se le asigna una edad Llandovery.

1.1.2.14. Pizarras negras ampelíticas y pizarras arenosas con areniscas y cuarcitas.
Fm. Pizarras de Cañamares (14). Llandoveryense - Ludlowiense

Por encima de la cuarcita de Santibañez aparece una nueva sucesión esencialmente pelítica conocida como Fm. Pizarras de Cañamares, denominación que, según FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO (1985), equivale aproximadamente a la "serie de Serracín" de BISCHOFF (1974). Se trata de unos 70 a 120 metros de pizarras ampelíticas negras, muy grafitosas, con abundantes cubos de pirita (en la base) y pizarras oscuras con intercalaciones limolíticas y arenoso-cuarcíticas (en la parte media y superior). Ocupan el núcleo del sinclinal de Majaelrayo entre las localidades de El Muyo y Becerril. También afloran a lo largo del tramo de carretera entre Grado del Pico y Santibañez de Ayllón, en las inmediaciones de esta última localidad. Se reconocen las siguientes facies:

Fangos euxínicos constituídos por pizarras negras, a veces silicificados que contienen graptolitos. Corresponden a fondos anóxicos de plataforma abierta, profunda, de baja energía.

Alternancia de pizarras, limolitas, areniscas y cuarcitas. Ocupan la parte media-alta de la unidad. Las pizarras son ligeramente pelíticas y de tonos oscuros, con frecuentes tramos silicificados. Las limolitas constituyen intervalos decimétricos, de tono gris algo oscuro, con cierta granoclasificación positiva. Los niveles de areniscas, y cuarcitas presentan estratificación paralela, y linsen. Internamente estos niveles desarrollan estratificación paralela, estratificación cruzada de tipo hummocky y climbing ripples; hacia techo son abundantes los ripples. Se interpretan como capas de tormenta en medios prodeltaicos distales.

Niveles de nódulos ferruginosos. Son nódulos subsféricos, de diámetros comprendidos entre 3 y 8 cm formados por areniscas ferruginosas. Se relacionan con episodios de interrupción sedimentaria.

La secuencia de pizarras anóxicas a alternancias sugiere una tendencia trasgresiva para el conjunto, en relación con un humedecimiento climático consecuente con una subida relativa del nivel del mar en condiciones eustáticas. El contacto muy neto con la unidad infrayacente indica un importante límite secuencial que algunos autores interpretan como discordante.

Tal y como reflejan FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO (1985) el contenido paleontológico de la unidad queda bastante restringido al tramo ampelítico basal donde se han citado abundantes graptolitos que permiten datar a este tramo como Lladovero-Ludlow inferior; la parte media y superior de la unidad se asigna al Ludlow por su posición estratigráfica y por la presencia de algunos graptolitos, tentaculites, lingulidos e icnofósiles.

1.1.2.15. Cuarcitas con intercalaciones de pizarras. Fm. Alcolea (15) Ludlowiense.
Pizarras, pizarras arenosas y areniscas. Fm. Alcolea (16) Ludlowiense-
Pridoliense

Por encima de la Fm. Cañamares se encuentra una serie esencialmente arenosa que fue denominada por BULTYNCK y SOERS (1971) como Fm. areniscas de Alcolea. El espesor regional de esta formación es de unos 750-800 m. de los cuales en la hoja de Riaza solo están representados los 200 m basales. Estos corresponden a cuarcitas tableadas dispuestas en bancos decimétricos y a una alternancia de limolitas y pelitas grises con cuarcitas y areniscas cuarcíticas; esporádicamente aparecen tramos de pizarras negras grafitosas con cubos de pirita dispersos. Los términos de cuarcitas tableadas aparecen sobre todo en la base de la unidad, dando lugar a un resalte morfológico que ha permitido separarlos como una unidad cartográfica distinta (15) de los términos de alternancias suprayacentes (16). Ambas unidades ocupan la parte más alta de la serie ordovícico-silúrica del sinclinal de Majaelrayo aflorando también en las inmediaciones de Santibañez de Ayllón.

Los términos cuarcíticos y de alternancias se organizan en secuencias métricas estrato y granodecrecientes; de hecho los primeros siempre gradan en vertical a los segundos, presentando sucesiones de estratificación ondulada flasher a ondulada linsen. Las capas de areniscas y cuarcitas tienen formas tabulares y potencias decimétricas a centimétricas. La base es recta y plana, a veces con huellas de carga. Sus estructuras internas más frecuentes son la estratificación paralela y cruzada que hacia techo pasa a estratificación cruzada hummocky, laminación ondulada y climbing ripples con niveles de ripples de corriente y de ola en la parte más alta. Son frecuentes las deformaciones por carga y estructuras de colapso en los tramos con estratificación linsen. La continuidad lateral de los tramos cuarcíticos tableados es de orden hectométrico y se asocian a formas canalizadas muy laxas. Los tramos más pelíticos pueden intercalar niveles decimétricos a métricos de pizarras negras grafitosas con pirita. El medio corresponde a una plataforma abierta con incisión de goullies que presentan un relleno por capas de tormenta distales. En condiciones de baja energía pueden desarrollarse fangos euxínicos.

Como se ha mencionado anteriormente, en la hoja solo afloran los términos inferiores de la formación que pueden reflejar una ruptura sedimentaria producida por un descenso relativo del nivel del mar con incisión de canales en la

plataforma. Regionalmente en la parte alta de la unidad, aparecen facies cuarcíticas litorales que pueden considerarse secuencialmente como cierre del ciclo.

La unidad basal cuarcítica (15) tiene un contenido paleontológico que permite datarla como Ludlowiense; regionalmente el Pridoliense se reconoce dentro de la unidad suprayacente (16) de alternancia de pizarras, pizarras arenosas y areniscas (FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO 1985); no se puede precisar sin embargo, que los términos de esta unidad representados en la hoja de Riaza alcancen esta edad.

1.2. ROCAS POSTMETAMORFICAS

Pese a lo reducido de su extensión (con la excepción del Terciario superior, quedan circunscritas al cuadrante NE), las rocas postmetamórficas tienen una representación variada en la hoja de Riaza. El Pérmico aflora bien pero incompleto respecto a las series establecidas en la vecina hoja de Atienza ya que no se reconocen las intercalaciones andesíticas descritas en esta hoja en la parte inferior de la serie. Del Trías afloran sus tres facies características, Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper (unidades 18 a 23) aunque no en serie continua; los afloramientos de las dos últimas son, además, de mala calidad.

Del Jurásico solo están representadas sus términos más inferiores Fms. Imon (24), Cortes de Tajuña (25) y Cuevas Labradas (26), en escamas discontinuas asociadas a la falla de Somolinos. La serie más completa del Mesozoico corresponde al Cretácico superior (tampoco hay registro del Purbeck y Weald) que presenta todos sus términos (27 a 33) salvo la facies Garum terminales. Los depósitos terciarios más antiguos de la hoja corresponden al Oligoceno-Mioceno inferior (34) y quedan restringidos a la parte alta de la mesa de Grado del Pico. Por encima, aunque desconectados de las anteriores, sólo se reconocen los abanicos aluviales, interdigitados, del Mioceno superior (unidades 35 y 36-37), el más occidental de los cuales (abanico de Riaza, 35) ocupa buena parte de los sectores septentrional y occidental de la hoja. La raña (38) fosiliza el ciclo terciario y da paso a los depósitos cuaternarios (39-42).

1.2.1. Pérmico

El Pérmico está representado en la esquina NE de la hoja donde forma parte de un conjunto de afloramientos discontinuos y adosados a la falla de Somolinos, que discurren principalmente por la hoja de Atienza. Es en los afloramientos de esta hoja donde se ha establecido la estratigrafía de la serie pérmica que, según HERNANDO (1975,1980) y PEREZ MAZARIO (1989, 1990 a y b y 1992) está formada por tres unidades fundamentales. Estas son, de muro a techo, "lutitas y areniscas de Pedro" (P1), "lutitas y areniscas de Alpedroches" (P2) y "lutitas, areniscas y conglomerados de Noviales" (P3). En la hoja de Riaza, la serie está incompleta, reconociéndose exclusivamente la parte alta del P1, todo el P2 y la parte baja del P3; sin embargo los límites entre estas unidades son imprecisos y poco frecuentes desde el punto de vista cartográfico, por lo que se ha optado por no diferenciarlos en el mapa.

1.2.1.1. Areniscas, conglomerados y lutitas (17). Autuniense-Saxoniense

Se han medido algo más de 600 m, sin llegar a la base de la serie. En algunos puntos fuera de la hoja, supera los 1000 m. Se trata de areniscas grises, gris-verdosas y sobre todo, rojo-rosáceas, conglomerados con cantos de rocas volcánicas, cuarcíticas y metamórficas y lutitas rojas y limos grises o rojizos. Corresponden a depósitos continentales que se enmarcan en un contexto de frente distal de sistemas aluviales. Se distinguen las siguientes facies:

Facies canalizadas. Son niveles métricos de areniscas y conglomerados con base canalizada, cicatrices internas y tendencia a la granoselección positiva. Presentan estratificación cruzada, estructuras de deformación hidrolástica y, a veces, bioturbación a techo. Son cursos de baja sinuosidad, en general con una configuración braided. Muy raramente aparecen depósitos de areniscas con superficies de acreción lateral y climbing ripples asimilables a barras de meandro.

Depósitos de gravedad. Son muy escasos. Consisten en niveles de potencia métrica de aspecto tabular constituídos por depósitos con cantos dispersos en una matriz limolítica. Corresponden a depósitos de transporte en masa de tipo debris-flow.

Depósitos de desbordamiento. Se intercalan en los depósitos limoso-lutíticos. Son capas tabulares de potencia decimétrica de areniscas de grano generalmente fino. Se diferencian depósitos de con desarrollo de cosets de ripples de corriente y climbing ripples conectados lateralmente con márgenes de canales. Los depósitos de crevasse-splay (lóbulos de desbordamiento) se presentan como capas tabulares de arena sucia, con bioturbación y gradación incipiente.

Facies fangosas. Son lutitas rojas y limolitas grises y rojizas. Forman paquetes homogéneos de potencia métrica a decamétrica afectados por bioturbación. Son frecuentes los rasgos edáficos, representados por desarrollos lateríticos. El origen de los fangos obedece en su mayor parte a inundaciones a escala de todo el sistema y en menor medida, a fenómenos de desbordamiento de los canales.

Las únicas diferencias secuenciales en la serie estriban en la proporción de depósitos de areniscas-conglomerados respecto a los de lutitas y limolitas, y en los valores obtenidos en las medidas de paleocorrientes. Se reconoce un tramo inferior esencialmente arenoso-conglomerático cuyo contenido en fango se incrementa en vertical de forma progresiva y en el que las paleocorrientes se dirigen principalmente hacia el oeste. Este tramo, con unos 250 m de espesor en la presente hoja, corresponde a la parte alta de la unidad "lutitas y areniscas de Pedro" (o unidad P1) de PEREZ MAZARIO et al (1992). El tramo suprayacente destaca por la existencia de potentes tramos lutíticos en los que se intercalan distintos depósitos de areniscas. A techo presenta un predominio de areniscas y conglomerados. Las paleocorrientes están dirigidas predominantemente hacia el NE. En la presente hoja, este tramo superior presenta unos 350 m de espesor y hay que tener en cuenta que está fuertemente truncado a techo por el carácter discordante y erosivo del Bundtsandstein. Equivale a la unidad "lutitas y areniscas de Alpedroches" (P2) y a la parte baja de la unidad "lutitas, areniscas y conglomerados de Noviales (P3) de los autores mencionados anteriormente.

Hay que destacar que en los afloramientos más orientales de la unidad P1 de la vecina hoja de Atienza se han descrito varios niveles de lavas andesíticas, (HERNANDO 1975, 1980; PEREZ NAZARIO 1990 a y b) que no están representados en la hoja de Riaza, bien porque se pierden lateralmente o, muy probablemente porque como se ha mencionado anteriormente, en esta hoja sólo están representados los términos más altos de esta unidad.

Respecto al área fuente de estos materiales, PEREZ MAZARIO (1990 a y b) realiza un pormenorizado análisis de la composición de las areniscas y conglomerados pérmicos a partir del cual, junto con los datos de paleocorrientes, propone, para los depósitos de la unidad P1, una procedencia de macizos constituidos esencialmente por materiales presárdicos situados al norte de la falla de Somolinos; para los depósitos de las unidades P2 y P3 el área fuente se localizaría en las series ordovícicas y silúricas situados al sur de la mencionada falla.

Esta unidad se considera de edad Autuniense en función de las dotaciones isotópicas realizadas en las andesitas que constituyen la parte basal de la serie en el sector oriental de la hoja de Atienza (287 ± 12 m.a., HERNANDO et al 1980). Teniendo en cuenta el gran espesor de la serie, no se descarta que los términos superiores pertenezcan al Saxoniense.

1.2.2. Triásico

También restringido al sector oriental de la hoja sus afloramientos son más extensos que los del Pérmico. Aunque no existe una serie continua donde estén representados todos sus términos, éstos son fácilmente identificables por correlación con las magníficas series existentes en la hoja contigua de Ayllón y que fueron objeto de estudio por parte de HERNANDO (1975, 1980). Se reconocen las tres facies características del Triásico, Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper (Fig. 1.2), aunque las dos últimas están peor representadas ya que su litología, esencialmente arcillosa-margosa da lugar a afloramientos de mala calidad que, además, en las proximidades de la falla de Somolinos, están laminados.

BUNTSANDSTEIN

Es un conjunto de unos 200 m de espesor de tonos rojos característicos, compuesto principalmente por areniscas; presenta niveles de conglomerados cuarcíticos, especialmente en la base, mientras que la parte alta es algo más lutítica. En términos generales se interpretan como depósitos continentales ligados a sistemas aluviales. En afloramientos muy próximos, ya pertenecientes a la hoja de Ayllón, HERNANDO (1975, 1980) definió dentro de la facies Buntsandstein, cuatro formaciones que también han sido diferenciadas en la presente hoja.

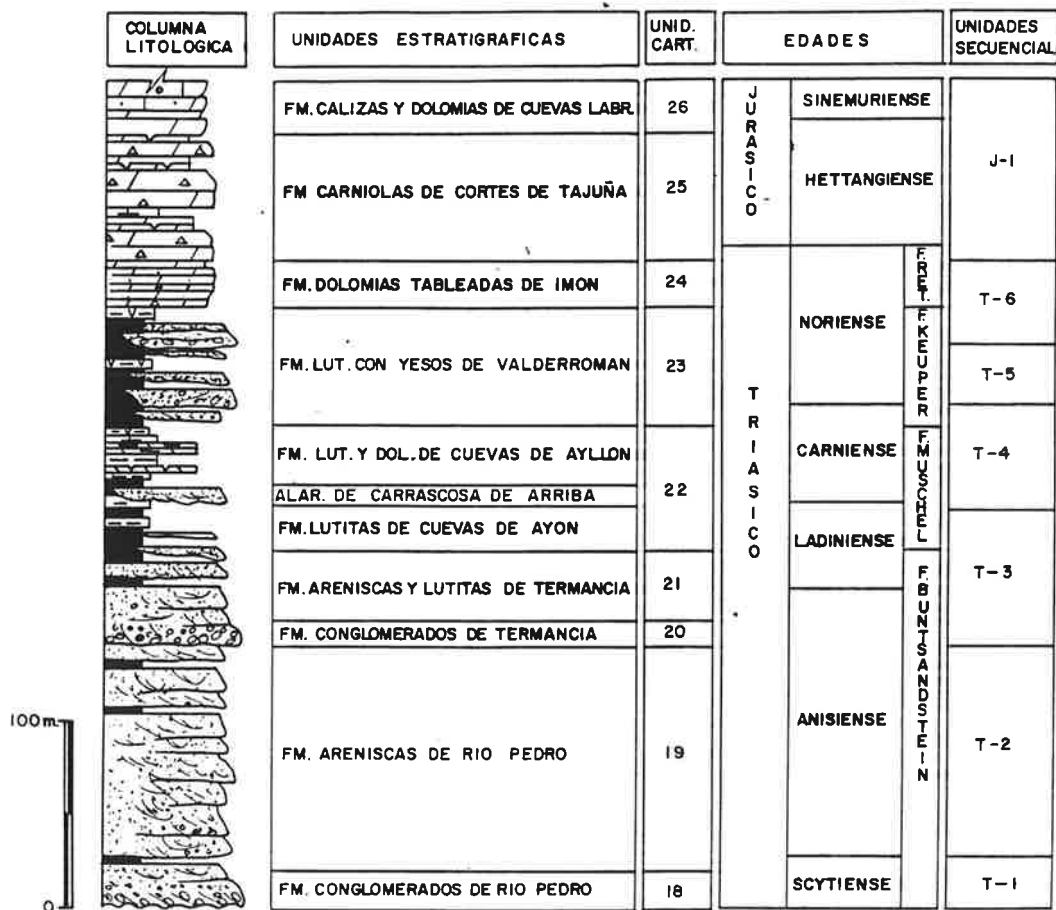


Fig. 1.2. SERIE SINTETICA Y LITOESTRATIGRAFIA DEL TRIASICO-LIAS

1.2.2.1. Conglomerados cuarcíticos (18) Scythiense

Equivalen a la formación conglomerados de Rio Pedro del autor mencionado. Con una potencia de unos 10-20 m forman parte, junto con las areniscas suprayacentes, de un pequeño afloramiento de facies Buntsandstein, truncado por la falla de Somolinos al este de Pedro; sin embargo las mejores observaciones de esta unidad (y de las suprayacentes triásicas) se pueden realizar, fuera de la hoja, en las carreteras de acceso a las localidades de Liceras, Montejo y Termancia. En general, constituyen la parte basal de la serie triásica reposando discordantes sobre los materiales pérmicos infrayacentes; sin embargo, en la presente hoja también se observa a los "conglomerados de Termancia" (unidad 20) y a las "areniscas y lutitas de Termancia" (unidad 21) en contacto directo sobre el sustrato pérmico o paleozoico.

Es una unidad formada por conglomerados cuarcíticos y en menor medida, areniscas de grano grueso, con algunas lutitas rojas a techo. Presenta las siguientes facies:

Depósitos de gravedad. Son niveles tabulares conglomeráticos de orden métrico con soporte elástico en la base y matriz arenosa a techo. Corresponden a la orla proximal-media de abanicos aluviales.

Facies canalizadas formadas por cuerpos de conglomerados y areniscas con bases canalizadas, cicatrices internas con lag de cantos y estratificación cruzada en surco, que forman secuencias grano-decrecientes de potencia métrica. Se observan barras de gravas de potencia métrica y estratificación cruzada planar. Esta facies se interpreta como canales braided amalgamados de orla media de abanicos aluviales.

La organización secuencial de la unidad es grano y estratocreciente con predominio de depósitos de gravedad en la base y de transporte por agua hacia techo, propia del contexto de orla media-distal de abanicos aluviales a la que pertenece.

La unidad es azoica considerándose de edad Scythiense (Triásico inferior) por criterios regionales (SANCHEZ MOYA et al 1992).

1.2.2.2. Areniscas y lutitas rojas (19). Scythiense-Anisiense

Esta unidad equivale a la formación "areniscas de Río Pedro" de HERNANDO (1975, 1980). Tiene una potencia regional de 140-150 m, aunque en la presente hoja sólo aflora parcialmente (50-70 m). Son areniscas de tonos rojo vino, con algunos niveles de conglomerados cuarcíticos y limolitas y lutitas rojas a techo. Se distinguen las siguientes facies:

Facies canalizadas. Son cuerpos métricos de areniscas y eventuales pasadas de conglomerados con base erosiva, estratificación cruzada, planar y en surco, cicatrices, a veces con cantos y, ocasionalmente a techo, bioturbación. Forman secuencias granodecrecientes. Se interpretan como canales de baja sinuosidad en un frente medio a distal de sistemas aluviales.

Facies fangosas. Corresponden a las limolitas y lutitas rojas que son bastante homogéneas aunque se observan algunos niveles decimétricos tabulares de areniscas de grano fino, sucias y bioturbadas. Se interpretan como depósitos de llanura de inundación y de desbordamiento en un frente distal de sistemas aluviales. Numerosos trabajos refieren a una superficie de truncación en el contacto con la unidad infrayacente, que constituye un límite secuencial destacable.

Sin contenido paleontológico, esta unidad se considera de edad Scythiense-Anisiense por criterios regionales (SANCHEZ MOYA et al 1992)

1.2.2.3. Conglomerados cuarcíticos (20). Anisiense

Son los "conglomerados de Termancia" de HERNANDO (1975,1980). En la presente hoja sólo afloran en el camino que conduce a la localidad de Pedro desde la carretera de Santibañez a Grado del Pico, discordantes sobre el Pérmico, donde tienen unos 5m de espesor, mientras que regionalmente se citan unos 15 m. Litológicamente se trata de conglomerados cuarcíticos de tonos rojos y amarillentos con soporte clástico en la base y matriz de arena gruesa hacia techo.

Son facies canalizadas en las que se reconocen barras de gravas con estratificación cruzada planar de alto ángulo y de arenas conglomeráticas, con algunas

cicatrices bastante planares y superficies de reactivación. Se interpretan como canales de configuración recta y trenzada muy tractivos, con transporte de gravas.

La unidad tiene una organización secuencial granodecreciente y contacto muy brusco y discordante con la unidad infrayacente. Supone una fuerte reactivación de los sistemas aluviales.

Como las unidades anteriores es azoica, interpretándose por criterios regionales que tiene una edad Anisiense, próxima al límite con el Ladiniense.

1.2.2.4. Areniscas y lutitas rojas (21). Ladiniense

Corresponden a las "areniscas y lutitas de Termancia" de HERNANDO (1975,1980). Forman los principales afloramientos triásicos en la hoja de Rianza, especialmente en las inmediaciones de Cantalojas donde descansan discordantes directamente sobre el Paleozoico. En esta zona se estima para esta unidad un espesor entre 100 y 150 m, aunque regionalmente se citan 60-70 m. Son areniscas con niveles conglomeráticos, limolitas y lutitas rojas, que se agrupan según las siguientes facies:

Facies canalizadas. Son cuerpos de potencia métrica de areniscas rojas de grano grueso a medio-fino, a veces con conglomerados, que presentan diferentes configuraciones :

- a) Canales trenzados rellenos por areniscas de grano grueso a medio; tienen base canalizada y erosiva, numerosas cicatrices internas, algunas con acumulación de conglomerados, sets tabulares de estratificación armada y planar y cosets de estratificación cruzada en surco. Existen niveles métricos con relleno multiepisódico, cambios bruscos en el régimen de flujo evidenciados por incisión de canales menores sobre barras y amalgamación de canales.
- b) Canales rectos rellenos por areniscas de grano medio-grueso, a veces con acumulación de lag de cantos. Tienen base erosiva, uno o varios sets de estratificación cruzada y planar y, ocasionalmente a techo, cosets de estratificación cruzada en surco. Apenas tienen dispersión de paleocorrientes, respondiendo frecuentemente a un relleno uniepisódico.

- c) Canales meandriformes. Son barras de meandro de espesor métrico constituidos por arenas de grano medio y fino. Presentan superficies de acreción lateral con cosets de estratificación cruzada en surco que pasan a cosets de climbing ripples. Se suele observar bioturbación a techo.

Facies fangosas. Corresponden a lutitas y limolitas rojas homogéneas con bioturbación y desarrollo ocasional de suelos lateríticos y calcimorfos.

Depósitos de desbordamiento. Son capas tabulares de areniscas de grano medio a muy fino y potencia decimétrica-centimétrica. Se diferencian depósitos de overbank y lóbulos de desbordamiento. Los primeros forman cosets de base neta de ripples de corriente y de climbing ripples, tienen relación lateral con márgenes de canales. Los segundos, sin estructura interna, presentan una ligera granoselección positiva y bioturbación intensa a techo.

Los contactos de esta unidad con las unidades infra y suprayacentes son graduales, presentando por lo tanto una tendencia estrato y granodecreciente. Algunos autores citan un desarrollo anormal de procesos edáficos a techo, marcando un posible límite secuencial.

La unidad es azoica y su edad Ladiniense, como las asignadas a las formaciones infrayacentes, está condicionada por las dotaciones realizadas en el Muschelkalk en cuya parte alta ("Lutitas y dolomías Cuevas de Ayllon") se han encontrado asociaciones palinológicas de edad Karniense (HERNANDO et al 1977, SANCHEZ MOYA et al 1992)

MUSCHELKALK

Es un conjunto margoso-limoso de tonos grises con una potencia regional aproximada de 50 m, bastante menor (20 m) en la presente hoja. Aparece en afloramientos de mala calidad al pie de la mesa de Grado del Pico, concordante sobre las areniscas y lutitas rojas de la parte alta del Buntsandstein (unidad 21). Localmente desaparecen por la acción erosiva de la Fm. Utrillas.

HERNANDO (1975, 1980) definió tres unidades en facies Muschelkalk ("lutitas de Cuevas de Ayllón", "areniscas de Carrascosa" y "lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón") que se reconocen con facilidad fuera de hoja, en las carreteras de acceso a Montejo, Licerias y Termancia. En la hoja de Riaza, dado el reducido espesor del conjunto de facies Muschelkalk y su mala calidad de afloramiento no se han separado las tres unidades mencionadas, agrupándose en un único tramo cartográfico (22)

1.2.2.5. Arcillas versicolores con areniscas y dolomías (22). Ladiniense-Karniense.

El Muschelkalk comienza con limolitas, lutitas y margas arcillosas dolomíticas, de tonos gris, gris-verdoso y rojo. Localmente intercalan areniscas rojas algo yesíferas y niveles discontinuos de dolomías carniolares arenosas. Corresponden a las "lutitas de Cuevas de Ayllón" de HERNANDO (1975, 1980) que cita un espesor regional de 20-25 m, que es más reducido (10-15 m) en la presente hoja. En este tramo inferior se dan las siguientes facies:

- Facies fangosas. Se organizan en ciclos de oxidación reducción constituidos por limolitas y margas dolomíticas grises y gris verdosas y lutitas rojas con desarrollos de suelos lateríticos. Pueden intercalar niveles centimétricos de yesos laminados y lenticulas de arena formados por ripples aislados.
- Facies canalizadas. Son niveles de areniscas de potencia métrica que aparecen localmente aisladas entre fangos. Generalmente corresponden a formas de alta sinuosidad puestos de manifiesto por el desarrollo de superficies de acreción lateral con cosets de estratificación y de climbing ripples.
- Depósitos de areniscas no canalizadas. Se trata de capas tabulares de potencia decimétrica y centimétrica alternando con fangos. Generalmente corresponden a depósitos de desbordamiento asimilables a overbank (cosets de ripples y climbing ripples conectados marginalmente con canales) y lóbulos de desbordamiento (areniscas sucias muy bioturbadas, sin estructuras). Excepcionalmente aparecen capas con ripples de ola.
- Facies dolomíticas. Son niveles discontinuos con estratificación irregular de delosparitas y dolmicritas con moldes de sulfatos disueltos.

Estas facies no se organizan de una forma definida, presentando cambios laterales entre ellas. Se interpretan como pertenecientes a una llanura fangosa con desarrollos lagunares, sometida a una fuerte evaporación localmente drenada por canales divagantes. Existirían esporádicas influencias marinas.

Por encima de las "lutitas de Cuevas de Ayllon" regionalmente se cita un tramo de unos 5-10 m de espesor de areniscas rojas de grano medio-grueso a fino, que HERNANDO (1975, 1980) denomina "areniscas de Carrascosa de Arriba". Este tramo sólo aflora parcialmente y muy adelgazado en la hoja de Riaza. Se trata de facies canalizadas. En algunos puntos los canales se amalgaman presentando configuraciones de baja sinuosidad con relleno constituido por sets y cosets de estratificación cruzada. Lateralmente forman niveles discontinuos entre fangos correspondiendo a depósitos de barras de meandro con superficies de acreción lateral y cosets de estratificación cruzada y climbing ripples.

En contacto brusco con la unidad infrayacente estas facies canalizadas suponen una reactivación de los sistemas aluviales.

La parte superior del Muschelkalk consiste en limolitas, lutitas y margas arcillosas y dolomíticas de tonos grises y gris-verdosos, a veces gris oscuro y hacia techo rojizos, con intercalaciones de dolomías margosas tableadas, dolomías carniolares y, ocasionalmente, niveles de areniscas. Existen algunos yesos a techo. Este conjunto de unos 30 m de espesor regional (10-15 en la presente hoja) recibió la denominación de "lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllon" por parte de HERNANDO (1975, 1980). Sus facies más características son las siguientes:

Facies fangosas: Dan lugar a niveles de espesor decimétrico a métrico de carácter homogéneo o bien formando alternancias de oxidación-reducción con desarrollo de fangos grises en la parte baja y rojizos a techo, ocasionalmente con desarrollos lateríticos. Los términos grises pueden adoptar tonos muy oscuros asimilables a depósitos anóxicos. Esporádicamente incluyen arenas con estratificación lenticular. Hacia techo aparecen niveles milimétricos a centimétricos de yesos.

Facies carbonatadas. Son niveles métricos de dolomicritas tableadas. Texturalmente corresponden a mudstones-wackestones margosos con laminación

de origen algal. Esporádicamente se reconocen niveles decimétricos de doloesparitas con huecos de disolución de sulfatos.

Areniscas. Niveles tabulares de areniscas rojizas de grano fino, en ocasiones yesoareníticas, de potencia decimétrica, con estratificación ondulada y lenticular. Presentan cosets de ripples de corriente y de oscilación.

Respecto a la organización secuencial de este tramo superior, las facies areniscosas se encuentran principalmente en la parte baja, en contacto rápido, pero gradual, con las "areniscas de Carrascosa de Arriba", asimilándose a un periodo transgresivo. La parte alta tiene un carácter progresivamente más evaporítico y se interpreta como un episodio de somerización. Desde el punto de vista ambiental, son facies de lagoon costero con influencias mareales a llanura fangosa supramareal hipersalina.

Como se mencionó anteriormente, se han encontrado asociaciones palinológicas de edad Karniense en el tramo superior ("lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón") (HERNANDO et al 1977, HERNANDO 1980) estimándose que los tramos inferiores deben pertenecer a la parte alta de el Ladiniense.

KEUPER

Culminando la serie triásica aparece un conjunto eminentemente arcilloso y de tonos rojizos que, como el Muschelkalk se localiza en afloramientos de mala calidad (y además reducidos por los efectos erosivos de la Fm. Utrillas) a pie de la mesa del Pico Grado. También aflora en la base de una pequeña esquirra de materiales jurásicos asociada a la traza de la falla de Somolinos. HERNANDO (1975, 1980) denominó al conjunto de facies Keuper de la región con el nombre de "lutitas de Valderroman".

1.2.2.6. Arcillas rojas, areniscas y yesos (23). Karniense

Es esta una unidad esencialmente lutítica, de tonos rojos característicos, con niveles de yesos; hacia el norte, fuera de hoja, intercala cuerpos delgados de conglomerados y areniscas; ocasionalmente se observan lutitas muy oscuras y carbonatos. Regionalmente se estima una potencia de 60-70 m, en la presente hoja, bien por efectos erosivos o adelgazamientos, no supera los 15-20 m. Se observan las siguientes facies:

- Fangos yesíferos. Son, generalmente, lutitas rojas y a veces margas arcillosas dolomíticas de tonos verdosos con decoloraciones. Forman paquetes homogéneos de espesor métrico con numerosos cristales secundarios de yesos. Se enmarcan en un contexto de llanura fangosa evaporítica supramareal.
- Fangos rojos homogéneos. Son lutitas y limolitas rojas de carácter masivo. Están en relación con depósitos de areniscas. Se integran en el frente distal de abanicos aluviales.
- Fangos anóxicos. Son niveles de espesor decimétrico-centimétrico de lutitas de color gris oscuro, con alto contenido en sustancia carbonosa. Alternan con lutitas yesíferas constituyendo ciclos de oxidación-reducción. Corresponden a depósitos lagunares en llanura fangosa supramareal.
- Depósitos canalizados. Son niveles de espesor métrico de areniscas de grano grueso a fino. Tienen base canalizada, cicatrices internas con cantos y estratificación cruzada. Son configuraciones de baja sinuosidad.
- Depósitos de desbordamiento. Constituidos por niveles decimétricos tabulares de areniscas yesíferas de grano fino, bioturbadas, intercalados en limolitas y lutitas rojas; asimilables a lóbulos de desbordamiento.
- Depósitos no canalizados. Son bancos tabulares de espesor métrico de conglomerados y areniscas con cantos dispersos. Corresponden a depósitos de gravedad con transporte de tipo debris-flow a grain-flow.
- Carbonatos. Son poco frecuentes apareciendo intercalados en las facies fangosas. Se trata de niveles decimétricos de doloesparitas con huecos de disolución de sulfatos y capas de dolomicritas margosas nodulosas con enrojecimientos de origen edáfico.
- Yesos. Se intercalan en facies lutíticas. Los sulfatos primarios aparecen como niveles nodulosos de espesor centimétrico a decimétrico, de tonos blancos y rosados. Los yesos resedimentados se presentan en capas centimétricas con estratificación ondulada y flasher y ripples de oleaje. Tienen una tonalidad gris

producida por la presencia de láminas carbonosas. Los sulfatos secundarios corresponden a cristales especulares de yesos, dispersos en lutitas, y a agregados policristalinos relleno de fisuras.

La organización secuencial de estas facies se reconoce en las series continuas de las hojas de Ayllón y Atienza, especialmente de la primera, donde son más frecuentes los tramos de conglomerados y areniscas que reflejan reactivaciones importantes en los sistemas aluviales y, en consecuencia, se asimilan a límites secuenciales. Los conglomerados pasan en vertical a facies más fangosas y yesíferas. En la parte alta de la unidad se desarrollan yesos resedimentados con ripples de oleaje evidenciando una tendencia transgresiva. Todo el conjunto corresponde a abanicos aluviales de procedencia noroccidental en conexión hacia el sur con una llanura fangosa evaporítica. La influencia marina es mayor hacia el techo donde aparecen depósitos de yeso-arenitas grises que indican un ambiente intermareal.

En afloramientos más orientales, HERNANDO et al (1977) han datado la parte alta de esta unidad como Noriense, estimándose que su parte baja debe pertenecer todavía al Karniense (HERNANDO 1980)

1.2.2.7. Dolomías tableadas. Fm. Imón (24). Noriense

Esta unidad aflora exclusivamente en la base de una esquirola asociada a la traza de la falla de Somolinos, por debajo de las carnioles de la Fm. Cortes de Tajuña y por encima de un ribete de arcilla y yesos del Keuper. En este punto su espesor no sobrepasa los 10 m. En conjunto, se trata de unas dolomías dispuestas en bancos decimétricos, que le dan un aspecto tableado característico. En detalle, presentan las siguientes facies:

• Packestone dolomíticos con peloides e intraclastos y grainstones oolíticos. Son secuencias estrato y granocrecientes de orden métrico que corresponden a complejos de barras litorales. Presentan estratificación cruzada, laminación ondulada y ripples de ola.

• Wackestones dolomíticos intraclásticos. Tienen un aspecto homogéneo (a veces con estratificaciones nodulosas) y corresponden a los términos basales de las secuencias de barras litorales.

por la falla de Somolinos. Son brechas dolomíticas y dolomías de aspecto masivo que presentan las siguientes facies:

- Brechas dolomíticas de aspecto caótico, sin estructuras, sólo ocasionalmente se observan bases erosivas y canalizadas.
- Doloeparitas con huecos de disolución de sulfatos y estratificación discontinua o irregular.
- Dolomicritas, texturalmente wackestone-mudstones, con laminaciones algales de frecuencia milimétrica.
- Margas dolomíticas arcillosas de tonos verdosos. Constituyen pequeños niveles entre brechas que suelen presentar enrojecimientos de origen edáfico.

Originalmente, la serie consistía en una alternancia de dolomías, margas dolomíticas, lutitas y anhidritas propias de un ambiente de sebka supramareal. Los niveles canalizados pueden corresponder a canales supramareales de flujos densos. Su aspecto actual se debe a la disolución y colapso de sulfatos.

Por correlación con la Fm. Cartes de Tajuña, definida por GOY et al (1976) en la rama castellana de la Cordillera Ibérica, a esta unidad se le supone una edad Triásico superior-Sinemuriense.

1.2.3.2. Calizas y dolomías tableadas. Fm. Cuevas Labradas (26). Sinemuriense-Pliensbachiense

Esta unidad sólo aflora en la esquirola de materiales jurásicos más oriental del cuadrante NE de la hoja, en contacto gradual con una serie laminada de la Fm. Cortes de Tajuña y erosionada a techo por la Fm. Utrillas. Esta última circunstancia hace que su serie aparezca incompleta, con apenas 30-50 m, respecto a sus 100-150 m regionales. Litológicamente son dolomias, más masivas a base y dispuestas en bancos, a techo, con tonos gris claro característicos. Se reconocen las siguientes facies más representativas:

- Doloeparitas en bancos métricos, sin estructuras o con una estratificación nodulosa incipiente, que se localizan preferentemente en la parte inferior de la

- Mudstones-wackestones dolomíticos, con pequeños estromatolitos y laminaciones paralelas algunos que se dan en zonas protegidas en régimen inter o supramareal.
- Packstones dolomíticos de peloides e intraclastos con tableado centimétrico que forman ciclos de tendencia estratoçrecinete o sin organización definida, dentro de un régimen intermareal. Presentan estratificación ondulada y ripples de ola.
- Rudstones y brechas interclásticas. Con base ligeramente erosiva, son depósitos de origen mecánico de tipo debris flow. Forman niveles centimétricos.
- Dolomias carniolares (pseudoesparitas con moldes de sulfatos) de aspecto caótico que corresponden a brechas de disolución y colapso de evaporitas en un ambiente de sebkha supramareal evaporítica

Secuencialmente, las dolomias carniolares se sitúan en la base, en tránsito con el Keuper; los complejos de barras ocupan la mayor parte de la unidad mientras que las dolomicritas con laminaciones algales se encuentran a techo, todo ello en un régimen intra o supramareal que cierra el ciclo sedimentario del Triásico.

Esta unidad tiene una amplia representación en todo el sector norte de la rama castellana de la Cordillera Ibérica donde GOY et al (1976), le dieron el rango de formación, asignándole una edad Triásico superior (Noriense).

1.2.3. Jurásico

En la hoja de Riaza, el Jurásico aflora en un par de esquirlas aisladas asociadas a la traza de la falla de Somolinos, estando exclusivamente representados sus términos inferiores pertenecientes al Lias. Estos términos corresponden a las Fms Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas, GOY et al (1976).

1.2.3.1. Carniolas y dolomías. Fm. Cortes de Tajuña. (25) Triásico superior-Sinemuriense

En la hoja de Riaza esta unidad solo está representada parcialmente (60-80 m de espesor, frente a los 100-150 regionales) ya que su techo o muro están laminados

serie, en la zona de tránsito con la unidad infrayacente. Son facies de plataforma somera de baja energía.

Dolomías tabledadas en barreras decimétricas y métricas, que textualmente corresponden a packstones-grainstones con intraclastos, oolitos y fantasmas de bioclastos. Se observa estratocrecientes cruzada y, a techo de algunos bancos, ripples de ola. Forman secuencias estratocrecientes de varios metros que se interpretan como complejos de barras litorales.

Esta unidad tiene, con pequeñas variaciones, una amplia representación en el Jurásico de toda la Península Ibérica y más concretamente de la Cordillera Ibérica, en cuya rama castellana fue caracterizada por GOY et al (1976) con el rango de formación (Fm. Cuevas Labradas) y una edad Sinemuriense-Plienbachiense.

1.2.4. Cretácico

Como el resto del Mesozoico, el Cretácico está restringido al sector NE de la hoja constituyendo los relieves de la mesa del Pico Grado entre las localidades de Cantalojas, Grado del Pico y Pedro. Donde el punto de vista estratigráfico, presenta unas características muy particulares, mixtas entre las de los Cretácicos superiores de la Cordillera Ibérica y del Sistema Central (Fig. 1.3 y 1.4).

En general, se reconocen dos megaciclos transgresivos-regresivos, el inferior de edad Albiense/Cenomaniense-Turonense superior y el superior de edad Coniaciense-Campaniense. Existen buenos afloramientos de las unidades cretácicas en distintas partes de la mencionada mesa del Pico Grado si bien la serie tipo se ha estudiado en la subida al puerto de Tornillarón en la carretera de Santibañez a Campisábalos. Por su interés se incluye una correlación entre las unidades cretácicas consideradas en la presente hoja y las definidas en el margen septentrional del Sistema Central.

1.2.4.1. Arenas silíceas, Limos y conglomerados. Fm. Utrillas (27). Albiense-Cenomaniense

Afloran al pie de la mesa del Pico Grado y en pequeños retazos adosados a la falla de Grado del Pico, en contacto discordante y erosivo sobre las series triásicas y en menor medida, sobre el Paleozoico (en las proximidades de Galve de Sorbe) o sobre el

COLUMNA LITOLOGICA	UNIDAD CARTOG.	EDAD	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS (FMS.)		
			IBERICA NORTE	BORDE N. SISTEMA CENTRAL	IBERICA SUROCCIDENTAL
	33	MAASTRICHT.	DOL., MARG. DOL. Y CAL. DE STO. DOMINGO DE SILOS	DOL. Y MARGAS DEL VALLE DE TABLADILLO	SIERRA PERENCHIZA - VILLALBA DE LA SIERRA
	32	CAMPANIENSE	CAL. DEL BURGO DE OSMA	CAL. Y DOL. DE CASTROJIMENO	SIERRA DE UTIEL - BRECHAS DE CUENCA
			CAL. DE HONTORIA DEL PINAR		
	31	SANTONIENSE			
	30	CONIACIENSE	CAL. NODUL. DE HORTAZUELOS	DOLOMIAS DEL CABALLAR	ALARCON
	29	TURONIENSE	CAL. BIOCLAS. DE MUÑECAS	AR. Y ARC. DE SEGOVIA	CIUDAD ENCANTADA
	MARG. DEL PICOFRENTES		ARC. Y AR. DE CASTRO DE FUENTIDUEÑAS	CASA MEDINA	
	28	CENOMANIENSE	AR. Y CAL. DE STA. M. DE LAS HOVAS	AR. DE CARABIAS	CHERA, ALATÓZ Y VILLA DE VES
	27	ALBIENSE	AR. DE UTRILLAS		UTRILLAS

Fig. 1.3. SERIE SINTETICA Y ESQUEMA LITOESTRATIGRAFICO DEL CRETACICO SUPERIOR

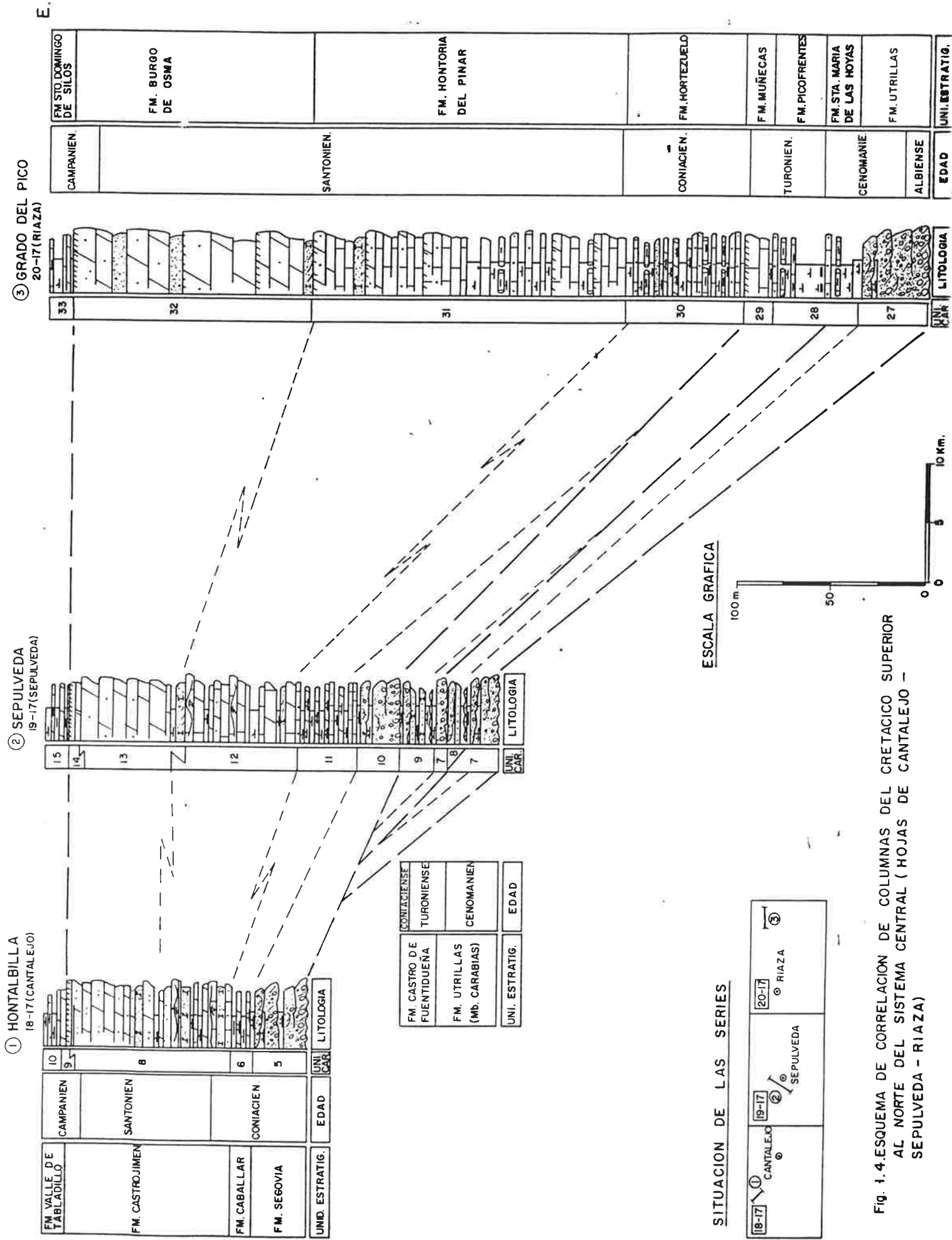


Fig. 1.4. ESQUEMA DE CORRELACION DE COLUMNAS DEL CRETACICO SUPERIOR AL NORTE DEL SISTEMA CENTRAL (HOJAS DE CANTALEJO - SEPULVEDA - RIAZA)

Jurásico (en las esquirlas asociadas a la falla de Somolinos). Son arenas silíceas, en ocasiones cementadas, con niveles de conglomerados, y limos grises con tonalidades rojizas. En la presente hoja se han medido unos 50 m de espesor. Se reconocen las siguientes facies:

- Arenas silíceas de grano medio-grueso a muy grueso con matriz caolinífera y niveles de conglomerados cuarcíticos. Forman cuerpos con bases canalizadas y erosivas y abundante estratificación cruzada planar (en la base) y en surco (a techo). Son frecuentes las cicatrices erosivas y los lag de cantos. Forman secuencias positivas de relleno de canal con disminución del tamaño de grano y de energía. Se interpretan como canales fluviales de baja sinuosidad, cuyas direcciones de paleocorrientes son hacia el E, ENE y NNE

- Arenas silíceas cementadas, con niveles de conglomerados y microconglomerados. Son cuerpos con estratificación cruzada de bajo ángulo, posiblemente también estratificación bimodal y abundante bioturbación. Forman secuencias positivas de relleno de canal con posibles retoques mareales.

- Limos grise correspondientes a ciclos de oxidación-reducción en contextos lagunares con desarrollos de suelos y ciertos lateríticos.

En conjunto, estas facies se atribuyen a sistemas aluviales con directrices O-E, que desarrollan canales de baja sinuosidad; hacia techo se dan depósitos lagunares e influencias mareales que revelan el tránsito hacia los depósitos suprayacentes, netamente marinos.

Esta unidad es azoica; por correlación con la Fm. Arenas de Utrillas del resto de la Cordillera Ibérica tendría una edad Albiense-Cenomaniense si bien su posición relativamente marginal en la cuenca permite suponer que la edad de sus términos basales en la presente hoja estaría cerca del límite Albiense-Cenomaniense.

1.2.4.2. Margas y calcarenitas fosilíferas (28). Cenomaniense-Turonense. Calizas y calcarenitas (29). Turoniense

La unidad precedente da paso de una forma gradual pero rápida a un conjunto eminentemente margoso, de tonos claros, cuya potencia en la presente hoja oscila entre 40 y 60 m, de los cuales los 5-10 superiores corresponden a la barra calcarenítica que constituye la unidad 29. Esta última, que da lugar a un pequeño pero característico, resalte en las laderas de la mesa del Pico Grado, marca el techo del megaciclo inferior del Cretácico superior. En conjunto, la unidad inferior (28) está formada por margas, margas limosas y margocalizas que intercalan niveles de calcarenitas arenosas y nodulosas. Estas litologías se organizan según las siguientes facies, de muro a techo:

Alternancia de margas, margas limosas grises y calcarenitas arenosas fosilíferas que presentan abundante bioturbación, nodulización y niveles de ostreidos. Corresponden a depósitos transgresivos de carácter litoral con influencias deltaicas.

Calcarenitas margo-nodulosas, muy fosilíferas, con ostreidos equínidos y bivalvos, que presentan una costra ferruginosa a techo correspondiente a una interrupción sedimentaria. Se interpretan como barras bioclásticas costeras.

En estas facies se ha encontrado la siguiente fauna del Cenomaniense: Pseudocyclamina rugosa, Gaudrina sp., Pseudoclavulina bravi colom, Spirolectamina sp., Cytherella ovata, Cyttereis, Rotalina Cayeuxi, Marssonella sp.

Margas grises anóxicas, ricas en ammonoideos, braquiópodos y gasterópodos, que corresponden a un medio de plataforma de baja energía con fondo anóxico y representan, por tanto, un nuevo impulso transgresivo. En estas margas WIEDMANN (1974) encontró ammonites del Turoniense inferior.

Alternancia de margas grises, margocalizas nodulosas y calcarenitas nodulosas, con ostreidos, equínidos y bivalvos; presentan abundante bioturbación, ripples de ola y, en las calcarenitas, laminación ondulada. Corresponden a depósitos de plataforma abierta que hacia techo empiezan a tener influencias litorales.

Los levigados realizados en estas facies han arrojado la siguiente fauna, que caracteriza el Turoniense inferior: Ammobaculites stephensoni Cushman, Ammobaculites Junceus cushman y Applin, Pseudoclaviculina brayi, Gaudryna Sp., Rotalina Cayeuxi, Dordoniella turoniensis Damotte, Asciocythere cf. polita Damotte

Desde el punto de vista secuencial esta distribución de facies indica la presencia de dos ciclos, el primero transgresivo, y el segundo de somerización, separados por una interrupción sedimentaria.

La tendencia a la somerización del segundo ciclo culmina con la presencia generalizada del tramo de calizas y calcarenitas que se ha separado en la unidad cartográfica 29. Estas litologías presentan las siguientes facies:

Calizas y calcarenitas con texturas wackestone nodulosas que pasan a wackestone con estratificación cruzada planar, esta última es a gran escala y de bajo ángulo. Es determinante la presencia de una costra ferruginosa bien desarrollada a techo de la unidad que pone de manifiesto la interrupción sedimentaria que caracteriza el límite Turoniense-Coniaciense en numerosos puntos de la Península. Sin embargo, el hallazgo de fauna del Turoniense en las margas de la base de la unidad suprayacente permite considerar que la mencionada interrupción en la hoja de Riaza es de edad intraturoniense.

1.2.4.3. Margas, dolomías, calcarenitas y arenas (30). Turoniense superior-Santoniense

Por encima de la interrupción sedimentaria que caracteriza el techo de la unidad infrayacente, y paraconforme con ésta, aparece un conjunto de unos 60 m de espesor, formado por una alternancia de margas y capas tabulares de carbonatos que se puede diferenciar en dos partes; una inferior definida por una alternancia entre margas y calcarenitas bioclásticas; y una superior en la que alternan dolomías limo-arenosas y, eventualmente, arenas de grano fino con margas dolomíticas y limos. En el contacto entre ambas partes se desarrolla un nivel dolomítico que muestra rasgos lateríticos. La parte inferior de la serie tiene unos 35-40 m de espesor y presenta las siguientes facies:

Alternancia de orden decimétrico entre calcarenitas y margas. Las calcarenitas son bioesparitas y biorruditas, a veces intraclásticas y grainstone-rudstones con bioclastos e intraclastos. Forman cuerpos tabulares de base neta con estratificación cruzada planar, estratigrafía cruzada hummocky y ripples de ola a techo. En las margas se observa una estratificación lenticular con ripples de ola, y abundante bioturbación. Estas facies se interpretan como capas de tormenta en una plataforma abierta proximal dominada por tormentas.

Capas calcareníticas de potencia decimétrica a métrica, amalgamadas. Con texturas similares a las descritas en las facies anteriores, si acaso algo más intraclásticas y ferruginosas, y las mismas estructuras, rellenan cicatrices canalizadas de formas muy tendidas, con continuidad hectométrica a kilométrica y espesores que pueden llegar a varios metros. Se interpretan como canales de plataforma rellenos por capas de tormenta.

Calizas nodulosas en capas aislada de espesores decimétricos. Son biomicritas algo margosas y wackestones-packestones bioclásticas margosas. Presentan abundante bioturbación y nodulización. Son capas de tormenta homogeneizadas por bioturbación que indican zonas de plataforma con menor energía.

Niveles margosos masivos. Son margas grises, con frecuencia margas calcáreas, margas limosas y margas oscuras con elevado contenido en materia orgánica. Forman paquetes métricos a decamétricos relativamente homogéneos, que presentan abundante bioturbación. Son facies de plataforma abierta de baja energía.

Nivel dolomítico de techo. No supera los 25 cm de potencia, tratándose de un wackstone-mudstone dolomítico que presenta evidencias de laterizaciones y ferruginizaciones, nodulización y decoloraciones. Corresponde a una costra o superficie de no sedimentación y posible exposición subaérea.

La parte superior de la serie, con unos 20-25 m de espesor, presenta las siguientes facies:

Alternancia decimétrica de margas dolomíticas y limosas y dolomias amarillentas de grano fino arenoso-limosas. Las dolomias son dolomicritas arenosas y

packstones-wackestones dolomíticos limoso-arenosos. Se disponen en capas tabulares con base neta, laminación ondulada y, a techo, ripples de ola. Las margas pueden tener en ocasiones láminas carbonosas y eventualmente, estratificación lenticular, esta última con presencia de ripples de ola. La bioturbación es frecuente. Estas facies corresponden a capas de tormenta en medios litorales.

Arenas. Son de grano fino a muy fino, dolomíticas, sucias y amarillentas que forman cuerpos con base canalizada, estratificación cruzada y planar y bimodal y ripples de ola a techo. Ocasionalmente, también a techo, se observan costras que indican procesos de afinidad laterítica. Son facies correspondientes a canales mareales de una plataforma mixta, en régimen inter-submareal.

Calizas nodulosas, algo dolomíticas. Forman niveles de potencia decimétrica en tránsito a la unidad suprayacente. Intercalan niveles de calizas micríticas algo margosas. Corresponden a zonas de baja energía en una plataforma mixta.

En resumen, desde el punto de vista secuencial, la parte inferior de la serie, que corresponden a una plataforma abierta dominada por tormentas con incisión de canales, constituye un episodio transgresivo y denota un incremento paulatino de la energía en el medio por aumento de la proporción de capas de calcarenitas respecto a las margas. La parte alta indica medios más someros pertenecientes a una llanura mixta de mareas en régimen inter-submareal, con fuerte influencia de las tormentas.

Inmediatamente encima de la interrupción sedimentaria que caracteriza el techo de la unidad anterior se ha encontrado fauna del Turoniense: Dordoniella turonensis Damotte, Asciocythere cf. polita Damotte, Cythereis grekora Damotte, Cythereis praetexta Damotte, Cythereis divisa Damotte, Cythereis cf. cuvillieri Damotte, Spiroplectammina sp. Por criterios regionales, la parte superior de la unidad se asigna al Santoniense.

1.2.4.4. Calizas y dolomías tableadas, margas y arenas (31). Santoniense

En tránsito gradual sobre la unidad anterior aparece un conjunto de unos 150-200 m de calizas y calizas dolomíticas en bancos decimétricos a métricos que destaca por su aspecto tableado o bien estratificado. En la parte inferior existen abundantes niveles

margosos y en menor proporción, niveles de arenas de grano fino a muy fino. Se reconocen las siguientes facies:

- Margas, margas limosas y margas calcáreas y dolomíticas, en ocasiones con carácter carbonatado. Presentan abundante bioturbación y decoloraciones de afinidad laterítica y eventualmente, estratificación linsen. Corresponden a depósitos de baja energía, lagoon o plataforma mixta intermareal
- Calizas micríticas, eventualmente dolomíticas. Las texturas wackstones y mudstone pueden alternar con margas o constituir paquetes homogéneos. Presentan tanto carácter masivo noduloso como tableado o finamente laminado. Son frecuentes las laminaciones algales, excepcionalmente con ripples, de ola y los oncoides e intraclastos. Se interpretan como depósitos de baja y media energía de un lagoon carbonatado.
- Calizas micríticas y esparíticas con texturas packstone y grainstone y rudstone con bioclastos e intraclastos abundantes. También son frecuentes las bicalcarenitas y las doloarenitas. Forman secuencias métricas a decamétricas estrato y granocrecientes, estrato y granodecrecientes y tramos tableados. Las primeras son secuencias negativas típicas de barras con laminación ondulada y ripples de ola que pasan a techo a estratificación cruzada planar y estratificación cruzada de tipo hummocky. Las segundas son secuencias positivas correspondiente a canales que presentan estratificación cruzada planar con ripples de ola a techo. Los tramos tableados, sin organización interna tienen laminación ondulada y ripples. Esta facies en su conjunto se interpreta como complejos de barras calcáreas y canales en régimen sub-intermareal.
- Arenas de grano fino a muy fino. De tonos amarillentos a veces ligeramente ferruginosos, muy sucias y no cementadas, forman niveles de potencia métrica con gradación positiva. Presentan base canalizada y estratificación cruzada y planar, en ocasiones bimodal y a techo ripples de ola. Se interpretan como canales intermareales.
- Castras, arcillas y brechas lateríticas, con paleocarstificaciones y superficies ferruginosas. Se localizan a techo de algunas secuencias de barras y con

frecuencia, también a techo de los canales. Se interpretan como superficies de no sedimentación y exposición subaérea.

Secuencialmente esta unidad forma parte de un ciclo mayor, que se inicia con la unidad infrayacente, dentro del cual las facies descritas representan los primeros estadios de progradación de las plataformas y sistemas deltaicos en un proceso que culmina con el depósito de la unidad suprayacente.

El contenido paleontológico de esta unidad es de gasterópodos, bivalvos, braquiópodos, briozoos, esquinidos ostrácodos, algas y foraminíferos. Su edad sin embargo se establece por correlación regional y corresponde al Santoniense.

1.2.4.5. Dolomías masivas y areniscas (32). Santoniense-Campaniense

Esta unidad aflora en continuidad con la infrayacente de la que se diferencia por su aspecto masivo y mayor grado de dolomitización, y con la que forma el relieve de la mesa del Pico Grado. Son calizas dolomíticas, dolomías, doloarenitas y areniscas dispuestas en barras masivas con estratificación cruzada a gran escala. Su potencia es de 100-150 m. Se reconocen las siguientes facies:

Calizas dolomíticas y dolomías. Sólo aparecen en la parte inferior de la unidad. Son texturas wackestone y mudstone a veces con intraclastos; pueden formar tramos homogéneos, nodulosos o laminados, apareciendo sólo en la parte inferior de la unidad. Son frecuentes las laminaciones algales y los ripples de ola. Se interpretan como facies de baja a media energía de un lagoon carbonatado.

Dolesparitas, dolarenitas y calizas dolomíticas intraclásticas con texturas grainstone y rudstone. Forman ciclos negativos con laminación ondulada y ripples de ola a base y estratificación cruzada planar y bimodal a techo, o ciclos positivos, con bases canalizadas, estratificación cruzada planar y bimodal a base y ripples de ola a techo. Corresponden estas facies a un complejo de canales y barras calcáreas de una y plataforma carbonatada, en un régimen inter y submareal.

Areniscas con cemento dolomítico. De grano grueso a medio-fino y frecuentemente ferruginosas, forman ciclos positivos con base canalizada,

estratificación cruzada y planar y bimodal, y, a techo, ripples de ola. Su interpretación es la misma que la indicada para la facies anterior.

Costras lateríticas, paleocarstificaciones y superficies ferruginosas que como en la unidad anterior, se localizan a techo de la secuencia de barras y de canales. Son superficies de no sedimentación y exposición subárea.

El Turoniense superior-Campaniense-inferior (unidades cartográficas 30, 31 y 32) se puede considerar como un ciclo mayor en el que el tableado y las alternancias del Turoniense superior-Santoniense inferior suponen el intervalo transgresivo y el resto corresponde a la etapa de progradación de las plataformas carbonatadas y sistemas deltaicos. Los tramos con abundantes desarrollos lateríticos delimitan ciclos de menor orden.

1.2.4.6. Margas blancas, dolomías y brechas dolomíticas (33). Campaniense-Maastrichtiense

Esta unidad culmina la serie del Cretácico superior aflorando en la parte alta de la mesa del Pico Grado. El contacto con la unidad infrayacente corresponde a una superficie de carstificación determinando el contraste de facies un límite secuencial importante. Se trata de un conjunto esencialmente margoso (margas dolomíticas) en el que se intercalan dolomías tableadas, con moldes de evaporitas y brechas. Se han medido 80 m de esta unidad aunque su espesor máximo puede alcanzar los 200 m. Se reconocen las siguientes facies:

Margas dolomíticas, a veces limosas y, eventualmente, arcillas rojas, con intercalaciones de dolmicritas y dolesparitas con texturas mudstone y wackstone. Las margas presentan abundante bioturbación y procesos lateríticos, las dolomías, intraclastos, fantasmas de bioclastos (ostrácodos, bivalvos y caráceas) y, a veces, laminaciones algales. Es la facies dominante, en la que se incluyen las del resto de la unidad; corresponde a una llanura fangosa, supra e intermareal, hipersalina de baja energía, de tipo sebka

Dolomías y dolesparitas tableadas con texturas packstone, wackstone, que forman paquetes métricos y decimétricos estrato y granodecrecientes con bases ligeramente canalizadas. Presentan laminaciones tractivas, laminación ondulada y

ripples de ola. Se interpretan como canales inter y supramareales. Cuando son capas tubulares aisladas muestran influencia de las tormentas.

Dolomicritas y seudoesparitas con moldes de evaporitas y brechas dolomíticas. Presentan, especialmente las segundas, una estratificación muy irregular y caótica por disolución de evaporitas, correspondiendo originalmente la serie a una alternancia de dolomias, margas y evaporitas. También existe una brechificación mecánica asociada a secuencias positivas con base canalizada que se interpretan como canales de flujos densos.

Arenas de grano fino-muy fino, dolomíticas, no cementadas, que forman secuencias granodecrecientes con base canalizada y ripples de ola a techo. Se interpretan como canales mareales siliclásticos.

El contenido faunístico de esta unidad es nulo; por criterios regionales se le atribuye una edad Campaniense-Maastrichtiense.

1.2.5. Terciario

El Terciario está circunscrito a los sectores septentrional y occidental de la hoja donde aflora discordante sobre el Precámbrico-Paleozoico o sobre el Mesozoico. Se han separado varias unidades terciarias. La más antigua, probablemente del Oligoceno-Mioceno inferior (34) aparece en la parte más alta de la mesa del Pico Grado, desconectada de cualquier otra serie terciaria y discordante sobre los materiales del Cretácico superior. Más moderno es el abanico de Riaza (35) cuyas facies rojas apicales parten de la vertiente norte de la sierra de Ayllon y Somosierra y enrasan con el Astaraciense-Vallesiense de la Cuenca del Duero. Coetáneo e interconectado con éste, es el abanico calcáreo (36, 37) procedente de los relieves pérmicos y mesozoicos situados al NE de la hoja. Por último, la raña (38), fosiliza el ciclo terciario y sobre ella se encaja la red cuaternaria (39-42)

1.2.5.1. Conglomerados calcáreos, areniscas, lutitas y suelos calcimorfos (34). Oligoceno-Mioceno inferior

Con un espesor que supera los 200 m, es una unidad constituida por conglomerados de cantos de carbonatos mesozoicos (del Jurásico y Cretácico superior

principalmente) bastante rodados y de tamaños variables (menos frecuentes son los cantos de rocas paleozoicas, cuarcitas, pizarras, esquistos, cuarzo, etc.), areniscas rojizas, lutitas rojas, limos y, excepcionalmente, fangos grises y verdosos. Se observan las siguientes facies.

- Conglomerados de cantos predominantemente calcáreos, con soporte clástico y matriz escasa, de areniscas de grano grueso a medio y cemento calcáreo. Forman capas de potencia métrica con bases erosivas, con frecuencia canalizadas, que presentan dos tipos de características: a) ausencia de estructuras, cierta gradación positiva de cantos y soporte clástico que pasa a soporte con matriz; se observa cierta tendencia tabular; b) con estructuras tractivas y morfología claramente canalizada, gradación positiva, imbricación de cantos y estratificación cruzada planar.
- Areniscas de grano grueso a fino y cemento calcáreo que aparecen generalmente a techo de los términos conglomeráticos. En su parte superior presentan frecuentes procesos edáficos de tipo calcimorfo. Aparecen en las bases canalizadas o en la parte superior del relleno de canales, cuyos términos inferiores son conglomeráticos. Es común la estratificación cruzada planar o en surco.
- Lutitas rojas y limos bastante homogéneos en tramos de potencia métrica, con abundante bioturbación por raíces y desarrollo de suelos calcimorfos.
- Fangos grises y verdosos, ligeramente margosos y en ocasiones, algo carbonosos, dispuestos en capas de orden decimétrico. Están asociados a tramos con procesos edáficos muy abundantes.

Todas estas facies son características de un sistema aluvial. Su contenido más probable es el de orla media, con predominio de conglomerados dispuestos en niveles de tendencia tabular, y de orla distal, con un aumento en la preparación de tramos lutíticos, y formas canalizadas con relleno conglomerático-areniscoso. Los canales presentan configuraciones de baja sinuosidad. Los niveles conglomeráticos tabulares se asimilan a mecanismos de transporte en masa. Los fangos grises y verdosos corresponden a zonas encharcadas de afinidad palustre con deficiencias en el drenaje.

Esta unidad aflora en la parte alta de la masa del Pico Grado desconectada de cualquier otra serie terciaria; por esta razón y por la ausencia de contenido faunístico su datación es problemática. CRUSAFONT (1966) atribuye estos depósitos al Mioceno superior basándose en el hallazgo de un astrágalo de Decennantherium. Esta datación parece improbable a tenor de la edad del abanico de Riaza (Astaraciense-Vallesiense) claramente más moderno; de hecho la procedencia del resto fósil mencionado no es conocida con exactitud. Dado el carácter aparentemente sintectónico de esta unidad, su correlación con unidades similares de la Cordillera Ibérica y la truncación que sufre por la falla de Somolinos (cuyo último movimiento se supone que es de edad Aragoniense) su edad se puede atribuir estimativamente al Oligoceno superior-Mioceno inferior.

1.2.5.2. Brechas y conglomerados de cantos de origen metamórfico, arenas y limos rojos (35). Conglomerados calcareos, arenas arenas y limos rojos (36). Conglomerados y arenas (37). Astaraciense-Vallesiense

La mayor parte de los depósitos miocenos corresponden a un sistema de abanicos aluviales que se han denominado **abanico de Riaza**. Sus paleocorrientes se dirigen hacia el NO, situándose su area madre en las rocas del Precámbrico y Paleozoico de la sierra de Ayllón y Somosierra. En la esquina NE de la hoja tiene lugar una interdigitación con un sistema aluvial procedente de los relieves mesozoicos que se abre hacia el N.

En el abanico de Riaza (35) los cantos de los conglomerados, medianamente rodados, son de cuarcitas, pizarras y esquistos, y en el sector occidental de la hoja, también de para y ortoneises. La matriz es de arena sucia, rojiza, poco clasificada, de grueso medio-fino; el grado cementación es muy bajo. Las arenas, con algunos cantos dispersos, son de grano medio a muy fino, de tonos rojizos, poco clasificadas, y poco cementadas. Los fangos, de tonos rojo intenso característico, son lutitas y limos, con algunos cantos y granos de cuarzo dispersos.

En el abanico calcáreo (36) los conglomerados presentan cantos bien redondeados, subesféricos, que son, fundamentalmente, de calizas del Jurásico y Cretácico superior; menos frecuentes son los cantos del Pérmico y Trías (areniscas rojas, cuarzo) y Paleozoico (cuarcitas, pizarras y esquistos). La matriz es de arena gruesa, presentando en general, una buena cementación. Las areniscas son de tonos grisáceos, de

grano grueso-medio, bien clasificadas y bastante cementadas. Los fangos son limos ocre y rojizos con cantos dispersos.

Las facies y estructuras son similares en los dos abanicoas. Los niveles conglomeráticos y areniscosos tienen potencias de orden métrico, con base erosiva y cicatrices internas; se diferencian cuerpos de morfología tabular con granoclasificación positiva (más abundantes en el abanico de Riaza) y formas canalizadas, con estratificación cruzada e imbricación de cantos (más frecuentes en el abanico calcáreo; unidad 37 en la cartografía). Los niveles tabulares corresponden a depósitos originados por mecanismos de transporte en masa, de tipo sheet flood. Los niveles canalizados muestran configuraciones de baja sinuosidad respondiendo a formas rectas o de tipo trenzado.

En conjunto, los dos sistemas aluviales se enmarcan en un contexto de orla media-distal de abanicos aluviales.

Su contenido paleontológico es nulo. Su edad Mioceno superior (Astaraciense-Vallesiense) viene determinada de forma estimativa por correlación con las series carbonatadas lacustres (calizas de los páramos) aflorantes, más al norte, en la Cuenca del Duero.

1.2.5.3. Cantos, gravas y arenas. Niveles de raña (38). Plioceno-Pleistoceno

Discordante sobre el abanico de Riaza y con carácter retractil respecto a éste, ya que en su zona apical llega a reposar también sobre el Precámbrico-Paleozoico, se localiza una unidad detrítica muy característica y de escasa potencia (entre 1 y 8 m) constituida por cantos, gravas y arenas con matriz areno-limosa rojiza, que en la literatura geológica, por su posición y litología se la conoce con el nombre de raña. Da lugar a extensas plataformas que morfológicamente constituyen el piedemonte de la vertiente septentrional del Sistema Central.

La raña está formada por cantos de naturaleza cuarcítica (cuarcita y cuarzo) fundamentalmente, y en menor proporción por pizarras, esquistos, paraneises y ortoneises, mezclados en una matriz areno-arcillosa. En superficie, aflora como extensos canturrales, que caracterizan las parameras del tercio septentrional de la hoja.

Desde el punto de vista sedimentológico la raña corresponde a depósitos de abanicos aluviales que conforman un importante aparato sedimentario con distintos ápices; en la hoja de Riaza el apice principal se sitúa en la zona de La Pinilla.

Este sistema deposicional, es en detalle algo más complejo, ya que en la hoja de Sepúlveda se ha podido observar un pequeño escalonamiento en los depósitos que permite considerar dos episodios en su funcionamiento. Esta circunstancia ya ha sido puesta de manifiesto en otros sectores de la Cuenca del Duero, como la sierra de Honrubia-Pradales (ORDOÑEZ et al 1976, ITGE 1992); también en la Cuenca del Tajo (PEREZ GONZALEZ Y GALLARDO 1987) y en particular en el margen meridional del Sistema Central, al sur de Tamajón, hoja de Valdepeñas de la Sierra (nº 485, ITGE 1990), aunque en estos casos, los criterios de separación de los dos episodios, además de geomorfológicos son composicionales, concretamente basados en la fracción pesada.

La edad de estos depósitos resulta difícil de precisar por su carácter azoico, razón por la cual hay que recurrir a criterios geomorfológicos para su datación. Según MOLINA et al. (1986) la base de los abanicos de la segunda etapa o fase aluvial más reciente se correspondería con el inicio o desarrollo de la denominada superficie inferior de dichos autores, por lo que la edad de estos materiales estaría comprendida entre el Plioceno y el Pleistoceno, desarrollándose y encajándose a partir de estos depósitos la red fluvial actual. Para MARTIN SERRANO (1991) la raña sería "el final de un episodio y/o inicio de otro, una articulación sin rupturas de ambos" representando las primeras acumulaciones del piedemonte con expresión morfológica conservada y que, en ocasiones, coincidiría con parte de las "series ocreas" del sector septentrional de la cuenca del Duero; existiría por tanto una diacronía de unas regiones a otras en la asignación de edades a la "Raña". Este planteamiento pone de manifiesto aún más la problemática de datación de estos depósitos dentro del area estudiada. Sin embargo para PEREZ GONZALEZ y GALLARDO (1987) e ITGE (1990) la raña, al sur de Somosierra y de la sierra de Ayllón, sería un piedemonte escalonado en el Villafranquiense medio por lo que su edad estaría comprendida entre los 2,5 y 1,8 m.a.

1.2.6. Cuaternario

Los depósitos de edad cuaternaria son muy escasos en la hoja de Riaza, limitándose a fondos de valle, conos de deyección, glacis y coluviones. Todos ellos se describen a continuación.

1.2.6.1. Cantos, gravas, arcillas y arenas (39). Glacis

Se reconocen en la mitad septentrional de la hoja, siempre dentro de la vertiente que pertenece a la Cuenca del Duero. Proceden, en su mayoría, de las rocas metamórficas dando depósitos con abundantes cantos y gravas cuarcíticas y matriz arcilloso-arenosa de color rojo. El tamaño de los elementos depende de la distancia al área madre. La potencia de estos depósitos es de 2-3 m, no superando nunca los 4 m. Los afloramientos más representativos son los que aparecen en las proximidades de Becerril y al este de Madriguera.

1.2.6.2. Cantos, gravas, arenas y arcillas (40). Fondos de valle

Aunque de escaso desarrollo, debido a lo abrupto del terreno, son los depósitos más significativos del Cuaternario de la hoja, destacando los de los ríos Riaza, Cerezuelo, Pedro, Lillas y Sobre. En general están constituidos por gravas y cantos de naturaleza mayoritariamente cuarcítica y de pizarras, esquistos y neises, en menor proporción. En el sector más oriental, pueden contener también cantos de calizas o dolomías debido a la presencia de Cretácico en la mesa de Cantalojas-Pico Grado. La matriz es arcilloso-arenosa de color pardo o pardo rojizo. A veces presenta un pequeño suelo de vega, a techo, poco desarrollado.

1.2.6.3. Arenas, gravas y cantos (41). Conos de deyección

Son depósitos de carácter fluvial formados a la salida de algunos arroyos o barrancos cuando afluyen a otros de rango superior. Tienen forma de abanico, son de pequeño tamaño y los mejores ejemplos se pueden observar en el borde este de la hoja, en la confluencia de los arroyos de la Dehesa y de la Hoya. Litológicamente están constituidos por arenas con niveles de cantos y gravas, cuya naturaleza depende del área madre del que proceden sus elementos, pudiendo reconocer neises, cuarcitas, cuarzos, e incluso calizas y dolomías.

1.2.6.4. Arcillas, arenas y bloques (42). Coluviones

Son también muy escasos dentro de la superficie de la hoja y dependiendo de su litología se pueden diferenciar dos tipos :

- Los derivados de los materiales metamórficos e ígneos pertenecientes al Macizo Ibérico.
- Los derivados de las calizas, margas y dolomías del Mesozoico.

Se trata de afloramientos de pequeño tamaño que se disponen al pie de algunos valles dando bandas paralelas a los cauces. Sus depósitos, con frecuencia, aparecen interdentados con los de los fondos de valle.

2. PETROLOGIA

2.1. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

La hoja de Riaza 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), LOPEZ RUÍZ et al. (1975), ARENAS (1979), ARENAS et al. (1980 y 1982), CASQUET y NAVIDAD (1985), CASQUET (1986) y GONZALEZ CASADO (1987).

Siguiendo una dirección perpendicular a las grandes estructuras hercínicas, en las rocas de la hoja de Riaza se observa un aumento general del metamorfismo desde las condiciones de la facies de los esquistos verdes en su parte de menor T al este hasta las de la facies anfibolítica media-superior al oeste. Este aumento en el grado metamórfico culmina con el desarrollo de las condiciones de alto grado en el extremo SO de la hoja, que originan en este sector procesos anatéticos y con las que se relaciona regionalmente un magmatismo granítico sin y tardicinemático.

En la primera parte del presente capítulo de Petrología (apartados 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 Riaza. 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 apropiada red petrogenética.

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 cuarzofeldespáticas 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 fundamentalmente procesos 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 desarrollado formas lenticulares asimétricas en relación al cizallamiento a lo largo de sus bordes. Los agregados de micas cizalladas forman fish que indican 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. DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

Ya desde los trabajos clásicos es conocida la espectacular zonación metamórfica que aflora en el área de Somosierra en la que se encuadra la hoja de Riaza. 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, estaurolita, distena, I^a de sillimanita y II^a 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 (Fig. 2.1). 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. (1981), y en el que desaparece la parte interna de la zona de la estaurolita, la de la distena y la parte más alta de la I^a de la sillimanita; y el de Montejo, que elimina la parte más interna de la I^a zona y la externa de la II^a 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 suroccidental de la hoja de Riaza, esta serie preordovícica aflora formando un conjunto migmatítico de paraneises pelíticos, de característica estructura estromática, con bandas conformes de neises bandeados ricos en feldespatos y segregaciones cuarzo-feldespáticas y, localmente, niveles discontinuos de leuconaises. Los afloramientos de estas litologías se extienden ampliamente en las vecinas hojas de Prádena

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 recristalización 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 2)

Los paraneises estromáticos son metasedimentos migmatíticos de protolito pelítico entre los que se intercalan abundantes bandas de composición semipelítica. Macroscópicamente son muy heterogéneos 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 nebultizadas 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 félicos 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 albíticos. 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 Montejo, los efectos retrógrados de la deformación D2 son especialmente intensos. La foliación compuesta S2 en los paragneises y en los esquistos cuarzosos con sillimanita resultado de su milonitización 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 recristalización 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)

Los neises bandeados biotíticos afloran asociados a los paraneises estromáticos a lo largo de una banda de reducida extensión cartográfica, de orientación NNE-SSO y anchura hectométrica, que se prolonga hacia el SO y en las vecinas hojas de Prádena y Tamajón. 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 el hecho de que localmente se intercalan 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 gneísica 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 \pm granate \pm cordierita, que separan capas o lentejones cuarzofeldespáticos con cuarzo + plagioclasa + sillimanita \pm biotita \pm 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 peritítico 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 arroyo de la Garganta y en su prolongación por la vecina hoja de Prádena, estos materiales están intruidos por diques leucograníticos y pegmatíticos que fueron 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 proximos 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 16)

En la hoja de Riaza, el conjunto de asociaciones minerales encontradas a lo largo de la secuencia metasedimentaria del dominio oriental, tanto en litologías metapelíticas como en otras más samíticas, queda recogido en la Tabla 1. La aparición en este dominio de minerales índice define las isogradas y las zonas de la biotita, el granate, la estauroлита y la I^a 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, sfena, ilmenita, rutilo (en la zona de la sillimanita), magnetita, grafito y pirita.

Tabla 1. Asociaciones minerales representativas en metapelitas y metasemipelitas

Zona :	Qtz	Bt	Chl	Ctd	Ms	Ol	Grt	St	Ky	Sil	And	Ep/Clz	Ab	Ca
Clorita	+		+		+									+
Biotita	+	+	+,2		+									+
Granate	+	+	+,2	o	+,r		+					o		r
Estauroлита	+	+	r	+,0	+	+	+	+			r	r		r
I ^a 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 metagrauváquicos o rocas calcosilicatadas. Estas litologías se corresponden con las Formaciones Constante de SCHAFER (1969) (pro parte), Alto Rey, Rodada y suprayacentes (unidades 6 a 16), 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 decrenulación 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 recristalizan 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 S1 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 D1. 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 interestratificados 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 la localidad de Riaza, por encima de la aparición de estaurolita, 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 estaurolita.

Los micaesquistos y cuarzoesquistos de las **zonas del granate, estaurolita 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 estaurolita y I^a 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 δ y σ (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 estauroлита 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 $Qtz \pm Bt \pm Ms \pm Pl \pm Op$. 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 cizalla 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 posicionan 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 Iª 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 recrystalizados 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 S1 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 Iª 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 intracrystalina 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., 1981). Estos poiquiloblastos de generación tardía y las venas se localizan hacia los niveles más internos de la zona de la estaurolita, 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 estaurolita, 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 recrystalizados 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. Paranfíbolitas (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

bandeado 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 Iª 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., 1979) 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 anfíbólico-granatíferas. 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., 1981). Las intercalaciones paranfibolíticas asociadas al neis del 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 clinozoisita 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 3)

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 ortoneises son conocidos desde hace tiempo y resultan ser para muchos autores litológicamente comparables con los ortoneises 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 σ 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 perfitica, 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 albíticos 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 4)

La existencia de estos neises ocupando el sector interno de una gran estructura antiformal, conocida como el anticlinal del Cardoso, se conoce ya desde los trabajos clásicos de SCHÄFER (1969). Típicamente, los ortoneises del Cardoso son neises micro y mesoglandulares de grano fino, que presentan intercalaciones características de cuarcitas con granate y anfíbolitas 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. (1981), 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 ha proporcionado mediante el método U/Pb en zircones (VALVERDE-VAQUERO y DUNNING, esta memoria, apartado de Geocronología).

Los afloramientos de estos neises presentan en la hoja una pequeña extensión, localizándose estructuralmente por encima del detachment del Cervunal y definiendo los flancos de una gran estructura antiformal -Antiforme del Cardoso- cuya zona de charnela se localiza más al S en la vecina hoja de Tamajón. Como revela su disposición cartográfica en este último sector, constituye un gran cuerpo de geometría lenticular cuyos límites son subparalelos a la traza de la estratificación en la cuarcita armoricana. El paso hacia los metasedimentos se establece a menudo a través de un tramo continuo de alternancia con niveles de cuarcitas, cuarcitas anfibólicas y paranfibolitas. 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. La 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 (oligoclasa 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

recristalizadas 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. Ortoneises glandulares. Neises de Riaza (Unidad cartográfica 5)

Los neises de Riaza se caracterizan por presentar glándulas feldespáticas centimétricas y subcentimétricas que se destacan entre una matriz cuarzofeldespática foliada. Algunos de los litotipos ortoderivados agrupados bajo esta denominación constituyen una facies similar a la corrientemente aceptada para el Ollero de Sapo (GARCIA CACHO, 1973; ARENAS et al., 1981). La heterogeneidad de estos neises, en buena parte debida a la deformación D2, ha llevado a considerarlos como de origen volcánico-sedimentario (BISCHOFF et al., 1973; FERNANDEZ CASALS, 1974; ARENAS et al., 1980, 1981; GONZALEZ CASADO, 1986). Su emplazamiento se

produjo hace $468 \pm 16/-8$ Ma (VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria, ver apartado 2.5 de Geocronología).

Afloran entre las localidades de Riaza y Riofrío de Riaza estructuralmente por encima del detachment del Cervunal, formando un macizo en detalle heterogéneo de unos 5 km de longitud y más de 1 km de anchura máxima y cuya geometría es a grandes rasgos lenticular. En el ámbito de la hoja, constituyen el tipo ortoderivado prearenigiense perteneciente al dominio oriental que ocupa una mayor extensión de afloramiento.

Son tipos neísicos glandulares más o menos leucocráticos, caracterizados por presentar una textura blastoporfídica de matriz foliada augen-neis y una gran variabilidad en el tamaño y distribución de los megacristales feldespáticos. Han desarrollado una penetrativa fábrica plano-linear no-coaxial, S_2-L_2 , que mesoscópicamente varía entre una milonita S-C (BERTHE et al., 1979), una milonita de estructura planar muy manifiesta, y localmente una ultramilonita.

La asociación mineral característica la forman cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, con granate, turmalina, apatito, zircón, monacita, ilmenita y opacos accesorios. Los minerales secundarios producto de la retrogradación son mica blanca, clorita, sericita y albita.

A la microescala se distinguen dos elementos texturales principales: glándulas y matriz. Las glándulas son megacristales centimétricos (entre 3 y 10 cm) proterógenos de feldespato potásico, plagioclasa y, de forma menos frecuente, cuarzo. El feldespato potásico de las glándulas es una ortosa microclinizada constituida, en las rocas no muy deformadas por F_2 , por dos cristales con macla Carsbald de bordes subidiomorfos y con inclusiones zonales de biotita (texturas frals) y de plagioclasa oligoclasa. En las zonas más deformadas aparece en secciones ZX como porfiroclastos alargados paralelamente a los planos S, los cuales han desarrollado colas elongadas en la dirección X asimétricas constituidas por agregados de subgranos y granos nuevos recrystalizados. En los lados perpendiculares a Z, en cambio, el porfiroclasto presenta intercrecimientos mirmequíticos con el cuarzo, ocasionalmente de formas bulbosas, y contactos rectos con el cuarzo y la oligoclasa de la matriz. Estos porfiroclastos asimétricos en S_2 implican una deformación predominantemente no-coaxial e indican un sentido de cizalla de techo hacia el SE, paralelo a la lineación L_2 mesoscópica.

La foliación S_2 de la matriz está estructurada en una alternancia milimétrica de microdominios sigmoidales o bandas más continuas, constituidos por un agregado granoblástico cuarzofeldespático inequigranular, con microdominios ricos en lepidoblastos de biotita y moscovita. El agregado cuarzofeldespático ha experimentado durante D_2 un variable grado de deformación, restauración y recristalización en condiciones medias de la facies anfibolítica, y está constituido por cuarzo, plagioclasa y microclina. En las fábricas miloníticas S-C bien desarrolladas, el cuarzo forma ribbons policristalinos en los que los granos están libres de deformación y han desarrollado contactos rectos entre granos, indicando en conjunto su completa restauración y recristalización. Estos ribbons experimentan una reducción del tamaño de grano cuando los planos S se curvan en los C. La biotita y la moscovita de la matriz están completamente recristalizadas y sus planos (001) son subparalelos a los márgenes de los ribbons de cuarzo. Tanto la plagioclasa que forma las glándulas como la de la matriz resulta ser de composición oligoclasa ácida, la cual puede desarrollar rebordes albíticos frente a la microclina.

En las zonas de mayor deformación retrógrada F_2 localizadas hacia la base del macizo se superponen un conjunto de microestructuras diferentes. Estas consisten en la recristalización parcial de los agregados de cuarzo, recristalización poco importante y plasticidad de baja T de tanto el feldespato alcalino como de la plagioclasa, reemplazamiento variable de los feldespatos por crecimientos de moscovita+cuarzo, frecuentemente en grietas de extensión, y fuerte deformación interna de los porfiroclastos micáceos. Estas microestructuras son indicativas de estadios de la deformación retrógrada F_2 bajo condiciones transicionales entre la facies anfibolítica y la de esquistos verdes. Los indicadores cinemáticos en estas fábricas S_2 indican también un movimiento de techo al SE.

2.2.3.4. Leuconaises (sin representación cartográfica)

Los leuconaises son rocas gneísicas cuarzofeldespáticas de carácter hololeucocrático, de tipo metaaplítico o metapegmoaplítico, grano fino a medio, fábrica planolinear 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, como se observa en el sector del arroyo de la Garganta en el extremo SO de la hoja. Regionalmente, también aparecen asociados a los grandes macizos de neises glandulares metagraníticos, 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., 1981), 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 subsólida 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 filonianas hercínicas.

2.2.4.1. Aplitas y Pegmatitas (sin representación cartográfica)

Intercalados en las series de paraneises del dominio occidental así como en los niveles estructuralmente más bajos del oriental, aparecen numerosos cuerpos, diques y lentejones de aplitas de dos micas y pegmatitas leucocráticas, cuya orientación es subparalela a 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 gneílica 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 metamórficas 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 verdesas 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 pleocroísmo 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, prenhita, leucoxeno, rutilo sajenítico y calcita.

2.3. CARACTERISTICAS 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 Riaza. La adición de otros componentes al sistema tales como MnO , CaO y K_2O , no establece diferencias muy significativas. La Tabla 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

MAPA DEL METAMORFISMO
Hoja de Rianza (432)
E. 1:100.000

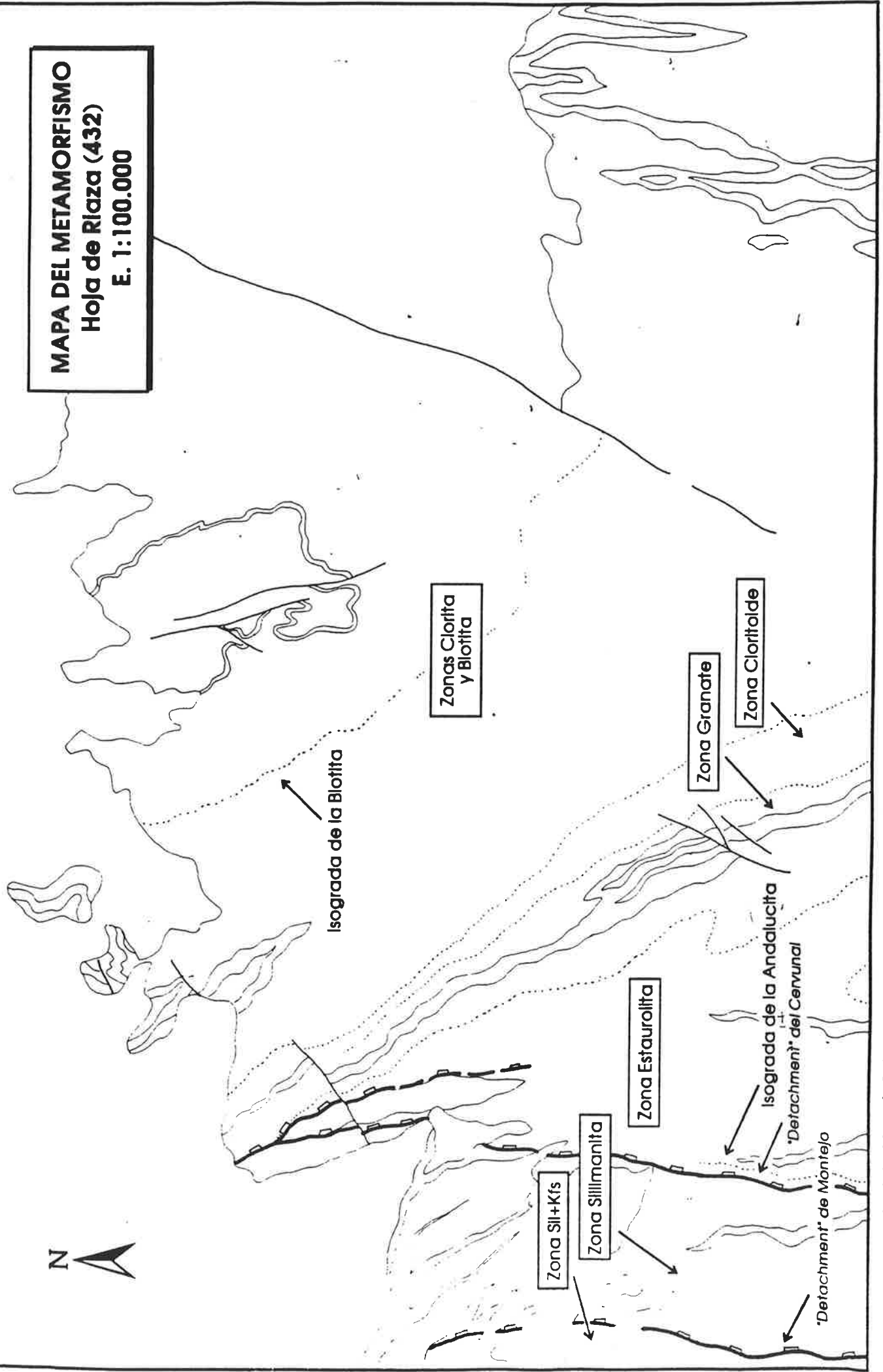


Fig. 2.1 Mapa de facies metamórficas mostrando la distribución de las isogradas y zonas metamórficas.

asociaciones minerales (Fig. 2.1) permite distinguir las siete zonas metamórficas siguientes:

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

2: Zona de la Biotita. La ausencia de litologías pobres en Al en la parte central de la hoja impide la cartografía precisa de la isograda de la biotita. Sin embargo y exceptuando los niveles estructurales más altos anteriores, probablemente todo el área central de la hoja de Riaza estuvo sometida a las condiciones metamórficas del grado biotita. Como consecuencia de esta restricción composicional, su aparición coincide con el techo de la Fm. Alto Rey en ambos flancos del sinclinal, donde las litologías de composición pobre en Al 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 alumínicas ordovícicas incluidas en esta zona, se forman a temperaturas ligeramente superiores. Estructuralmente un poco por debajo aparece el cloritoide también en litologías pobres en Al.

4: Zona del Granate. La asociación (4) es la característica en las rocas pobres en Al de esta zona, pero en rocas más alumínicas sin biotita puede aparecer granate junto a cloritoide o, en rocas sin granate, el cloritoide junto a la estaurolita. La zona presenta un desarrollo desigual debido a que fue deformada 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 N-S que va perdiendo progresivamente anchura desde los 3-4 km de espesor estructural (medido

perpendicularmente a S2) que tiene en el límite S de la hoja, hasta los 0,5 km o incluso prácticamente desaparecer en las proximidades de la Fábrica de Hilaturas próxima a la localidad de Riaza. El límite superior de la zona de la estauroлита es claramente discordante con la macroestructura de D1 y algo oblicua con respecto a la traza axial del Antiforme del Cardoso (esta característica es más evidente en la hoja de Tamajón). El inferior no aflora al estar truncado por el detachment del Cervunal, el cual parece estirar horizontalmente y adelgazar verticalmente la zona hacia el N.

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 relicta de la paragénesis (6) previa a la formación de sillimanita en rocas de la Iª zona de la sillimanita.

7: Iª 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 + feldespatos potásicos (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 feldespatos-K y las rocas de características anatécicas del dominio occidental, localizado en el extremo SO de la hoja.

Tabla 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 Estaurolita:	St + Bt ± Grt ± Chl + Qtz + Ms
(6) Zona Distena:	St + Bt + Ky ± Gt + Qtz + Ms
(7) Zona I ^a Sil.:	Grt + Sil + Bt + Qtz + Ms
dominio occidental	
(8) Zona II ^a 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 metapelitas de cada zona metamórfica recogidas en la Tabla 2. Las nueve reacciones en el sistema KFMASH, o subsistemas más simples, que relacionan las diferentes topologías AFM y separan las zonas metamórficas cartografiadas expresadas en la Fig. 2.1 (con la excepción de la distena), o isogradas, son:

Dominio Oriental

- A: $\text{Chl-Fe+Kfs} \rightarrow \text{Ann+Ms+Qtz+H}_2\text{O}$ (isograda de biotita en el sistema KFASH);
- B: $\text{Chl-Fe+Prl} \rightarrow \text{Cld-Fe+Qtz+H}_2\text{O}$ (isograda del cloritoide en el KFASH); y
- C: $\text{Prl} \rightarrow \text{Ky+Qtz+H}_2\text{O}$ (en el ASH, rocas ricas en Al)
- D: $\text{Chl-Fe+Ms} \rightarrow \text{Ann+Cld-Fe+H}_2\text{O}$ (en el KFASH, rocas pobres en Al)
- E: $\text{Cld+Bt} \rightarrow \text{Gt+Chl}$ (isograda del granate en el sistema KFMASH); o
 $\text{Chl+Ms+Qtz} \rightarrow \text{Gt+Bt+H}_2\text{O}$

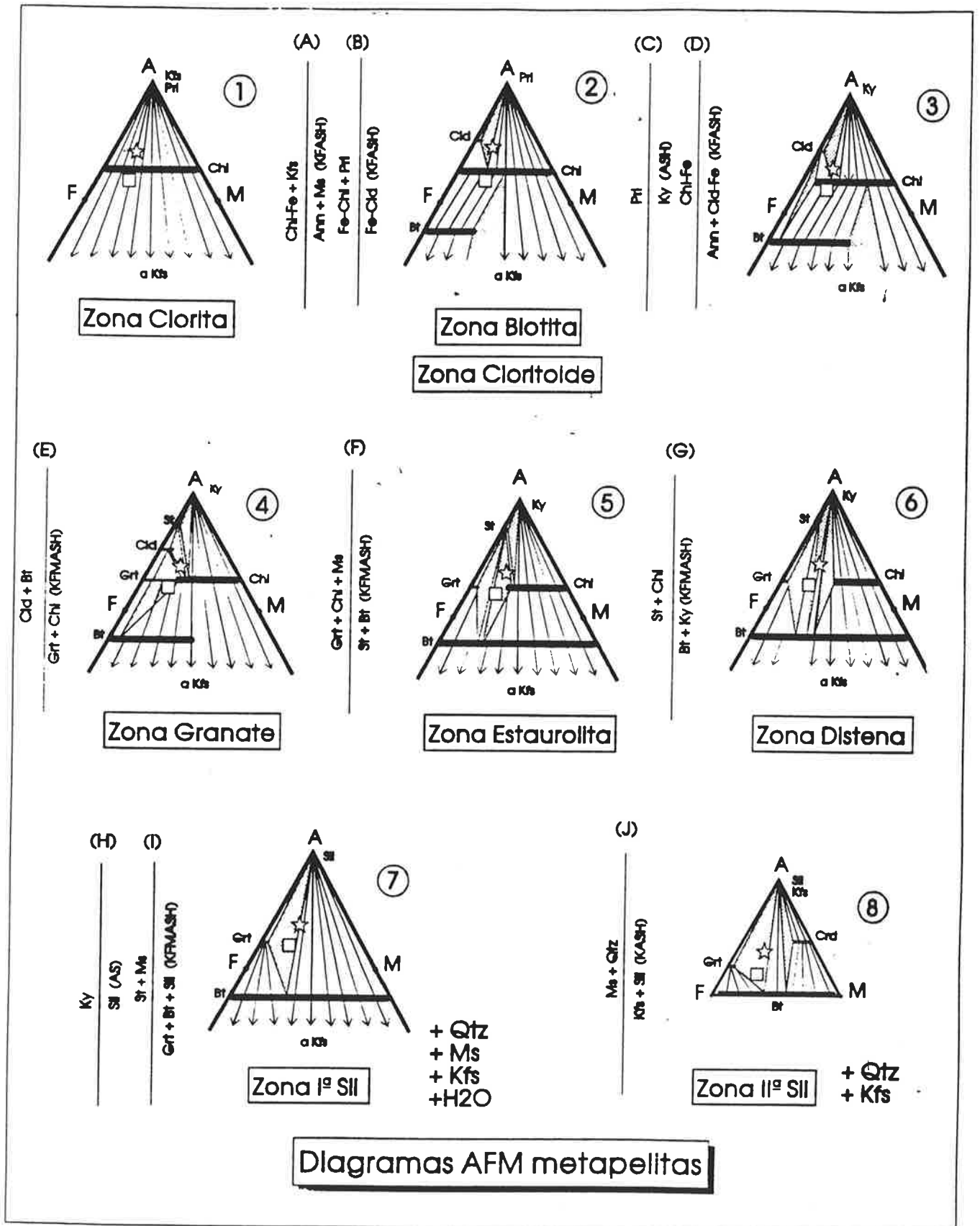


Fig. 2.2. Diagramas AFM esquemáticos en los que se muestran las relaciones de compatibilidad entre asociaciones con 3 o menos fases. Los números coinciden con las asociaciones minerales de la Tabla 2 y las letras con las reacciones discutidas en el texto que separan cartográficamente las zonas metamórficas. 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).

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

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

H: $\text{Ky} \rightarrow \text{Sil}$ (Iª isograda de sillimanita en el AH); o

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

Dominio Occidental

J: $\text{Ms} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Kfs} + \text{Sil} + \text{H}_2\text{O}$ (IIª Isograda de sillimanita en el KASH);
y

$\text{Ms} + \text{Pl} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Kfs} + \text{Sil} + \text{Liq}$ (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 Riaza. En los niveles estructurales altos que constituyen el dominio oriental, las condiciones del pico térmico del metamorfismo se alcanzaron según el nivel en momentos

RELACIONES BLASTESIS - DEFORMACION

HOJA DE TAMAJON		Mineral \ Defor.	D1	D2	D3
DOMINIO ORIENTAL (niveles estructurales altos)	Zona de la Biotita	CLORITA MICA BLANCA BIOTTA	██████████	██████████	██████████
	Zona del Granate	CLORITA MICA BLANCA BIOTTA GRANATE	██████████	██████████	██████████
	Zona de la Estaurolita	CLORITA MICA BLANCA BIOTTA GRANATE ESTAUIROLITA ANDALUCITA	██████████	██████████	██████████
	Iª Zona de la Sillimanita	CLORITA MICA BLANCA BIOTTA GRANATE ESTAUIROLITA DISTENA SILLIMANITA ANDALUCITA	██████████	██████████	██████████
DOMINIO OCCIDENTAL (niveles estructurales bajos)	IIª Zona de la Sillimanita	MICA BLANCA BIOTTA GRANATE ESTAUIROLITA DISTENA SILLIMANITA ANDALUCITA FELDESPATO-K CORDIERITA	██████████	██████████	██████████

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

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 estaurolita y la I^a 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 estaurolita y I^a 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 I^a zona de la sillimanita, la asociación Ky+St+Grt+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 acompañada inicialmente por un ligero calentamiento. La presencia en rocas y en venas de segregación de estos mismos niveles estructurales de transformaciones Ky→Sil→And y de Sil→And sin y post-D2 (ARENAS et al., 1980), implica que la descompresión está acompañada posteriormente por un enfriamiento.

En las rocas de la zona de la estaurolita situadas justo por encima del detachment del Cervunal, algunos porfiroblastos de estaurolita 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 estaurolita y están localmente asociados con sillimanita fibrolítica. ARENAS et al. (1980), 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 estaurolita (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 estauroлита 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 anatécicos 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 Rianza 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 NE y E y zonas de cizalla dúctil compresionales subhorizontales en profundidad (GONZALEZ LODEIRO, 1980; Arenas et al., 1981; 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, estaurolita 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 esquistos 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 estaurolita 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 Iª 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

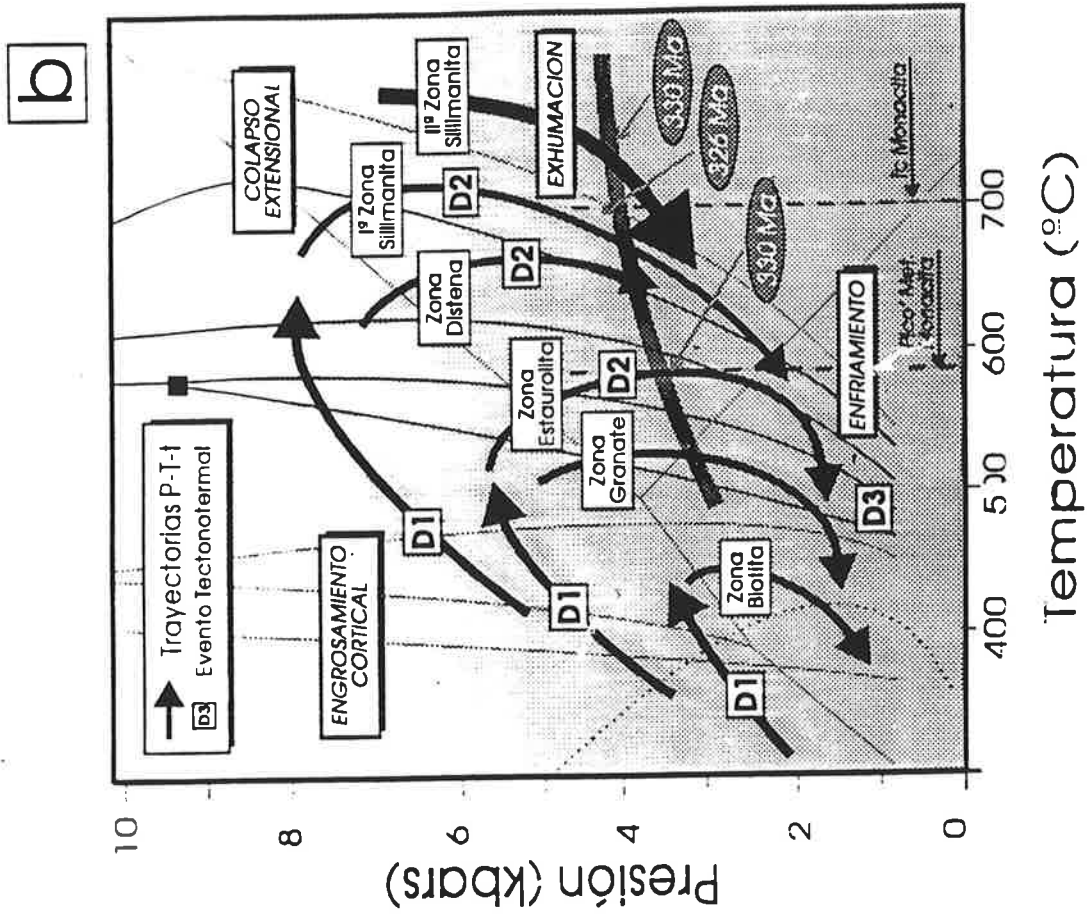
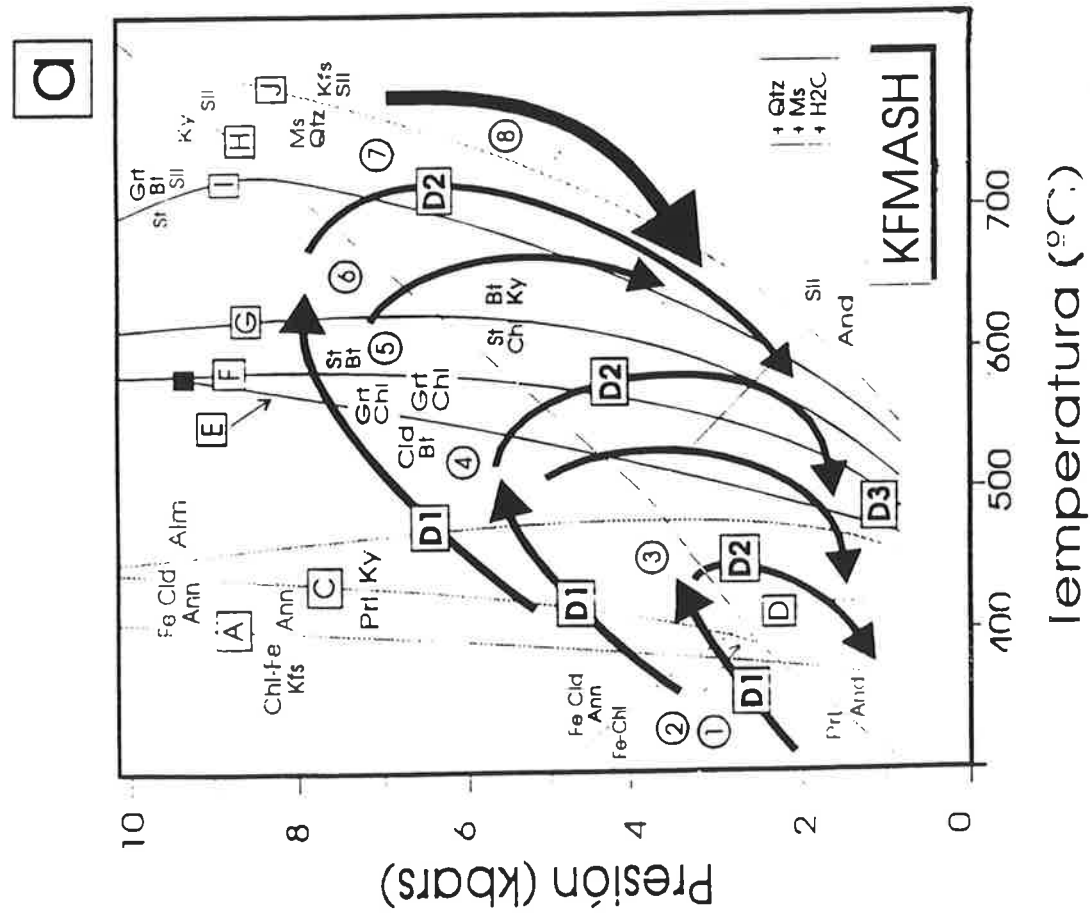


Fig. 2.4. a) Diagrama petrogenético parcial basado en el de Spear y Cheney (1989), asumiendo exceso de Qtz, H₂O y Ms o Kfs. Las líneas continuas y discontinuas representan equilibrios en el sistema KFMASH y subsistemas menores, respectivamente, y el cuadrado es un punto invariable en el KFMASH. Las flechas 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 $T_{max} - P_{max}$ define un gradiente metamórfico de campo de tipo barroviense. b) Diagrama P-T en el que las mismas trayectorias P-T de a) se relacionan con los distintos eventos tectonotermales 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 dados geocronológicamente (U/Pb) en monacitas de las trayectorias sin-D2 de dos niveles estructurales distintos (dominio oriental y occidental).

Cpx+Grt+Pl+Qtz±Rut. Las condiciones de $P_{M\acute{a}x}-T_{PM\acute{a}x}$ 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 Al_2SiO_4 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 $P_{M\acute{a}x}$ 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 recristalización 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 isogras 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, como la existente al SE de la localidad de Riaza. El movimiento normal de los detachments puede deducirse por que suponen yuxtaponer niveles estructuralmente altos y fríos sobre niveles bajos más calientes. 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 $T_{Máx}$ - $P_{TMáx}$, en las rocas de la Iª 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 niveles equivalentes en la hoja de Tamajón 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 estauroлита el crecimiento sin-D2 de este mineral evidencia un ligero calentamiento hasta unas condiciones $T_{Máx}$ - $P_{TMáx}$ de, aproximadamente, de 3,5-4,5Kbar y 560 - 590°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 regionales, la relación microestructural de estos minerales 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 anatéticos 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 obtenidas para la realización de esta memoria establecen edades de 327 ± 3 Ma y $330 \pm$ Ma para el pico metamórfico en rocas de la transición cloritoide estaurolita y de la zona de la estaurolita (VALVERDE VAQUERO y DUNNING (esta memoria, apartado 2.5). La edad de enfriamiento obtenida para las rocas del dominio occidental es de 330 ± 2 Ma (VALVERDE VAQUERO et al., 1995b. Es decir las condiciones $T_{Máx}-P_{TMáx}$ en las rocas del dominio oriental son prácticamente contemporáneas (isocróna de la Fig. 4-b) con el paso de las rocas de alto grado por la isoterma 650-700° C (T de cierre de la monacita) durante su exhumación tectónica, lo que confirma el calentamiento durante D2 de los niveles corticales superiores a la vez que se enfrían 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 Riaza, 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 GEOQUIMICOS

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 muestrario 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 Na_2O 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 $\text{LaN/LuN} = 4.63$ y fuerte anomalía negativa del Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.27$).
- 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 Na_2O y elevados contenidos de Al_2O_3 , FeO , MgO , TiO_2 , y K_2O . 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 ($\text{LaN/LuN} = 37.41$, frente a $\text{LaN/LuN} = 13.26$ para la muestra 20-18/9804) y con una anomalía negativa del Eu menos intensa ($\text{Eu/Eu}^* = 0.61$ 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

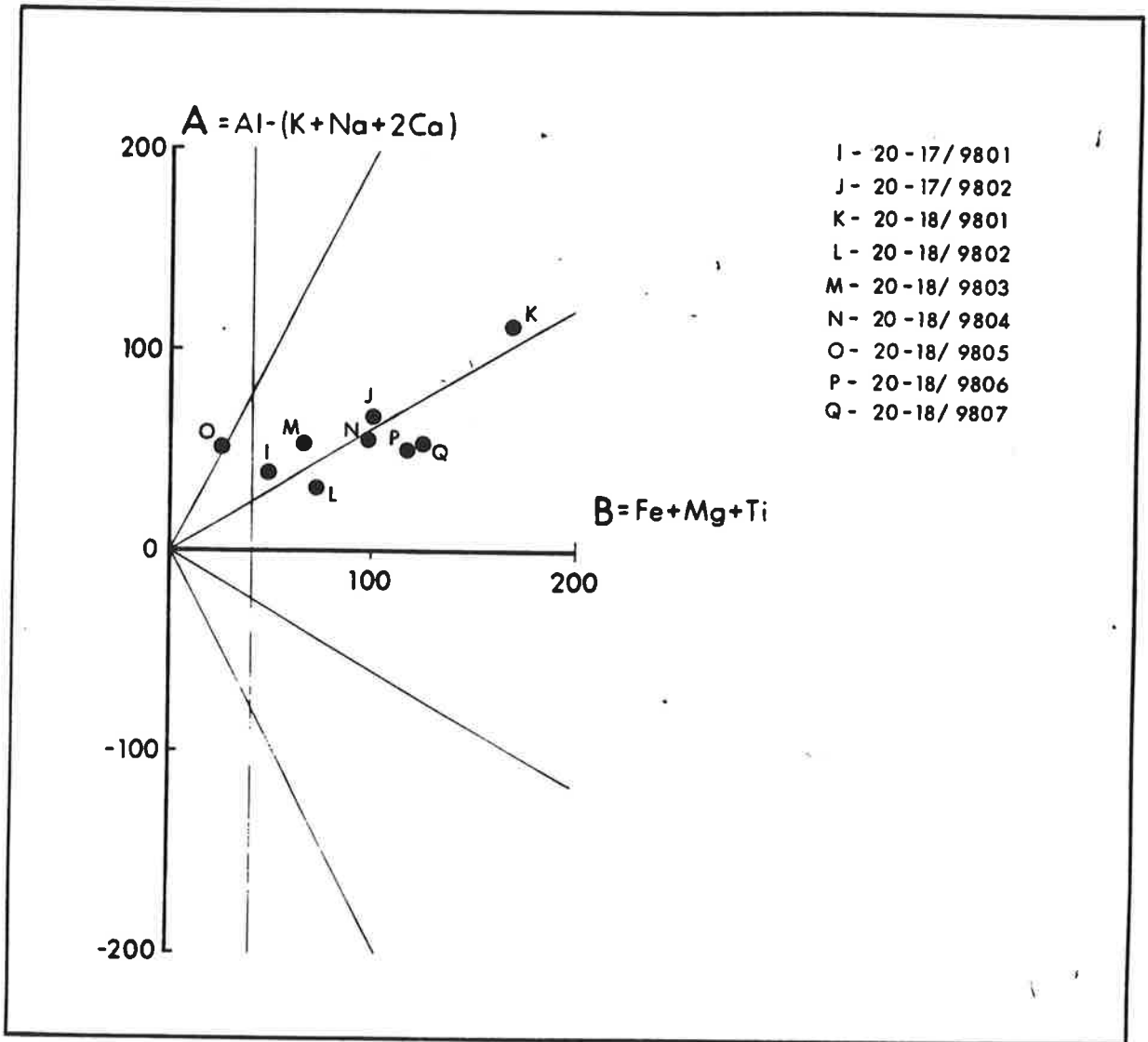


Fig. 2.5. Diagrama tipológico de Debon y Le Fort (1982) de las muestras de las rocas prehercínicas más significativas recogidas en las hojas de Rianza y Tamajón. Para discusión, ver texto.

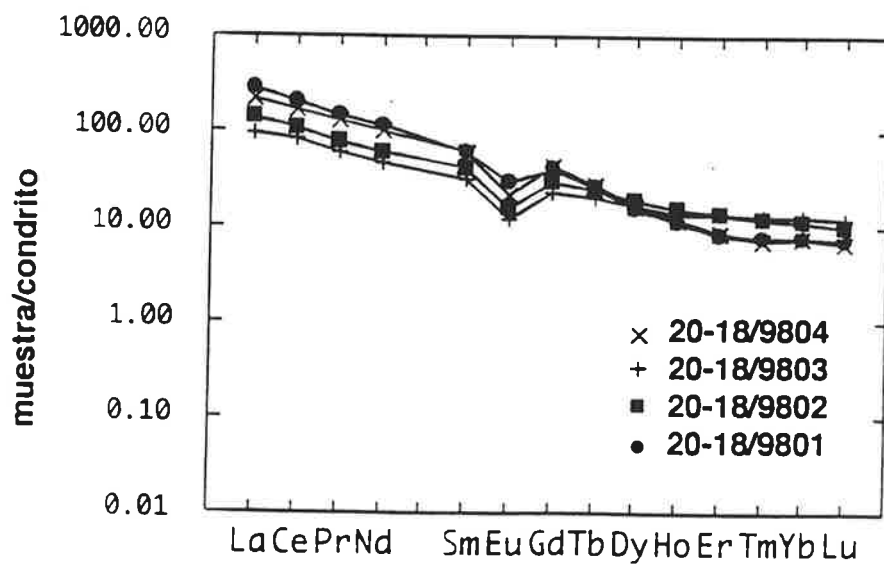
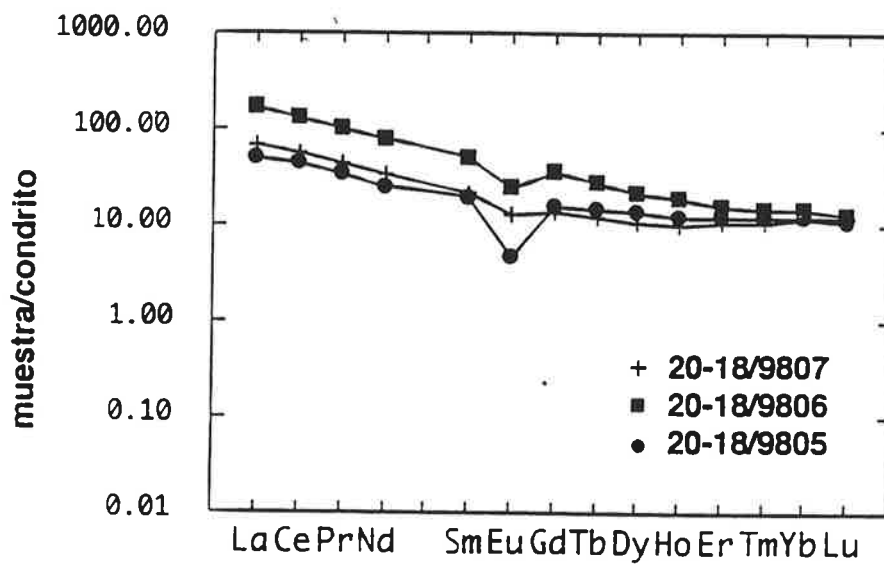
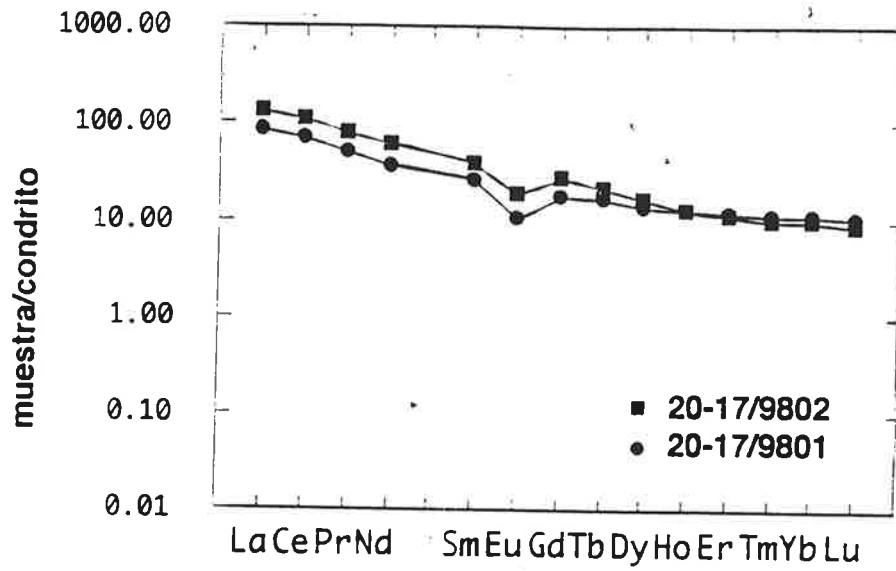


Fig. 2.6. Diagramas de tierras raras normalizadas a condrito, utilizando como valores de normalización los de Anders y Etibora, 1982. Para discusión, ver texto.

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

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* Å 0.5). En conjunto, el quimismo de estas rocas corresponde al de neises derivados a partir de granitos peraluminosos o de metasamitas poco maduras.

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 Riaza 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-Riaza 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 surgieron edades entre 470 y 494 Ma para los neises glandulares y leuconeises 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 neis 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 (micasquistos, psammitas y paranfibolitas) y suprayacente (micasquistos, psammitas y metacuarcitas), si bien estos contactos están oscurecidos por la fuerte tectonización de la zona. Son frecuentes las intercalaciones de pequeños lentejones de micasquistos y paranfibolitas dentro de esta unidad. Estas características sugieren que el neis de El Cardoso es una roca volcanoclástica, posiblemente una toba riolítica producto de un volcanismo explosivo.

La muestra analizada corresponde a la **9901** del mapa de muestras de la hoja de Tamajón. 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 1), 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 volcanoclástica extruída hace 480 ± 2 Ma (Arenig). Por lo tanto la secuencia azoica situada estratigráficamente entre esta roca y la cuarcita 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 estaurolita y equivale a la 9902 del mapa de muestras de la hoja de Tamajón. 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 estaurolitas 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 estaurolita 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 estaurolita 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 1). Esto invalida la edad 206 Pb/207 Pb de VALVERDE VAQUERO et al. (1995a) 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

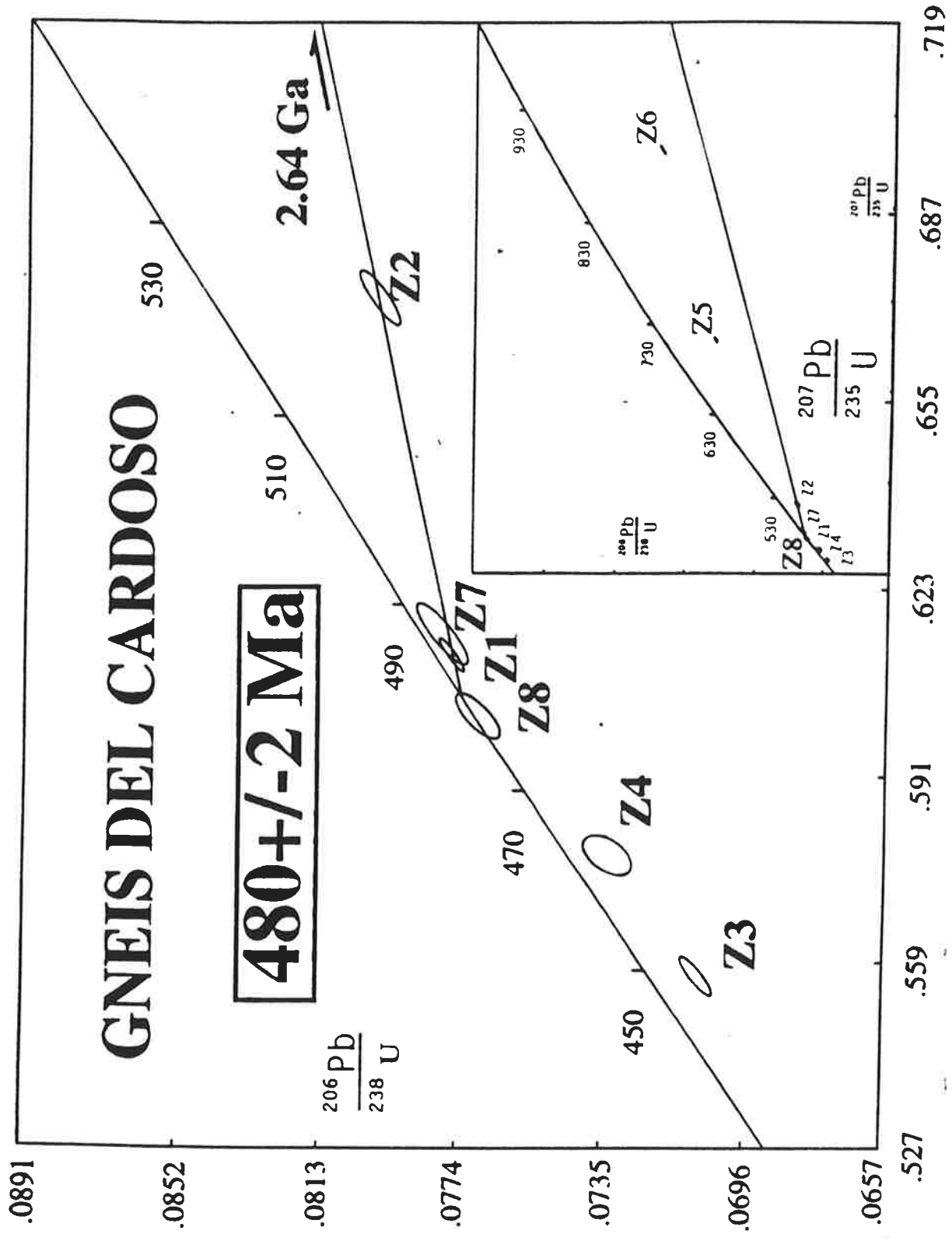


Fig. 2.7. Diagrama de concordia para U-Pb del neis de El Cardoso.

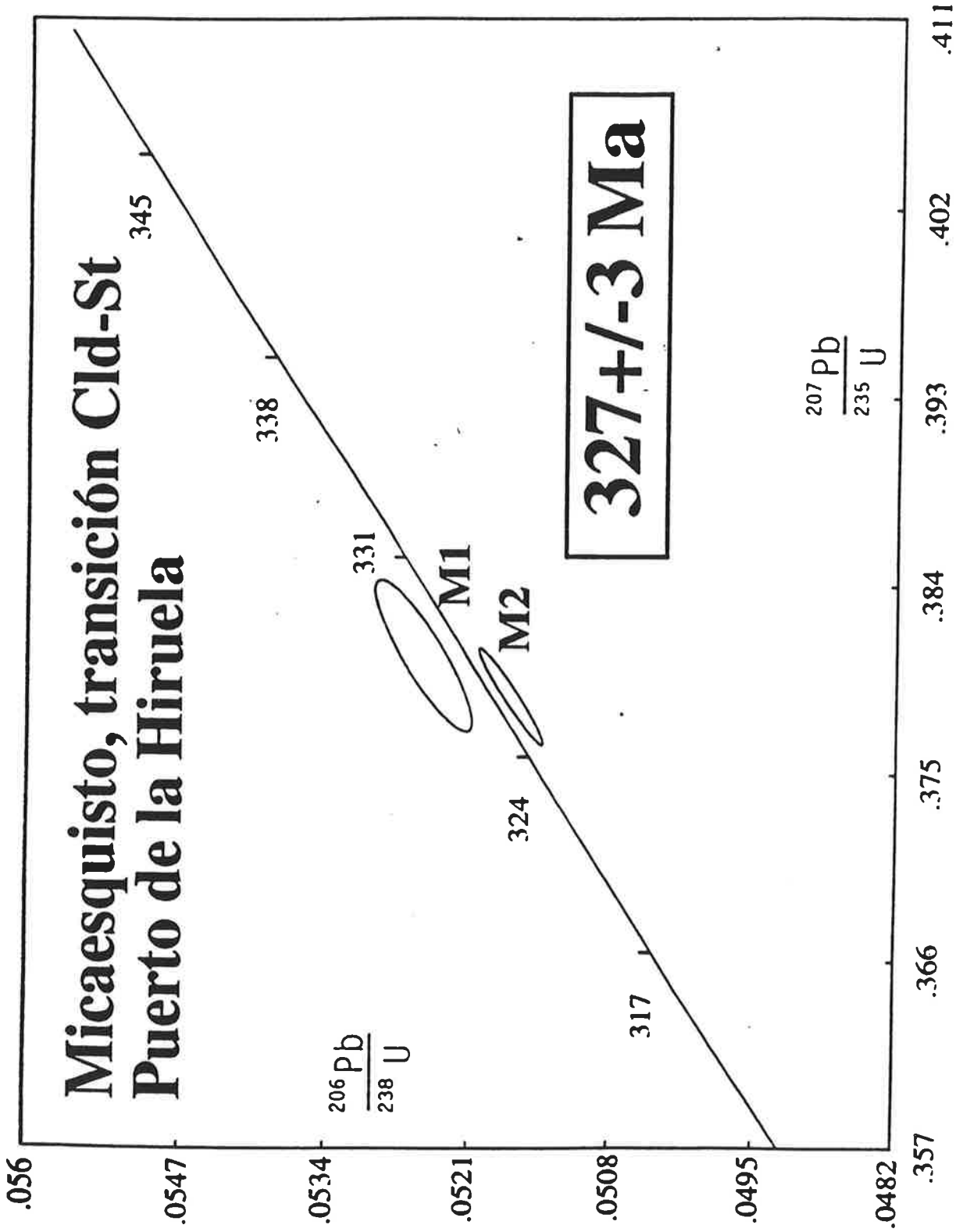


Fig. 2.8. Diagrama de concordia para U-Pb de una muestra de micaesquisto en el P^{do}. de la Hiruela, en la transición cloritoide-estauroлита (hoja de Tamajón).

TABLA I

Fracción	Concentración		Medida		Relaciones Atómicas Corregidas				Edad (Ma)	
	Peso (mg)	U Pb rad común total (ppm) (pg)	206Pb 208Pb 206Pb 238U	206Pb 207Pb 206U	206Pb 207Pb 235U	206Pb 207Pb 238Pb 235U	206Pb 207Pb 235U	206Pb 207Pb 238Pb 235U	206Pb 207Pb 235U	206Pb 207Pb 238Pb 235U
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	8 483 498					
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 Clr.eu.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 Clr.eu.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.y.eu.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.y.eu.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 = euahedral, - 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

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

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 megacristales. 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 presente hoja. 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 línea Z1-Z4 (Fig. 2.9, Tabla 2) . 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 en una posición estructural por encima del detachment del Cervunal; equivale a la **9902** del mapa de muestras de la presente hoja. 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

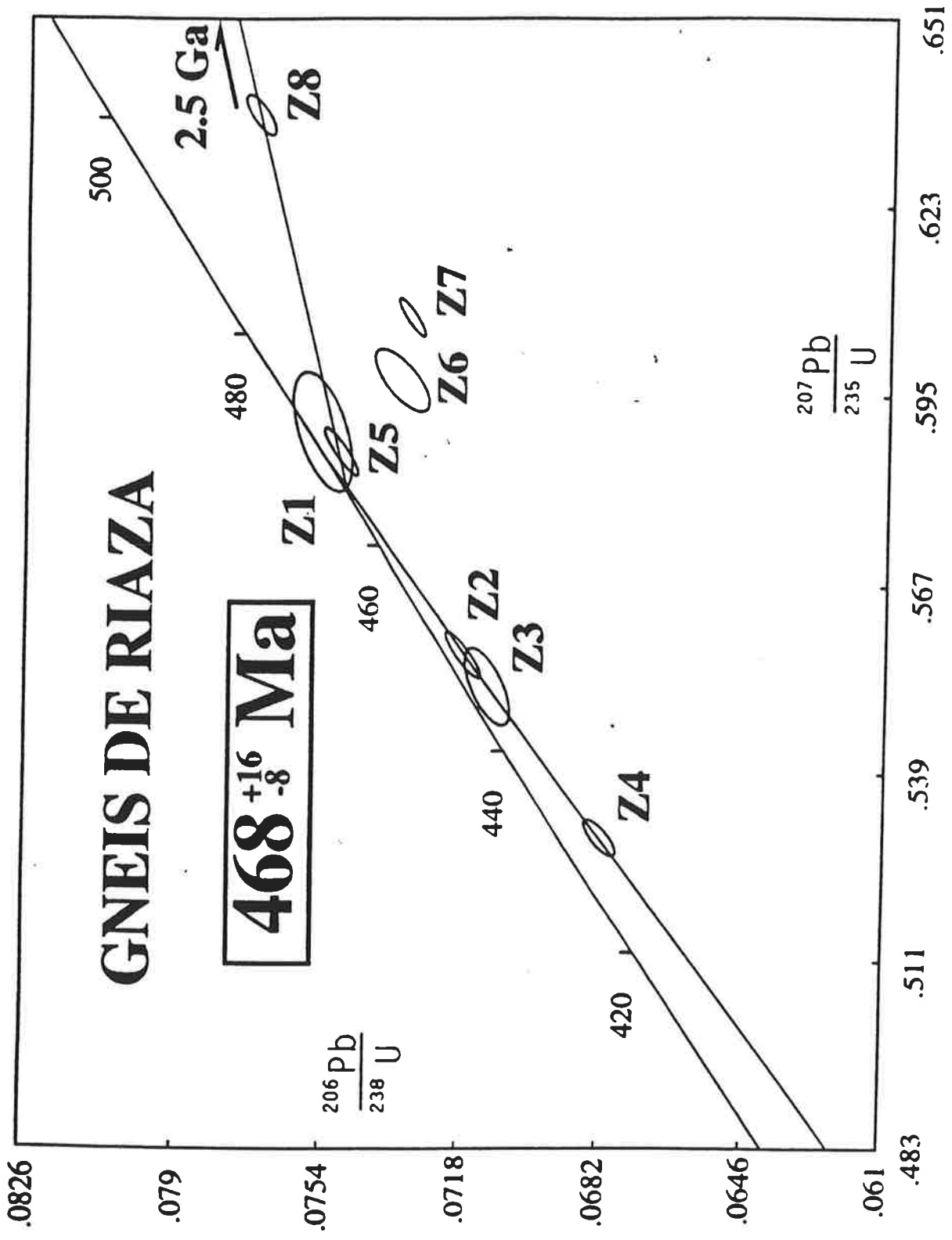


Fig. 2.9. Diagrama de concordia para U-Pb del neis de Riaza.

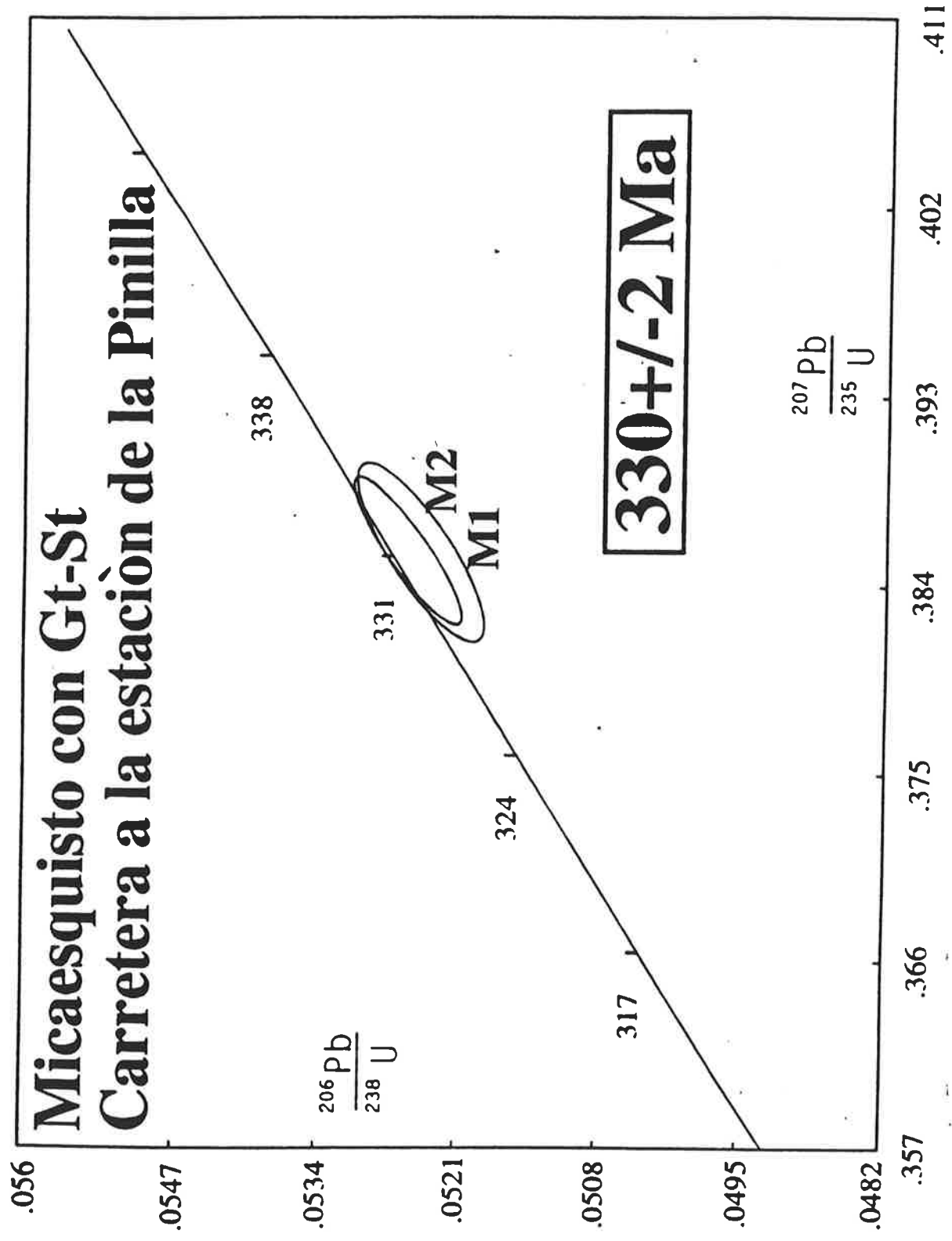


Fig. 2.10. Diagrama de concordia de una muestra de micaesquistos con Gr-St en la carretera a la estación de La Pinilla (hoja de Riaza).

TABLA 2

Fracción	Concentración		Medida		Relaciones Atómicas Corregidas				Edad (Ma)						
	U	Pb	Pb	206Pb/208Pb	206Pb	207Pb	207Pb	207Pb	206Pb	207Pb	207Pb	206Pb			
	(mg)	rad	común	(ppm)	total	204Pb/206Pb	238U	235U	206U	206U	238Pb	235U			
			(pg)				+/-	+/-	+/-		+/-	+/-			
Neis de Riaza															
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.y.eu.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.y.eu.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 = euهدral, - 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

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 estaurólitas 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).

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 volcánoclastica 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., 1995a; 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 ($468 \pm 56/-8$ 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 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 Olló 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 Appalaches (VALVERDE VAQUERO et al., 1995a) 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 estaurolita 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 ($T_c \approx 300 \pm 50^\circ\text{C}$; HANES, 1991), de 311 ± 5 Ma obtenida por BISCHOFF (1973) en rocas del dominio oriental sugiere que éstas se encontraban 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).

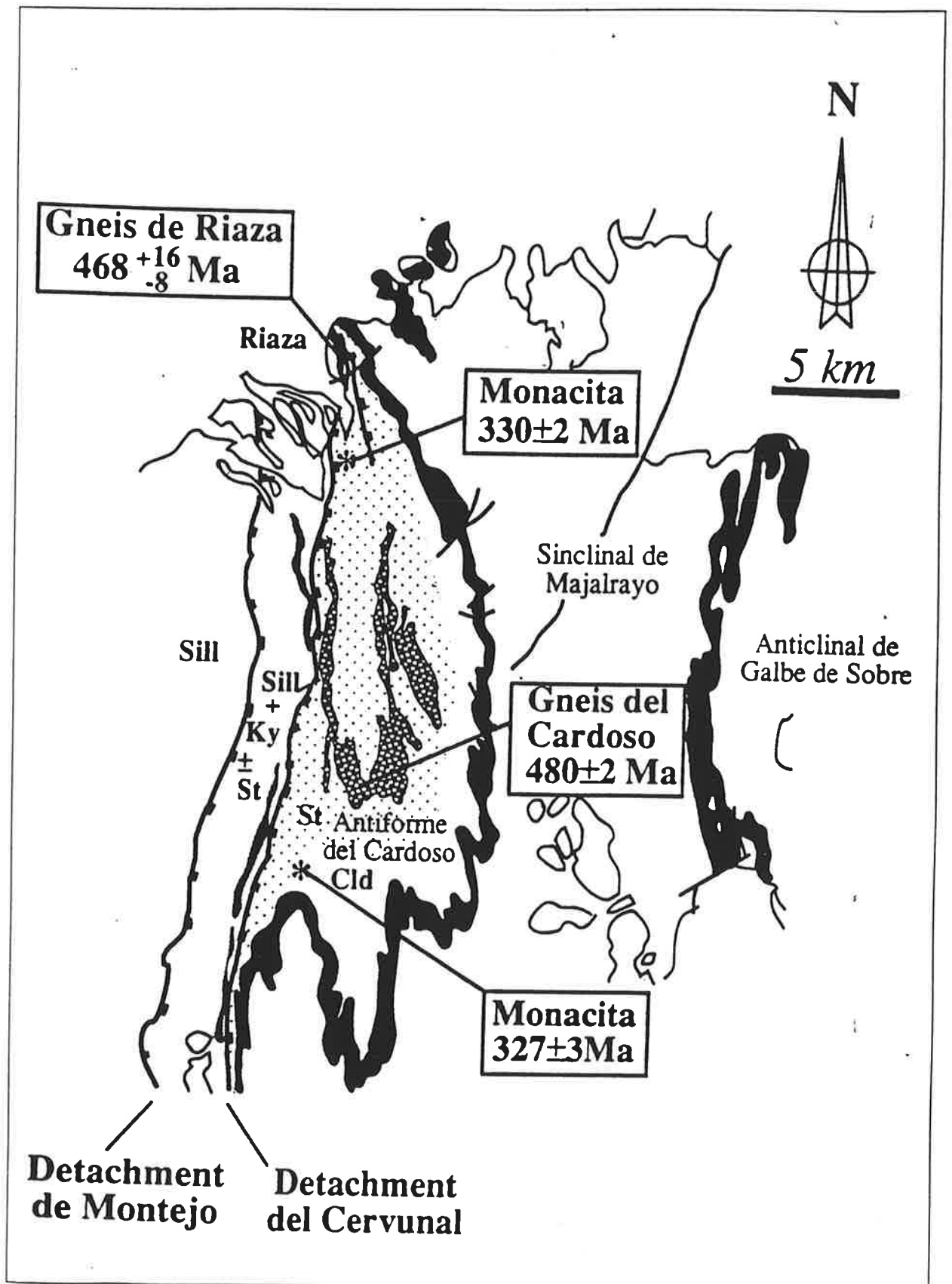
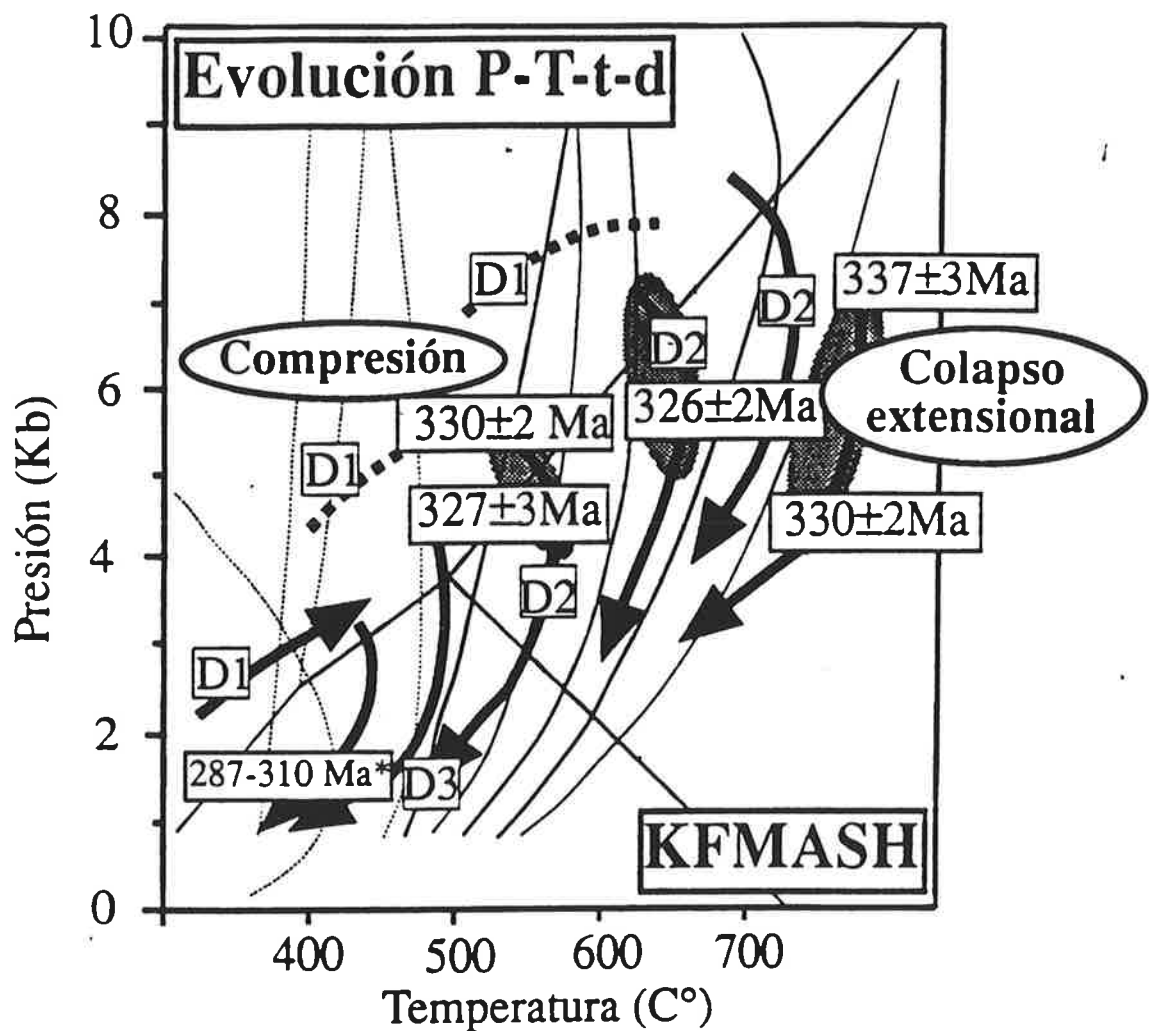


Fig. 2.11. Localización y edades de las muestras estudiadas.



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

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

Fig. 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.

3. TECTONICA

En la hoja de Riaza se reconocen los efectos de las orogenias 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 limítrofes, 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, Riaza 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 Riaza 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 en la presente hoja (que llega a los 8 km de anchura en su prolongación en la hoja de Tamajón), 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

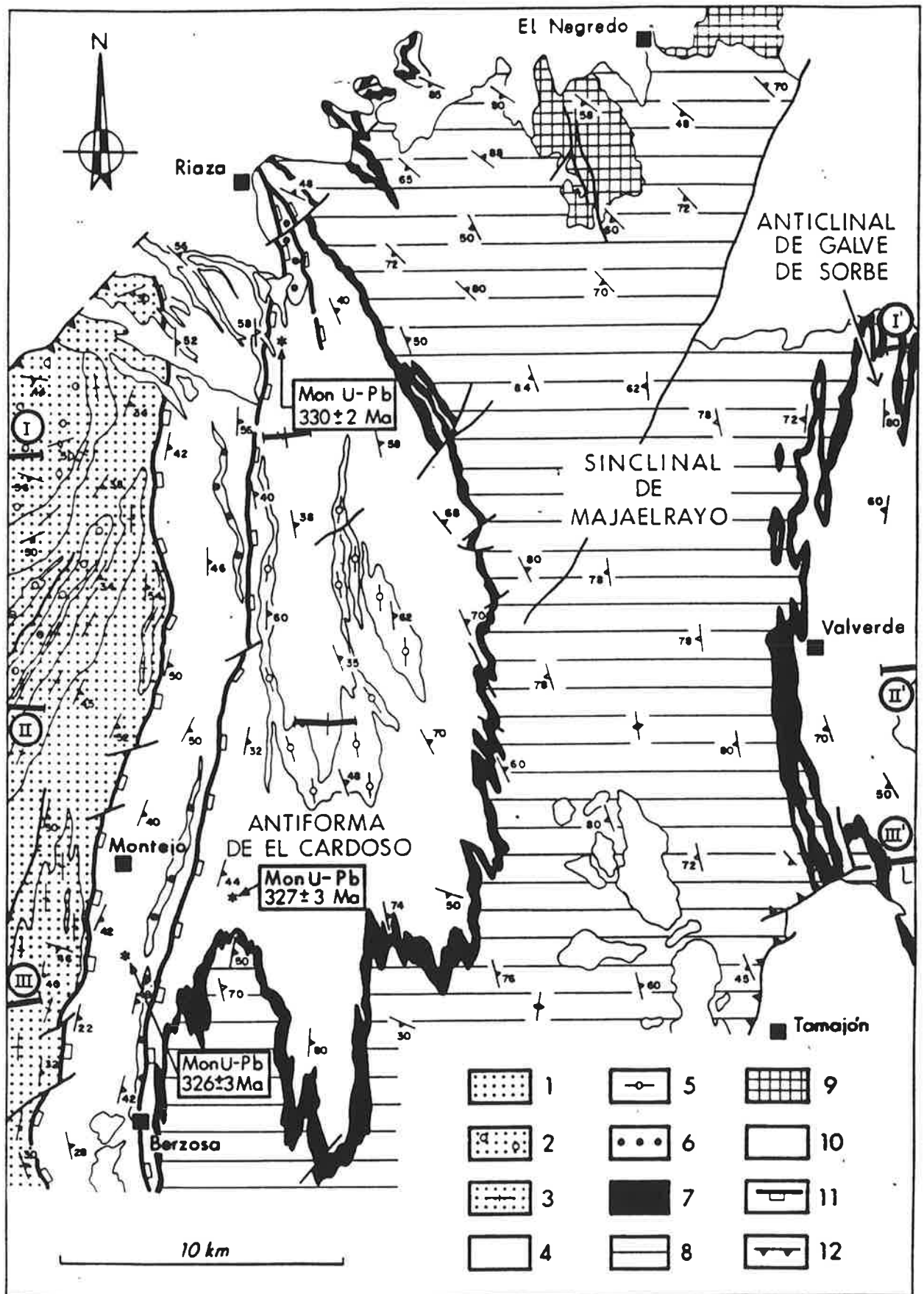


Fig. 3.1. Mapa geológico-estructural del ámbito de la zona de estudio (hojas de Riaza y Tamajón y sectores inmediatamente al oeste). Dominio occidental : 1) Paraneises estromáticos migmatíticos y diatexitas; 2) Augen-neises y leucones variables migmatizados (protolitos: granitos macrocristalinos y leucogranitos); 3) Neises bandeados cuarzo-feldespáticos, leucones estratificados y leucogranitos sin- D_2 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 Riaza. 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..

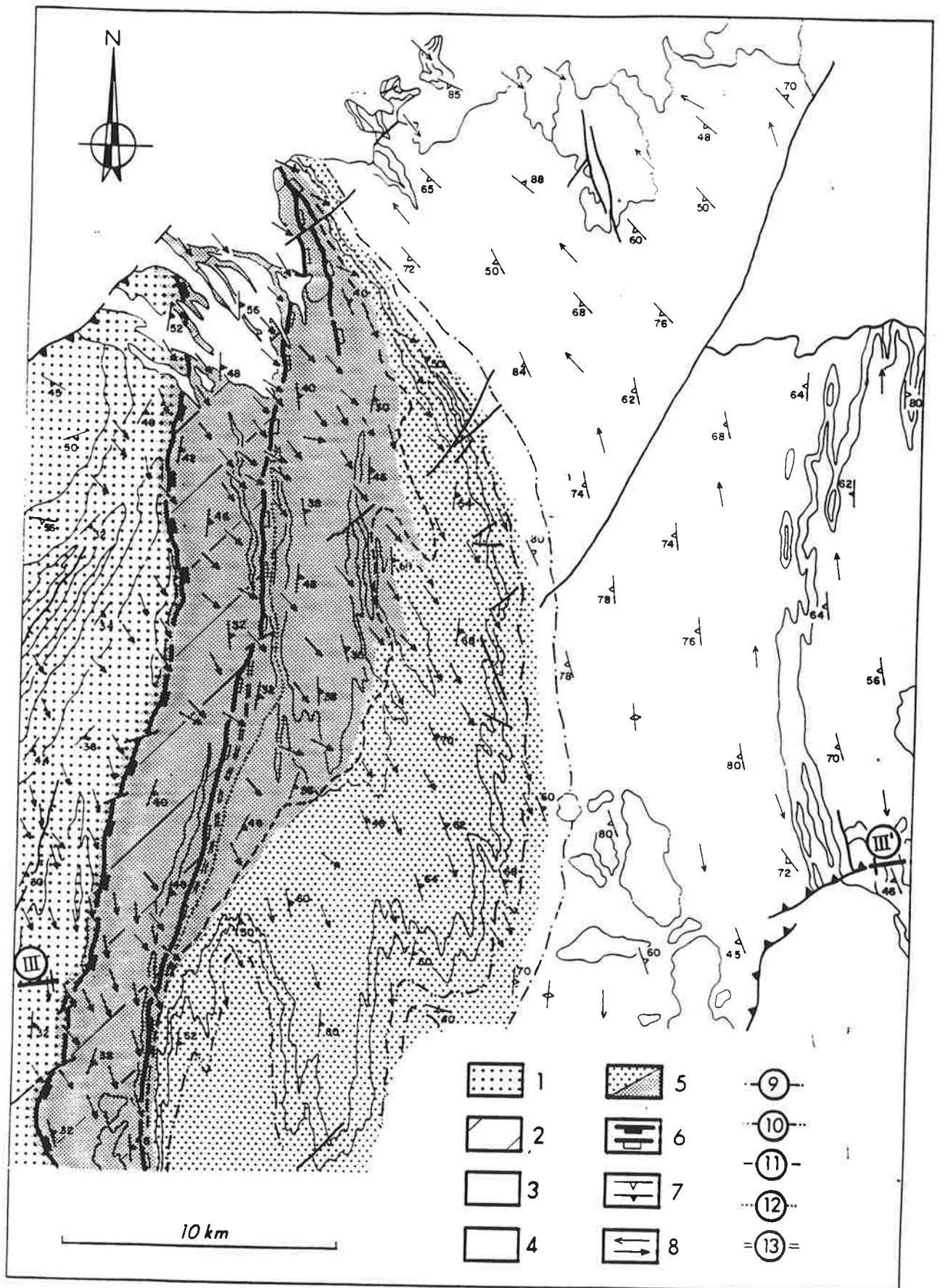


Fig. 3.2. Mapa estructural y metamórfico del ámbito de la zona de estudio (hojas de Riaza y Tamajón y sectores inmediatamente al oeste). Dominio occidental : 1) Neises de alto grado y migmatitas. Dominio oriental : 2) Micaesquistos de grado medio con St + Sil + Ky. 3) Pizarras y cuarzoquistos de grado medio-bajo (zonas de la clorita-biotita a estauroлита). 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. Isogradas minerales: 9) Cloritoide. 10) Granate. 11) Estauroлита (+). 12) Sillimanita (+). 13) Andalucita (+).

de D_1 , que está definida por el sinclinal de Majaerayo y el anticlinal o anticlinorio de Galve de Sorbe (denominado de Valverde de los Arroyos en la hoja de Tamajón); esta última estructura representa las estribaciones occidentales de la antiforma de Hiendelaencina. 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 sobreimpuesto 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 armonica) 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.

En el ámbito de la presente hoja los ejes de estos pliegues presentan mayoritariamente una clara inmersión hacia el N o NNO de 5 a 20° (Fig. 3.2), si

bien en los afloramientos más noroccidentales se observan inmersiones hacia el S o SSE que indican un posible plegamiento tardío de dirección E-O o ENE-OSO. También se observan algunas inmersiones anómalas en la parte alta de la zona de cizalla de la Berzosa, seguramente inducidos por el efecto rotacional de ésta.

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 pizarras 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 Riaza, las macroestructuras principales relacionadas con esta fase de deformación son el sinclinal de Majaerayo y el anticlinal de Galve de Sorbe, 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 ($40-80^\circ$) que el oriental ($20-40^\circ$) 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). En su extremo norte, el sinclinal presenta una clara inmersión hacia el NO-NNO que ha permitido la conservación de los materiales silúricos en el núcleo de Becerril-El Muyo mientras que en su extremo sur, ya 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 unicamente en vistas panorámicas o en foto aérea. Las relaciones de la S_0 con la S_1 (y la S_3) se observan sin embargo con claridad en los tramos de alternancias de pizarras y cuarcitas.

El sinclinal de Majaerayo 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

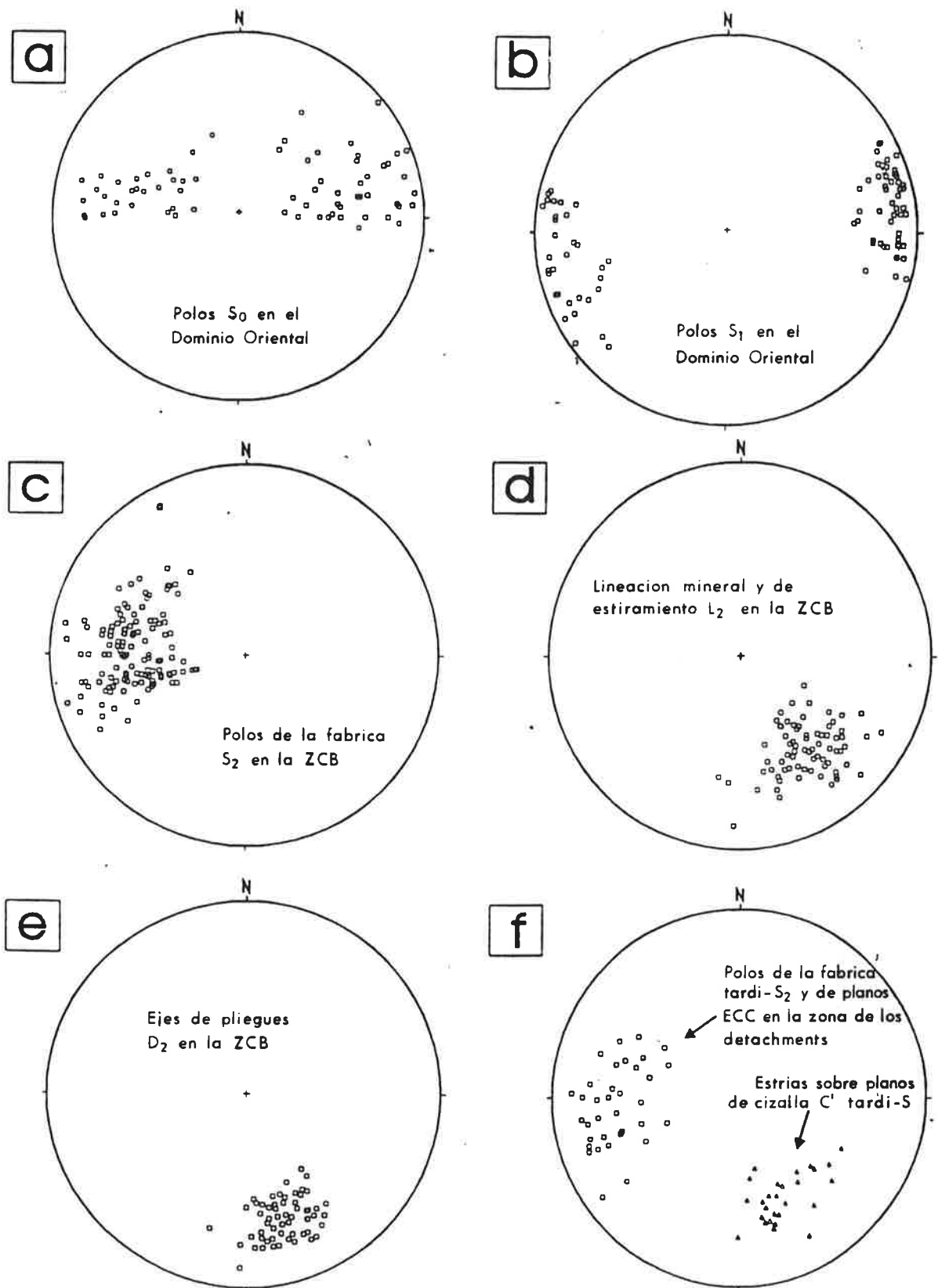


Fig. 3.3. Proyección estereográfica equiareal de : a) Polos de la S_0 en el Dominio oriental. B) Polos de la S_1 en el Dominio oriental. C) Polos de la S_2 en la zona de cizalla de Berzosa. D) Lineación mineral y de estiramiento L_2 . E) Ejes de pliegues D_2 . F) Polos de la fábrica ECC (tardi- D_2)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

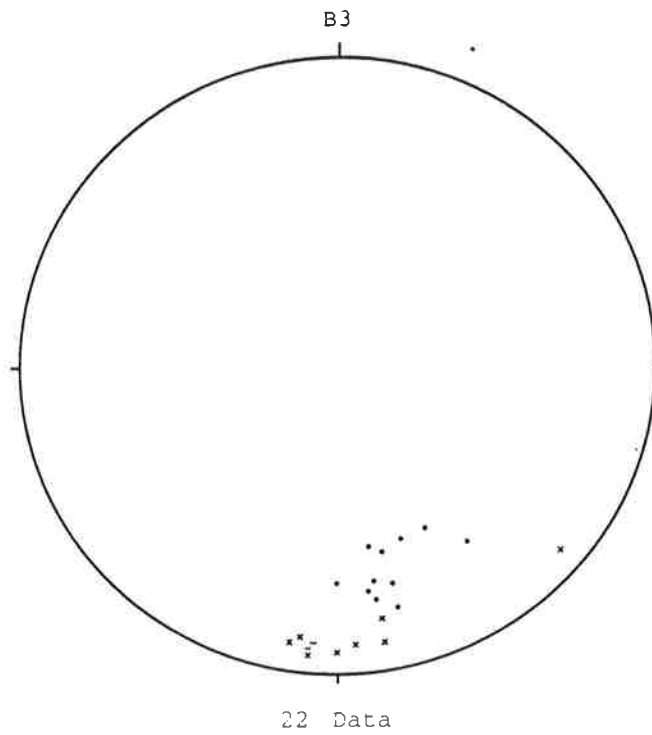
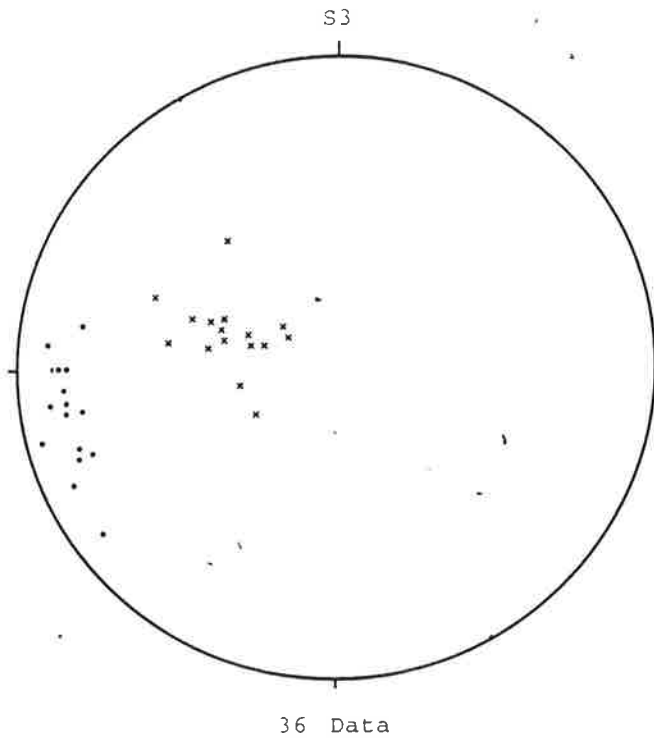


Fig. 3.4. Proyección estereográfica equiareal de polos de la S_3 (arriba) y ejes de pliegues B_3 y lineaciones de intersección L_3 (abajo). Puntos : sector oriental (anticlinorio de Valverde - Galve de Sorbe; Cruces : sector occidental de la zona de estudio (zona de cizalla de Berzosa).

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 Majaerayo, 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 Riaza los ejes de los pliegues presentan inmersiones de bajo ángulo hacia el N, NNO y NNE, mientras que en sectores más meridionales, hojas de Tamajón y sobre todo Valdepeñas de la Sierra y Hiendelaencina, estas inmersiones son hacia el sur. 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 Riaza, aunque aparentemente sí lo hacen inmediatamente al este, en la antiforma 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 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 ($70-85^\circ$) en los niveles estructurales superiores, más tumbado ($35-60^\circ$) 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 cuarzofeldespáticos con formas sigmoides entre los que se reconocen a simple vista porfiroblastos de granate, cloritoide, plagioclasa, estaurolita, 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, estaurolita, 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 cuarzofeldespáticos, 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.

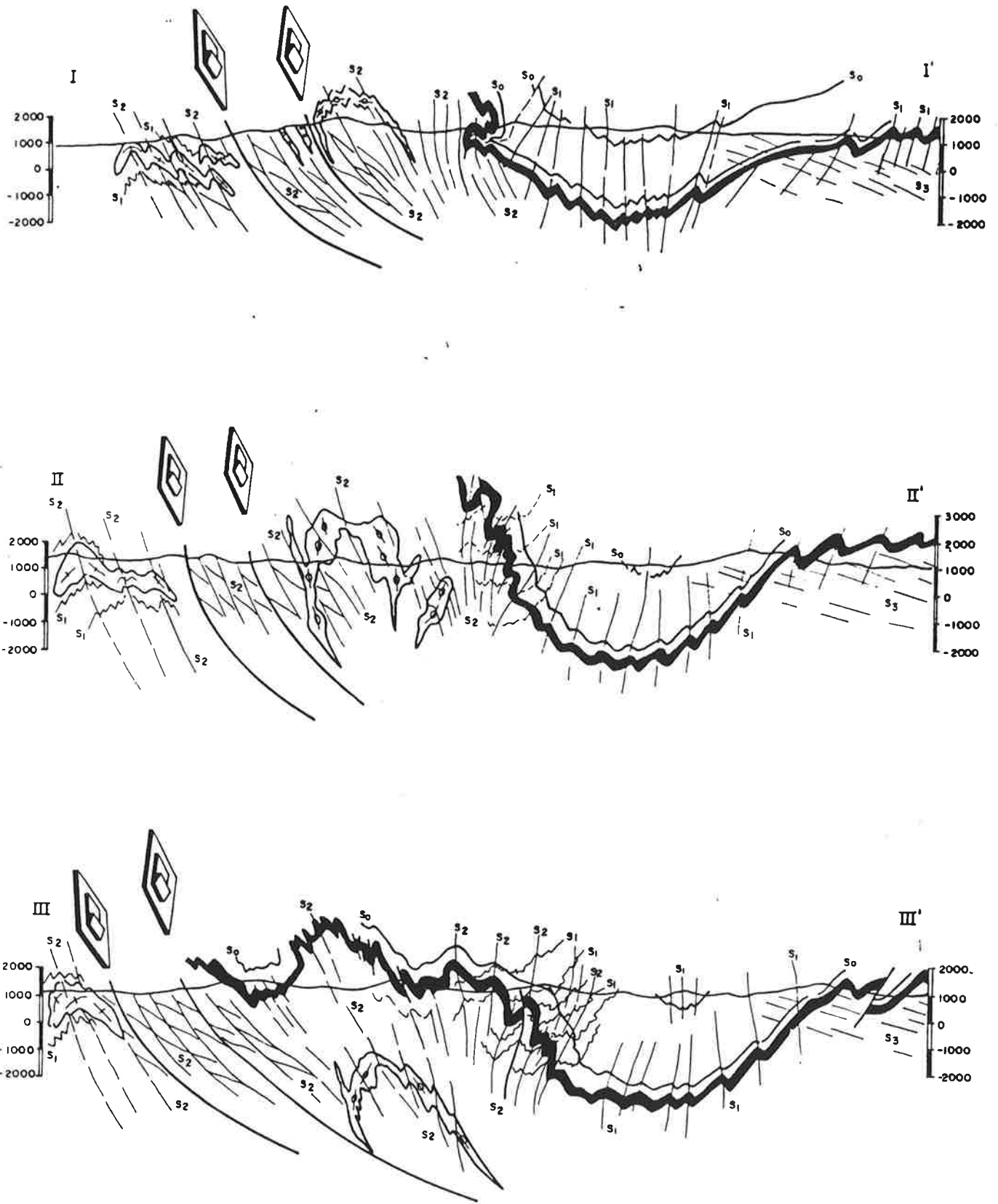


Fig. 3.5. Cortes geológicos de la zona de estudio según las transversales I-I', II-II' y III-III' de la figura 3.1.

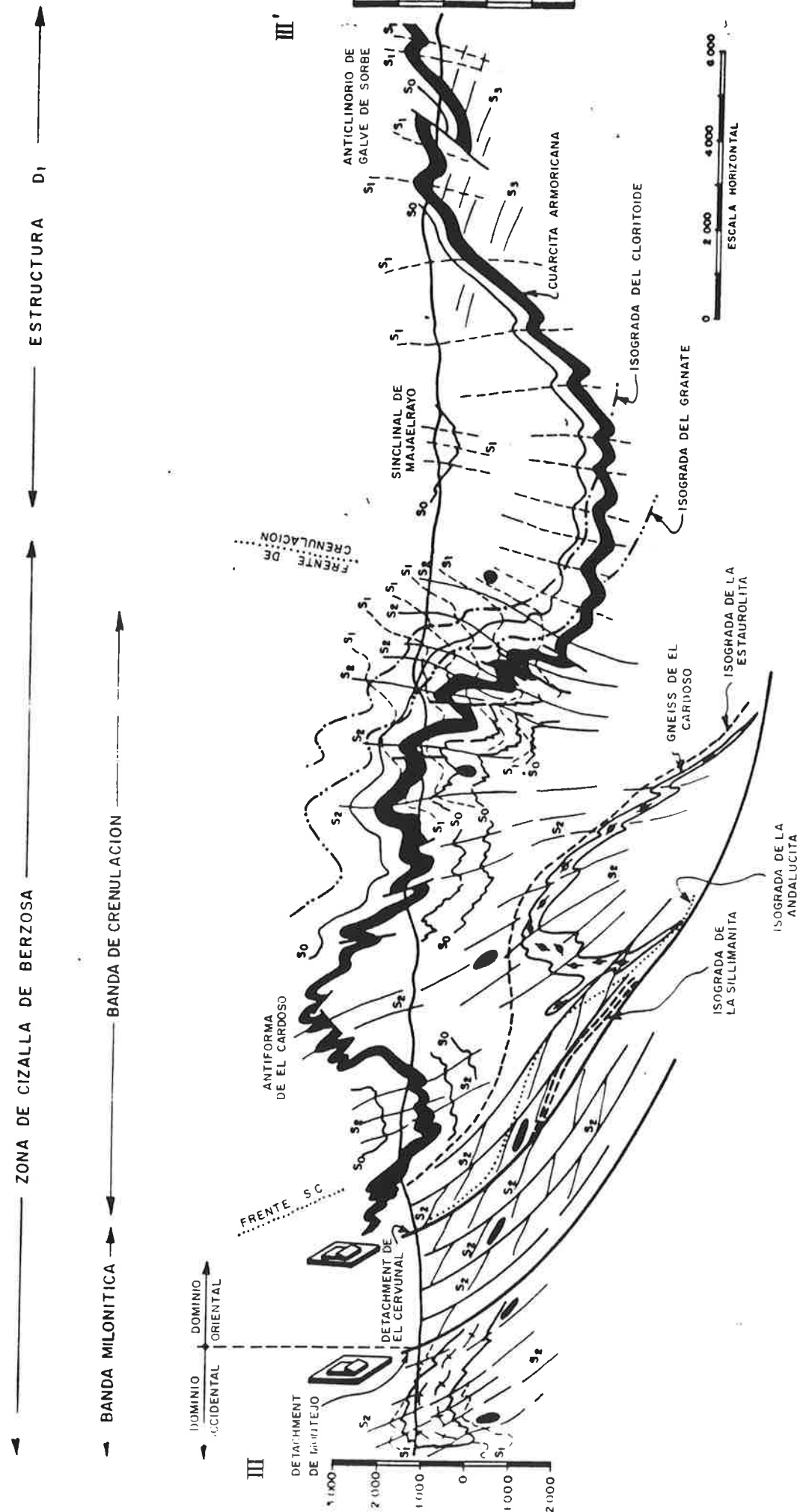
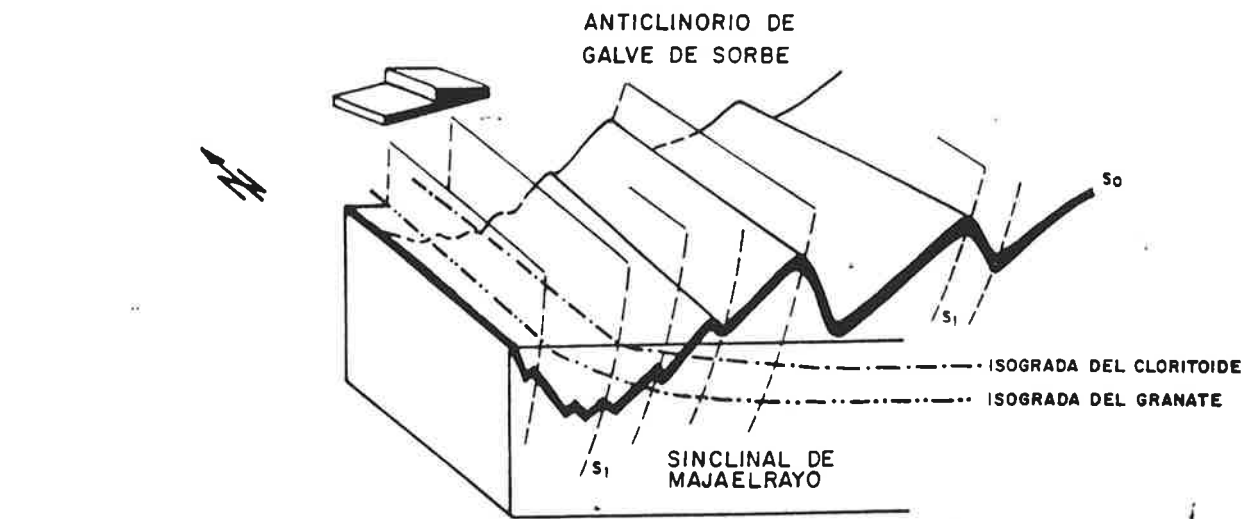
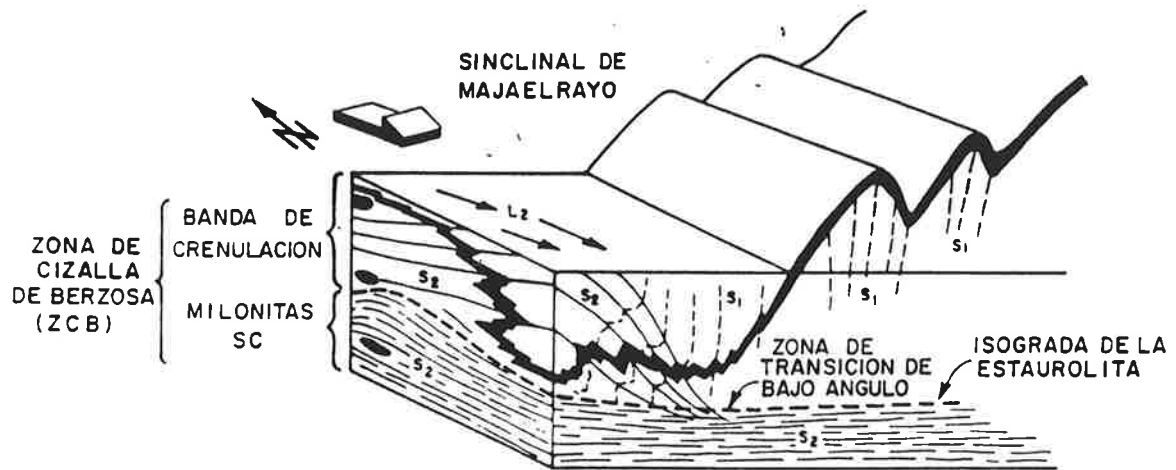


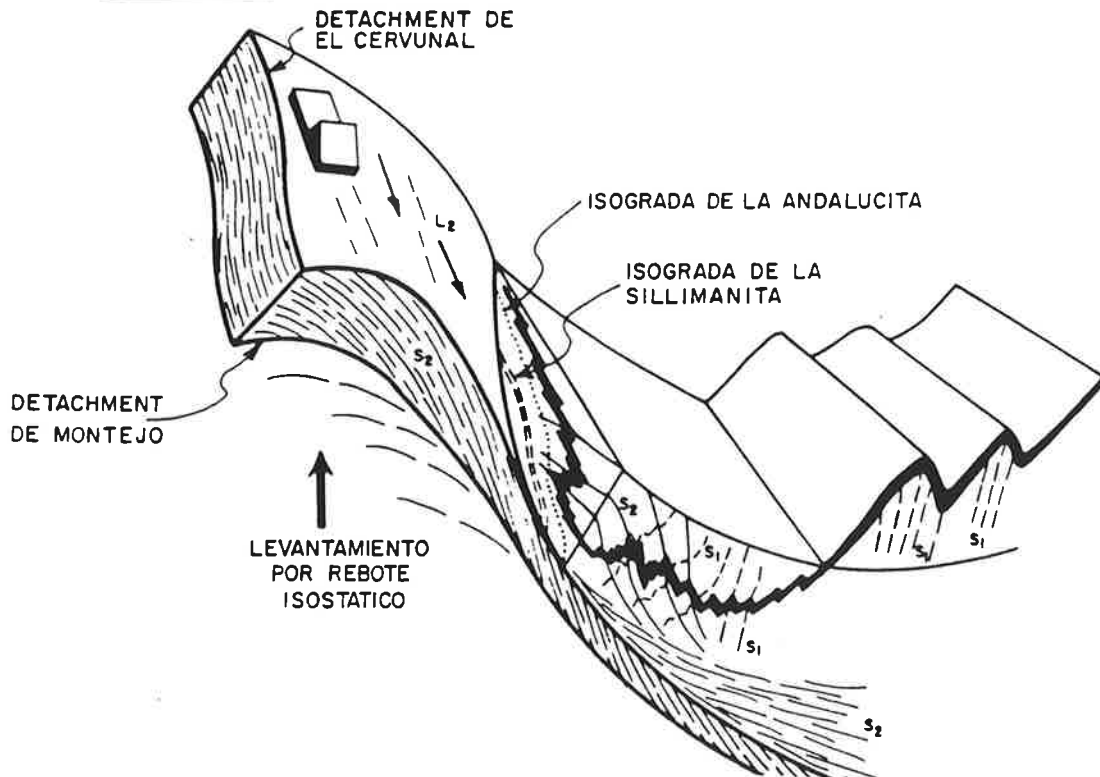
Fig. 3.6. Detalle del corte geológico III-III'.



• D1. DEFORMACION COMPRESIVA (Pre - 337 Ma, Devonico Sup. - Carbonifero)



• D2. DEFORMACION EXTENSIONAL. DESARROLLO DE LA ZONA DE CIZALLA PRINCIPAL (337-326 Ma)



• DEFORMACION EXTENSIONAL TARDI - D2. DESARROLLO DE LOS DETACHMENTS

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

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; generalmente, 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 Cervunal) 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 en la presente hoja al sur del cerro del Aventadero 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; FROITZHEIM, 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 ha 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 (Sc_r) 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 sectores más meridionales como ocurre en 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 (sobre todo en la vecina 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 BARTLEY, 1994), en los que la completa rotación de los ejes desde posiciones inicialmente perpendiculares a la L_m 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) 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 L_m , 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 armoricana 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 Majaelrayo) 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 más 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, transposición 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 estaurólita, poniendo en contacto la parte externa de la zona de la estaurólita (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 σ_1 en posición subvertical. Se trata de estructuras aisladas, difícilmente visibles a la mesoescala pero bien representadas a la microescala que, en forma de cataclasitas 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 ovas 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 alta temperatura que en el dominio oriental, siendo habitual la presencia de diferenciados leucosomáticos de origen anatético 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 los 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, como por ejemplo al SE de Santibañez de Ayllón, en algunos barrancos al E de El Muyo y en algunos puntos del núcleo silúrico de Becerril - El Muyo. 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 en la hoja de Tamajón, 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 estauroлита +. Esta misma circunstancia se repite en la hoja de Rianza en la prolongación de la estructura mencionada.

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 Majaerayo 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_3-0) 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 Majaerayo 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 antiformal 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 (D_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 (D_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 en plano axial de pliegues de morfología chevron o kink inversos que indican una compresión tardía N-S. Muy posiblemente se deba a esta fase el cambio de inmersión hacia el S o SE observado en los ejes de los pliegues de F_1 y en la L_1 -o de los afloramientos metamórficos del extremo NO de la hoja y que indicarían un plegamiento de los mismos según una dirección aproximada E-O.

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. En la hoja de Riaza no se han encontrado estructuras relacionadas con esta fase extensional, si bien es posible que dentro de la zona de cizalla de Berzosa se hayan producido reactivaciones durante esta fase o incluso durante fases más recientes especialmente a favor de los detachment de bajo ángulo.

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 de fracturación. 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 pórfidos graníticos. 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 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 dirección 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 hoja de Rianza con una dirección predominante NNE-SSO a NE-SO. Estas, acompañados de otras de direcciones suberidianas, presentan una mayor concentración en el núcleo silúrico de Becerril - El Muyo donde, con una componente esencialmente normal, parecen acomodar el colapso de la cobertera paleozoica.

3.2.6. La formación de las cuencas pérmicas

Según SOPENA 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, 1975, 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. Uno de estas fallas de dirección NO-SE es la falla de Somolinos que según PEREZ MAZARIO et al (1992) ha controlado el depósito de los materiales pérmicos del margen septentrional del Sistema Central y sector NE de la Cordillera Ibérica y, entre ellos, los de la hoja de Riaza y áreas próximas. Según los mencionados autores, la falla de Somolinos tuvo en un principio movimientos en dirección, sinestrales y dextrales y posteriormente normales, facilitando la acumulación de más de 2000 m de depósitos de abanicos aluviales en cuencas alargadas según la dirección de la falla con una geometría final en semigraben.

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 Riaza es más de tipo estratigráfico o sedimentario que tectónico. Posteriormente, a finales del Paleógeno y durante el Neógeno, 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; la segunda, intraaragoniense, provocó el levantamiento prácticamente definitivo del Sistema Central. Tras alguna reactivación tardía y puntual de origen compresivo, a finales del Mioceno se instala un régimen distensivo que posiblemente responda a un colapso para compensar 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 del Buntsandstein (y posiblemente también los del Muschelkalk y Keuper) 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 escasamente representados en la presente hoja.

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, que corresponden a escala regional con la etapa de relajación térmica subsiguiente al rifting. No obstante ALONSO (1981) y ALONSO y MAS (1982) 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 N20-30° y N110-120°. 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. Hacia el oeste, en la hoja de Sepúlveda, las directrices N110-120, quizás más E-O, parecen regular una subsidencia relativa de bloques para las mismas facies o unidades hecho que se pone de manifiesto en una transversal N-S de esta hoja en la cual se pueden observar adelgazamientos importantes de las series detrítico-carbonatadas inferiores hacia altos estructurales, que aproximadamente coinciden con la localización de los cabalgamientos.

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 limítrofes, estructura que se ha explicado recientemente como un mega pop-up (BUTLER, 1982)

intracratónico, emergente por encima de una superficie intracrústal 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 1991; 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 sinestrales). Estos cabalgamientos enraizarían en una superficie intracrústal 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 acomodación (fault bend folds de SUPPE 1985; JAMISON 1987) ya que se producen por la acomodación de los bloques de techo a la geometría de las rampas sobre las que deslizan. Los autores mencionados deducen una dirección de acortamiento máximo en torno a los N150°.

El perfil escalonado de la superficie intracrústal 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.

Dentro del esquema general de vergencias al sur en el margen meridional y al norte en el septentrional, es frecuente, especialmente en este último la individualización de bloques a favor de retrocabalgamientos y cabalgamientos mayores como es el caso de los macizos de Sta. María la Real de Nieva, Sepúlveda y de la Sierra de Pradales, situados al O y NO de la presente hoja.

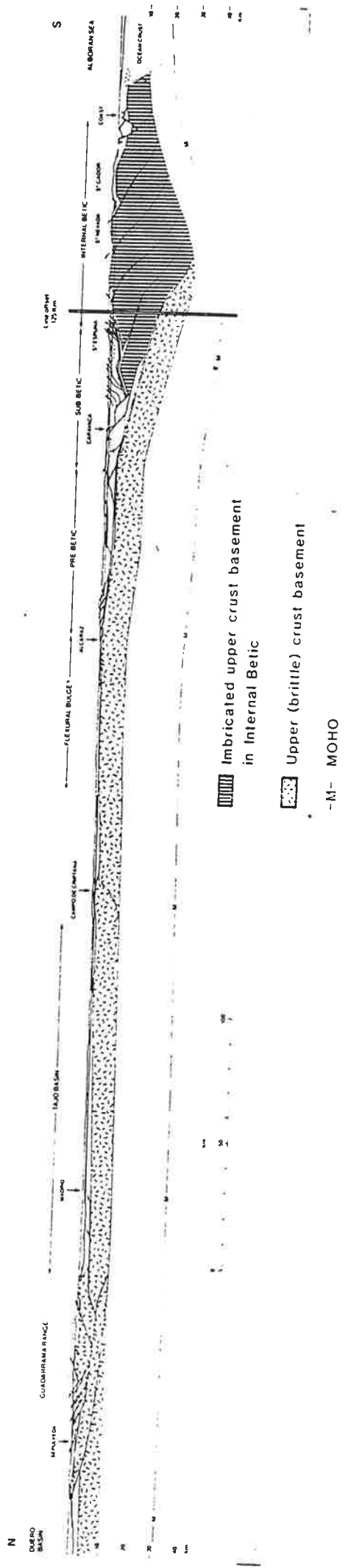


Fig. 3.8. Corte esquemático a escala cortical de los sectores central y meridional de la Península Ibérica, que interpreta la estructura del Sistema Central por primera vez como un "pop up" cabalgante sobre las cuencas limitrofes. (Según Banks y Warburton 1991).

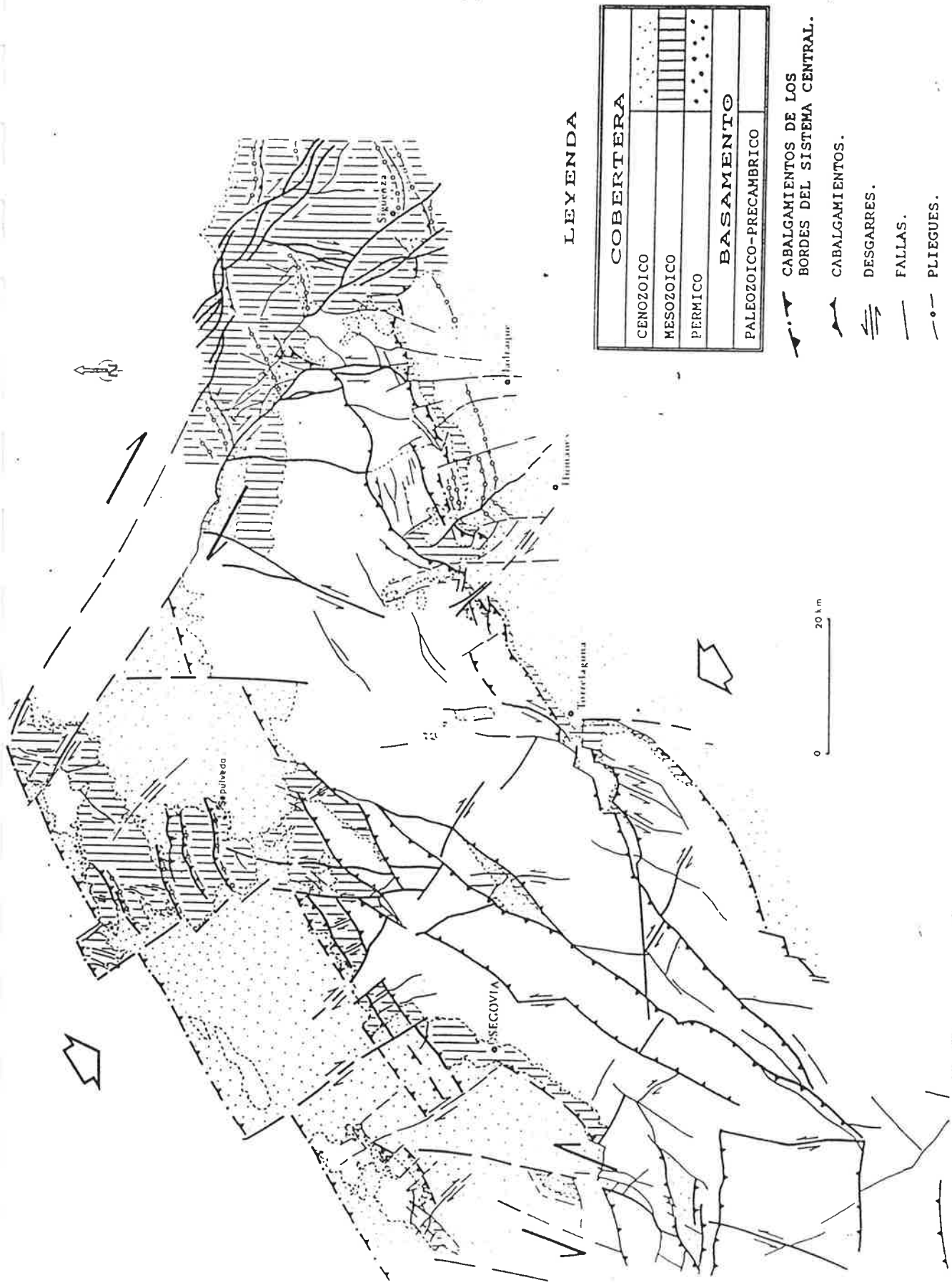


Fig. 3.9. Esquema en planta de la deformación alpina del Sistema Central (Según De Vicente y González Casado, 1991).

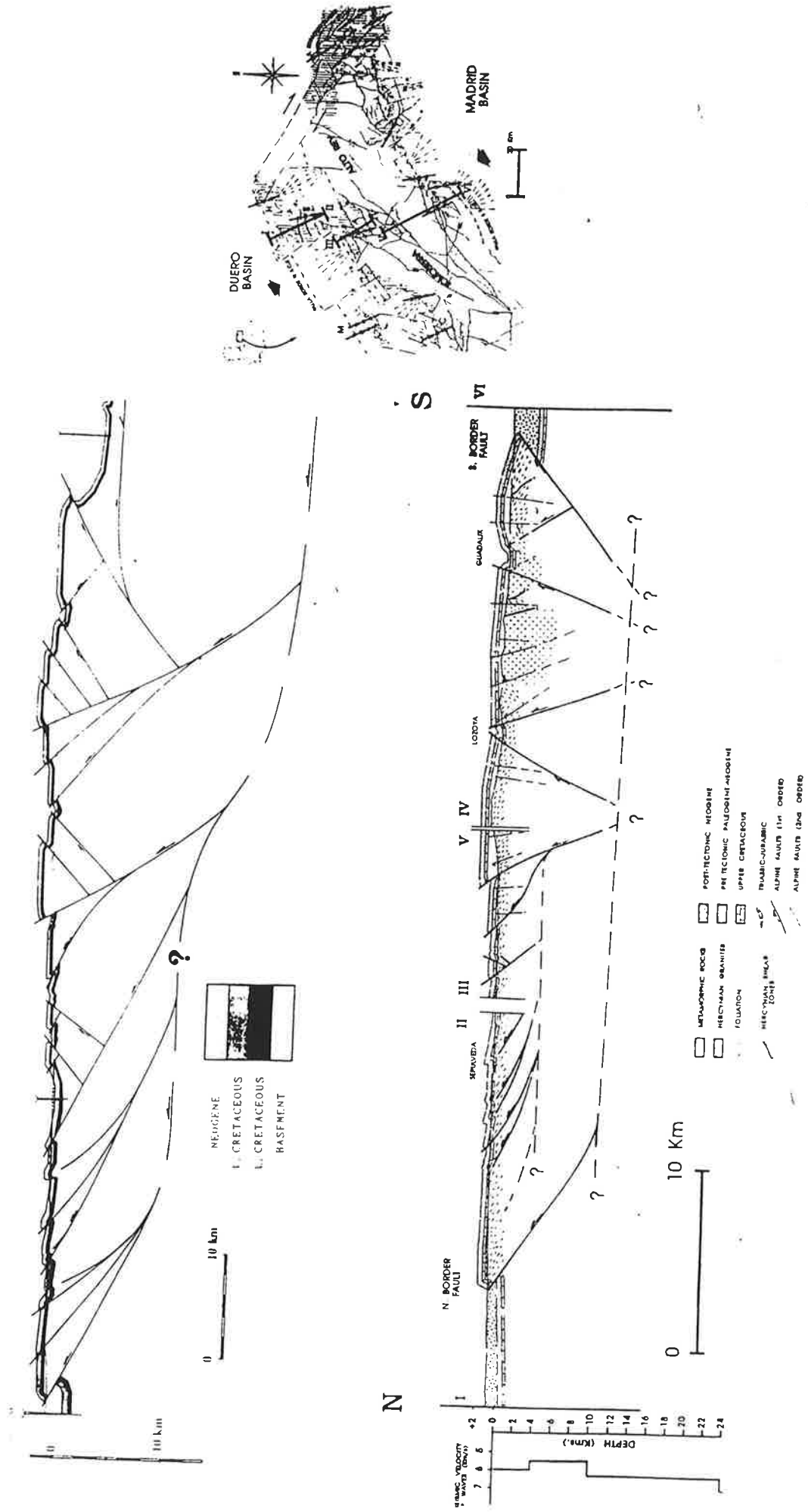


Fig. 3.10. Cortes interpretativos de la estructura alpina del Sistema Central según De Vicente et al. (1992) arriba y De Vicente et al. (en prensa), abajo.

En este contexto, las principales estructuras relacionadas con la compresión alpina en la hoja de Riaza son las fallas de Somolinos y de Grado del Pico, que limitan por el norte y oeste respectivamente a el sinclinal de Villacadima. Esta última estructura tiene una dirección NO-SE claramente influenciada por la compresión ibérica durante la cual la falla de Somolinos seguramente funcionó con un movimiento esencialmente inverso. Consecuencia de esta compresión y de este movimiento se debió producir el depósito de los conglomerados que afloran en el núcleo del sinclinal de Villacadina (unidad cartográfica nº 34) que por esta razón y ante la ausencia de dataciones, se han atribuido al Oligoceno-Ageniense.

En el flanco norte del mencionado sinclinal, estos conglomerados y su sustrato mesozoico aparecen biselados por la falla de Somolinos cuya traza y geometría actual responde a su posterior movimiento como falla de desgarre dextral, funcionando como una articulación mayor por el oeste del levantamiento del Sistema Central. Esta circunstancia ha determinado el carácter de esta falla como límite estructural entre las directrices ibéricas y las del Sistema Central. El resultado del movimiento en dirección de la falla de Somolinos en la hoja de Riaza es la alineación a favor de su traza de esquistos formados por series incompletas del Triásico, Jurásico y Cretácico superior, e incluso del Silúrico. Su geometría y relaciones entre sí de estas esquistos, con predominio de fallas inversas y pliegues muy apretados, permite catalogar a este tramo de la falla como una "inflexión contractiva" según la terminología al uso (BALANCE y READING 1980; BIDDLE y CHISTIE-BLICK 1985; WOODCOCK y FISHER 1986) producida por la aproximación relativa y puntual de los bloques situados a uno y otro lado de la falla. En corte, se trata de una estructura "en flor" positiva.

La falla de Grado del Pico, se explica como una falla esencialmente inversa que pone en contacto los materiales pizarrosos del flanco oriental del sinclinal de Majaerayo con las series del Buntsandstein y Cretácico superior. Su movimiento se debió producir simultáneamente al movimiento en dirección de la falla de Somolinos.

Respecto a la edad de los movimientos alpinos, existe una mayor imprecisión en el margen septentrional que en el meridional dada la mala correlación que todavía existe entre buena parte de los depósitos terciarios de ambos márgenes del Sistema Central y a su vez, entre las del margen septentrional y la Cuenca del Duero. En este último, los depósitos aragoneses no se ven involucrados en la deformación con la misma

intensidad que en el margen meridional; de hecho sólo aparecen cobijados por los cabalgamientos muy localmente. En las hojas contiguas de Sepúlveda y Cantalejo estos materiales parecen fosilizar la estructura alpina que, sin embargo, afecta claramente a la unidad de conglomerados calcáreos del Oligoceno superior-Mioceno inferior. Esta circunstancia se podría explicar por una heterocronia de las deformaciones a uno y otro margen del Sistema Central o bien simplemente se trate de una imprecisión en la datación de las series terciarias del margen septentrional.

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. 3.11), aproximadamente transversal del 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.

En la hoja de Riaza, se observan fallas de este tipo en el margen septentrional de los afloramientos metamórficos, algunos de ellos sobreimpuestos a fracturas tardihercínicas, afectando y controlando en parte los términos apicales del abanico de Riaza.

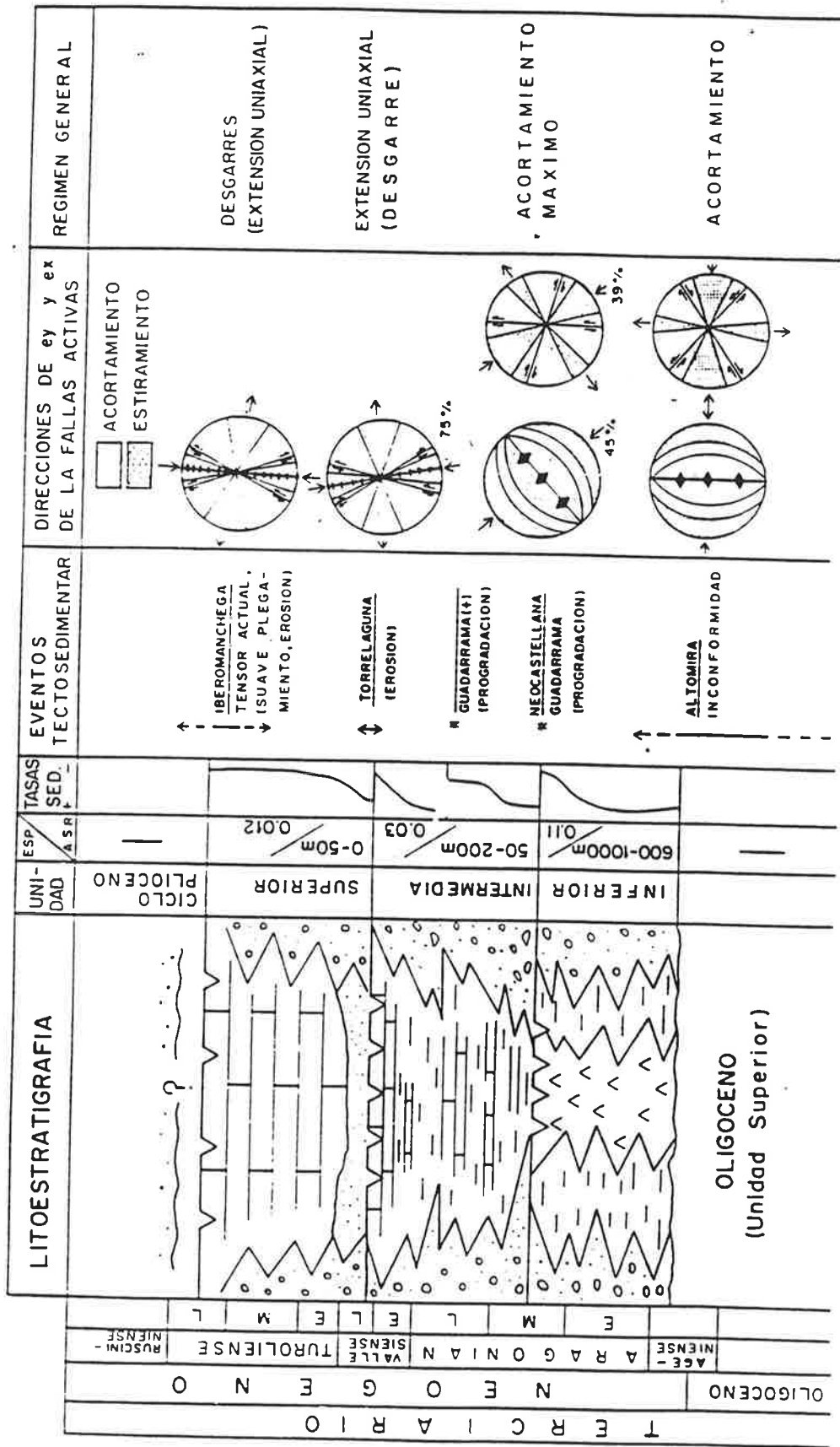


Fig. 3.11. Cuadro de correlación entre unidades tectosedimentarias y campos de esfuerzo en la cuenca de Madrid durante el Neógeno (según Calvo et al., 1991).

4. GEOMORFOLOGIA

4.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja, a escala 1:50.000, de Riaza (432) se encuentra situada en el sector más nororiental del Sistema Central, concretamente en el sector de Somosierra y Macizo de Ayllón que constituyen la divisoria entre la Cuenca del Duero y la Cuenca del Tajo. Esta divisoria de aguas es también el límite entre las provincias de Segovia, en el sector NO, y Guadalajara en el SE. En la esquina noreste aparece además una pequeña parte de la provincia de Soria, por lo que desde un punto de vista administrativo la hoja de Riaza pertenece a las Comunidades de Castilla-León y Castilla-La Mancha.

Morfoestructuralmente se pueden reconocer tres dominios bien diferenciados :

- Relieves paleozoicos del Macizo de Ayllón. Ocupan gran parte de la superficie de la hoja, principalmente en los sectores central y meridional.
- Relieves cretácicos de la mesa de Cantalojas - Pico Grado. Se sitúan en el sector oriental y son la prolongación de los relieves calcáreos mesozoicos de la Sierra de la Pela.
- Relieves terciarios de la Cuenca del Duero. Aparecen orlando el Macizo de Ayllón por los sectores norte y oeste, ofreciendo a techo las características facies conglomeráticas de color rojo, conocidas como "Raña".

El relieve general de la hoja es muy accidentado y ofrece grandes contrastes altimétricos. La altura media está alrededor de los 1.500 m, con las máximas cotas situadas en la divisoria principal, destacando el Pico del Lobo (2273 m), el de Buitrera (2046 m), el Collado de San Benito (1735 m), el Pico de Valdebecerril (1767 m) y la Torrecilla (1669 m). Las mínimas alturas se localizan en la esquina noroeste, ya en el dominio de la Cuenca del Duero, donde descienden por debajo de los 1100 m.

La red de drenaje pertenece a dos cuencas hidrográficas diferentes : la Cuenca del Duero y la Cuenca del Ebro. De la primera, son tributarios principales los ríos Riaza, Vadillo, Cambrones y Aguijesejo, y de la segunda, los ríos Lillas, de la Hoz y

Sorbe. En general son cauces bastante rectilíneos que se dirigen firmemente hacia las cuencas. Tanto la red principal como la secundaria denotan un importante control estructural por la presencia de trazados muy rectilíneos según algunas 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 grandes alturas, en los sectores más destacados 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 10°C con máximas absolutas de 39-40°C y mínimas absolutas de -17°C. En cuanto a las precipitaciones la zona se sitúa entre las isoyetas de 700 y 1.200 m, localizándose las más altas en el sector montañoso.

Los núcleos de población son escasos y pequeños destacando, entre todos ellos, Riaza, en el sector oeste. Le sigue en importancia Cantalojas, Madriguera, Becerril, Alquite, Gomeznarro, etc. 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. Sólo Riaza destaca por una actividad algo diferente fundamentada en el turismo de invierno por la presencia de la Estación de la Pinilla, a pocos kilómetros de esta localidad.

Por otra parte la red de comunicaciones es bastante limitada debido a lo accidentado del terreno. La carretera principal es la N-110 que pasa por la localidad de Riaza. El resto se reduce a carreteras comarcales y locales, no siempre en buen estado. A ello puede añadirse la existencia de una serie de caminos y pistas forestales, pero que en cualquier caso, no permiten el acceso a la totalidad de la superficie de la hoja.

Finalmente hay que señalar la presencia de un espacio natural que posee una gran belleza paisajística y ecológica y que se conoce como el Parque de La Tejera Negra, protegido por la existencia de un hayedo que, junto con el de Montejo (Hoja Tamajón 459) es el más meridional 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, aparecen 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 Riaza, ha sido de gran utilidad por aportar numerosos datos de carácter geomorfológico, pues lleva como complemento un mapa dirigido a estos aspectos. Entre las hojas realizadas hay que destacar 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 Riaza 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 un punto de vista morfoestructural son tres los dominios que conforman el relieve de la hoja y estos dominios son :

- Sistema Central, representado por la Sierra de Ayllón que ocupa gran parte de la superficie de la hoja, principalmente en los sectores central y meridional. Está constituido por materiales ígneos y metamórficos pertenecientes al Macizo Ibérico.
- Mesa de Cantalojas - Pico Grado, situada en el sector nororiental de la hoja. Está constituida, en su mayoría, por materiales mesozoicos que son la prolongación de los que existen en la Sierra de la Pela. El relieve resultante es el de una gran mesa que contrasta claramente con los relieves metamórficos circundantes.
- Cuenca del Duero, en la parte norte y oeste de la hoja, donde aparece bordeando la Sierra de Ayllón. Está constituida por materiales detríticos de edad terciaria, coronados por las facies conglomeráticas rojas 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.

En este conjunto que constituye el zócalo antiguo, donde la diversidad de materiales y direcciones estructurales es la principal característica, las formas estructurales se diluyen bastante a nivel cartográfico y el resultado es un conjunto elevado, muy incidido por la de drenaje, donde las divisorias son muy acusadas y las valles muy profundos. En el mapa se han señalado los principales resaltes que dan algunas capas competentes, como sucede con la cuarcita armoricana al sureste de la hoja y al sureste de Riaza. También se han señalado las crestas y algunas fallas con expresión morfológica ya

sea porque dan un escarpe o por la alteración de cualquier otro rasgo. Una de las más importantes es la que pone en contacto el zócalo antiguo con los relieves cretácicos, de Cantalojas. Es precisamente en estos últimos, donde la morfología estructural ofrece sus mejores ejemplos : escarpes estructurales, replanos estructurales, crestas, cuevas y resaltes de capas duras.

En cuanto al dominio de la Cuenca del Duero, no es precisamente la morfología estructural una de las características a reseñar, por lo que no se someterá aquí a consideración.

Por último, la observación de la red de drenaje induce a pensar en un importante control estructural en la instalación y encajamiento de la misma, puesto que se reconocen tramos muy rectilíneos en determinadas direcciones y cambios bruscos en los perfiles longitudinales.

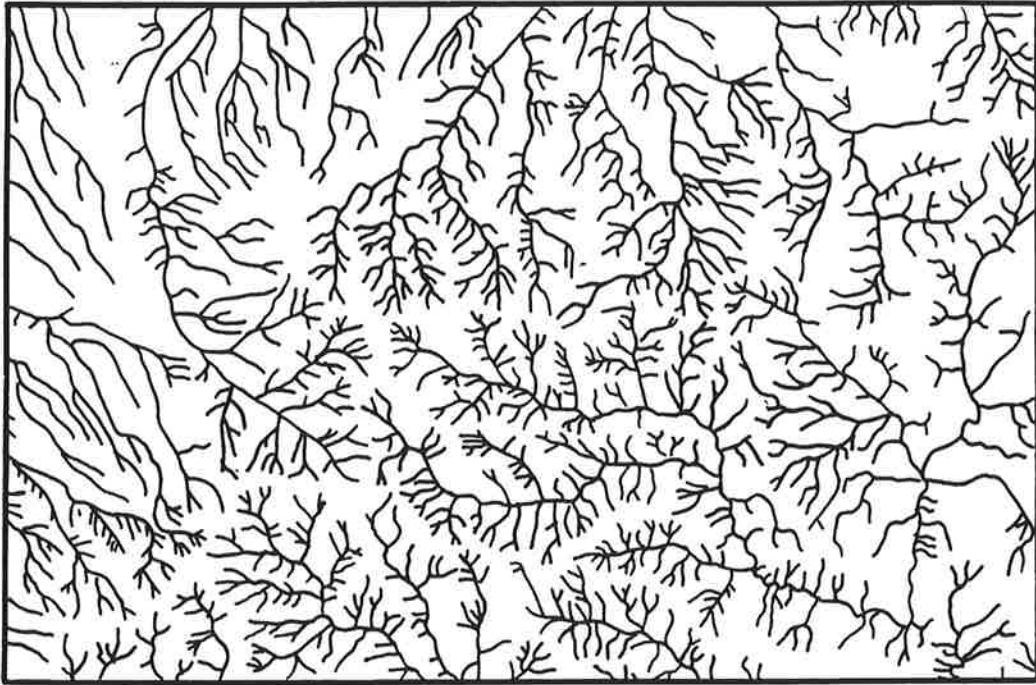
En primer lugar se reconoce la familia NNO-SSE a NO-SE, en el sector occidental encajada los sedimentos del Terciario y de la Raña, indicando la dirección de los aportes a la cuenca. También se localiza en el macizo metamórfico según la dirección del plegamiento principal.

La red orientada NE-SO es mucho más escasa apareciendo mayoritariamente en el conjunto metamórfico. Las otras dos direcciones que aparecen, las más frecuentes, son N-S y E-O y lo hacen según los cauces de 1º y 2º orden es decir los más recientes. Se pueden observar en casi todo el macizo de Ayllón y en los sedimentos mesozoicos (Fig. 1).

Todo el conjunto de estas direcciones preferentes, responde al acoplamiento de la red a las directrices regionales y quizás a recientes movimientos de ajuste.

4.3.2. Estudio del modelado

Se describe a continuación 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 anteriormente descrito.



E = 1: 200.000

Figura 4.1 ESQUEMA DE LA RED DE DRENAJE CON LAS PRINCIPALES DIRECCIONES DE CIRCULACION DE AGUA.

En la hoja de Riaza, las formas más destacadas son las de carácter fluvial, seguidas de las poligénicas. Con menos importancia se reconocen también las formas de vertiente, las kársticas además de algún relictos glaciario.

4.3.2.1. Formas fluviales

Dentro de las formas fluviales de carácter sedimentario sólo se han reconocido los fondos de valle y los conos de deyección. Los primeros ofrecen formas estrechas, alargadas y serpenteantes, aunque a veces puedan presentar gran linealidad. Los de mayor desarrollo son los pertenecientes a los ríos Riaza, Lillas y Sorbe. Por lo general, dada la naturaleza del área madre, los depósitos son de carácter silíceo con gravas y arenas de cuarzo y cuarcita.

Los conos de deyección son bastante escasos y aparecen a la salida de algunos barrancos y arroyos, cuando desembocan en otros de rango superior. Los de mayor tamaño se localizan en el borde este de la hoja, en la confluencia de los arroyos de la Dehesa y de la Hoja, donde se presentan tanto de forma aislada o coincidiendo con los conos adyacentes cuando aparecen muy próximos. La litología de los mismos es mayoritariamente silícea, aunque la presencia, en este sector, de un mesozoico carbonatado puede aportar fragmentos de este tipo de rocas.

Las formas erosivas son mucho más abundantes por tratarse de relieves abruptos que contienen grandes interfluvios y altas montañas. La red de incisión es bastante densa y deja entre barranco y barranco unas divisorias muy acusadas en forma de aristas, como puede observarse en casi toda la Sierra de Ayllón. Por otra parte en los materiales mesozoicos de la mesa de Cantalojas, la incisión da lugar a pequeñas hoces y cañones como sucede en el valle del arroyo del Aguijejo y en algunos de sus afluentes. También en los materiales terciarios del borde norte 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 única y exclusivamente por los coluviones, bastante escasos y que aparecen al pie de las vertientes, dando bandas paralelas al cauce. Aunque algunos ejemplos se reconocen en la Sierra de Ayllón y al sur de la mesa de Cantalojas,

los de mayor desarrollo están en los alrededores de la localidad de Riaza, en el valle del mismo nombre. La litología de estos depósitos es variada, dependiendo del sustrato sobre el que se forman, pero mayoritariamente consiste en una matriz arcillosa con cantos y bloques de naturaleza silíceos.

4.3.2.3. Formas kársticas

Se manifiestan exclusivamente sobre los materiales calcáreos de la mesa de Cantalojas o del Pico del Grado, por medio de algunas dolinas y un lapiaz poco acusado. Posiblemente los pequeños cañones desarrollados en algunos valles que atraviesan esta mesa, han sido favorecidos por los procesos de disolución.

4.3.2.4. Formas glaciares

El único representante de estas formas es un nicho de nivación situado casi en el extremo suroeste de la hoja. Se trata del conocido glaciar de la Pinilla, dentro del cual se instala una estación de invierno que lleva el mismo nombre. Sus aguas vierten ya a la Cuenca del Duero a través del arroyo Cerezuelo. La superficie que encierran los márgenes de dicho circo es de aproximadamente 2 km² y en su ladera interna se reconocen unos depósitos que no son de carácter morrénico sino que se asemejan a un coluvión sin matriz de tipo canchal. Los arroyos que lo recorren, de carácter fluvio-glaciar, se manifiestan muy incisivos, dejando pequeños barrancos como lo refleja la cartografía geomorfológica.

4.3.2.5. Formas poligénicas

Se consideran como tales todas aquellas que necesitan dos o más procesos para su formación. En la hoja de Riaza, dentro de este grupo se reconocen las superficies, la "Raña" y los "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 Riaza, sobre el Sistema Central se reconoce dos superficies: la Superficie de Cumbres y la Superficie de Paramera. La primera se limita a unos pequeños retazos situados por encima de los 2.000 m, en la línea divisoria de las Cuencas del Duero y Tajo, al sur del glaciar de la Pinilla. La segunda, o Superficie de la Paramera, alcanza mayor desarrollo y puede observarse en el cuadrante sureste de la hoja, ocupando los parajes de la Loma del Puerto, Pinarejo, La Loma de las Llanadas y los Altos de Pradera de la Cueva y de las Cabras. Se localiza entre los 1.500 y 1.700 m y las principales diferencias con la superficie de cumbres son de carácter edafológico predominando, en esta última, los suelos de tierra parda subhúmeda y xeroranquers. Se presentan como rellanos o como superficies aplanadas en retazos. En general representan la culminación de alineaciones secundarias.

Existe una tercera superficie que aunque no se desarrolla en la hoja de Riaza, sí lo hace en la adyacente de Sepúlveda y muy próxima al límite con ésta. Es la conocida como Rampa o superficie de tipo pediment que desciende en forma de glaciares 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 incluida en este grupo es la Raña. Procedente del sector más oriental de Somosierra y de la Sierra de Ayllón los depósitos de la Raña ocupan gran parte del sector nororiental de la hoja penetrando en las contiguas

hojas de Sepúlveda, por el oeste y Ayllón, por el norte, con una morfología característica morfología en abanicos aluviales. Este sistema deposicional, en detalle, es algo más complejo ya que en la hoja de Sepúlveda 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 considerar los glaciais. En esta hoja se han diferenciado dos tipos : de cobertera y erosivos. Tanto unos como otros se sitúan en el sector septentrional y están íntimamente relacionados con la evolución y encajamiento de la red fluvial en la vertiente de la cuenca del Duero. La incisión de la red fluvial da lugar a formas con bordes redondeados y lobulados y escarpes netos hacia los valles. Los que tienen depósito se caracterizan por un conjunto de bloques, gravas y cantos de cuarcita y cuarzo con una matriz arcilloso-arenosa roja, muy similar a la de la Raña. En el apartado referente a las formaciones superficiales se describen estos

depósitos con más detalle. Los mejores ejemplos se localizan en las proximidades de Becerril y Madriguera.

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 los depósitos de la Raña, de carácter poligénico. Estos depósitos aparecen discordantes sobre el abanico de Riaza y con carácter retráctil respecto a éste, ya que la zona apical llega a reposar también sobre el Precámbrico - Paleozoico. 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, de entre los cuales, en la hoja de Riaza, el ápice principal se sitúa en la zona de la Pinilla. Morfológicamente da lugar a extensas plataformas que constituyen el piedemonte principal de la vertiente norte 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 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 los conos de deyección. Los primeros, aunque de escaso desarrollo, son los depósitos más significativos dentro de la hoja, destacando los de los ríos Riaza, Cerezuelo, Lillas y Sorbe. En general están constituidos por cantos y gravas, de naturaleza cuarcítica fundamentalmente y de pizarras, esquistos y neises, en menor proporción. Los valles del sector más oriental, pueden incluir además en sus depósitos, cantos de calizas y dolomías procedentes del mesozoico de Cantalojas. La matriz es arcilloso-arenosa 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 m. aunque en los fondos más anchos es posible que puedan sobrepasar los 5 m. Se les asigna una edad holocena.

Los conos de deyección formados en los fondos de valle, a la salida de pequeños arroyos o barrancos, son de pequeño tamaño y los mejores ejemplos pueden observarse al este de la hoja en la confluencia de los arroyos de Dehesas y de la Hoya. Litológicamente están constituidos por arenas con niveles de cantos y gravas cuya naturaleza depende del sustrato del que proceden, reconociéndose cuarcitas, cuarzos, neises, e incluso en algunos puntos calizas y dolomías. Su potencia es variable pudiendo oscilar entre 2 y 8 m. Por su relación con los depósitos de fondo de valle también se les asigna una edad holocena.

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 pequeños 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 algún punto del sector central de la hoja estos depósitos de gravedad carecen de elementos finos dando lugar a canchales.

Las formaciones superficiales de origen kárstico quedan limitadas a las arcillas de descalcificación que rellenan el fondo de algunos dolinas del sector este, que se desarrollan sobre los materiales mesozoico.

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 Riaza tiene que estar integrada dentro de la historia geomorfológica del Sistema Central.

La hoja de Riaza 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 este, pertenecientes ya a la Cordillera Ibérica y, al norte, terciarios detríticos de la Cuenca del Duero. El relieve de la hoja es consecuencia de la tectónica alpina de compartimentación, en bloques.

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 (1972) 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-tortonense) 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 Riaza 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 sobreimponen 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. Otros procesos como los de gravedad y glaciares 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 Riaza, 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 una mínima importancia y 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 Cantalojas. 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 Riaza refleja la existencia de una prolongada historia geológica, cuyo origen puede remontarse al Precámbrico superior y que está condicionada por dos acontecimientos fundamentales: las orogénias 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 orogénia 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 fundamentalmente 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 $468 \pm 16/-8$ Ma, respectivamente, U/Pb en circones, VALVERDE VAQUERO y DUNNING, esta memoria) y muy probablemente también el de Berzosa (VIALETTE et al., 1986); asimismo 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., 1995a) 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 Riaza los últimos materiales paleozoicos corresponden al Silúrico (Priodiense). 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 orogenia 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 si 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 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-linear (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 durante 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 - estaurolita y de la zona de la estaurolita, 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 trasversal 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 tipo 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). SOPEÑA 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 última 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. 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 Trias-Dogger, (representados muy parcialmente 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 Riaza, 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 Riaza el Terciario presenta un escaso registro sedimentario, con ausencia de depósitos de casi todo el Paleógeno, bien sea por erosión o por falta de sedimentación. No obstante a partir de la evolución observada en áreas próximas se sabe que 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 continuará 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. Los conglomerados que aparecen de forma relictas en la parte alta de la mesa del Pico Grado, ocupando el núcleo de un sinclinal de dirección Ibérica, están seguramente relacionados en estos movimientos y en concreto con el funcionamiento de la falla de Somolinos como cabalgamiento o falla inversa.

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) intracratónico, emergente por encima de una superficie intracrustal de despegue (BANKS y WARBURTON 1991 ; WARBURTON y ALVAREZ 1989; DE VICENTE et al. (1991, 1992 y 1994). Articulando este levantamiento por el este, la falla de Somolinos tendría un último funcionamiento como desgarre dextral a consecuencia del cual y en un contexto transpresivo se generaron a lo largo de su traza diversas esquivas formadas por series incompletas del Triásico, Jurásico y Cretácico superior e incluso del sustrato paleozoico.

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, 1994) 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 del abanico de Rianza cuyas facies aplicales están afectadas y controladas en parte por éstas fallas; las distales enrasan con las series carbonatadas lacustres del Astaraciense-Vallesiense de la Cuenca del Duero (calizas de los páramos).

Finalmente, los niveles de raña, correspondientes a abanicos aluviales con apices distribuidos a lo largo de ambos márgenes del Sistema Central, son los últimos depósitos del Plio-Pleistoceno, previos al encajamiento de la red fluvial actual.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. HIDROGEOLOGIA

6.1.1. Hidrología y Climatología

6.1.1.1. Climatología

El tipo climático que caracteriza la hoja de Riaza, según la clasificación de Papadakis, es mediterráneo fresco, con una temperatura media anual que varía entre 8-10°C y carácter húmedo.

Tanto el clima como el régimen de precipitaciones están influenciados por la morfología de la zona, que se caracteriza por los relieves abruptos de la sierra de Ayllon (borde nororiental de la Cordillera Central) con alturas comprendidas entre los 1200-2300 m. En el borde septentrional de la hoja, los relieves se suavizan ligeramente alcanzando cotas que rondan los 1000 m de altitud.

La morfología de la zona condiciona también la densidad de población, que es muy baja, sus comunicaciones por carretera y el escaso desarrollo agrario. El régimen de lluvias aumenta de norte a sur, registrándose pluviometrías medias anuales de 800 a 1100 mm; la evapotranspiración potencial, calculada a partir de la fórmula de Thornthwaite es de aproximadamente 650 mm.

6.1.1.2. Hidrología

El área de estudio se encuentra comprendida entre la Cuenca del Duero, que ocupa el sector septentrional, y la Cuenca del Tajo.

La red hidrológica principal correspondiente a la cuenca del Duero en el entorno de la hoja, está formada por el río Riaza y sus afluentes: río Vadillo y Aguijesejo, así como los ríos Serrano, Valseco y Cerezuelo atributarios del río Duratón.

El río Sorbes, afluente del Henares, es el principal cauce fluvial de la Cuenca del Tajo, así como algunos de sus tributarios (río Lillas, arroyo de la Virgen)

El río Riaza se encuentra regulado aguas abajo y fuera del ámbito de la hoja por el Embalse de Linares del Arroyo.

La aportación media anual del río Riaza registrada en la estación foronómica E-9 es de 14 Hm³ y el caudal medio anual de 0,44 m³/sg.

6.1.2. Hidrogeología

6.1.2.1. Introducción

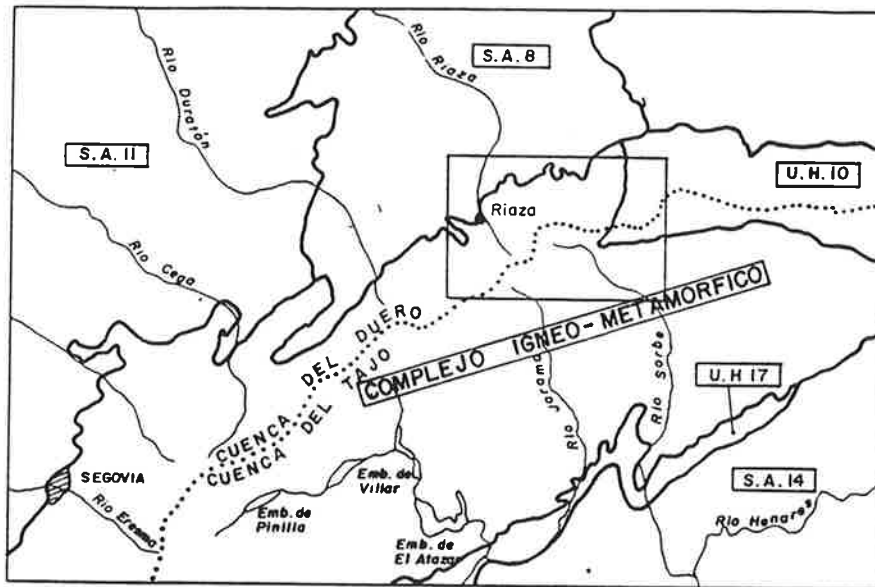
La hoja de Riaza, está constituida mayoritariamente por materiales metamórficos del Precámbrico-Paleozoico, que tienen el carácter de zócalo respecto a los depósitos postmetamórficos suprayacentes. Entre estos se puede diferenciar un Mesozoico detrítico-carbonatado, circunscrito al sector NE de la hoja, y su Terciario detrítico que ocupa las zonas bajas de la vertiente septentrional de la sierra de Ayllón.

Precámbrico-Paleozoico

En el esquema hidrogeológico (1/200.000) se ha considerado un conjunto indiferenciado representado por metasedimentos del Precámbrico-Paleozoico en cuya parte inferior incluye algunos cuerpos de ortoneises. El espesor de conjunto es indeterminado y está constituido fundamentalmente por neises, esquistos, metareniscas, cuarcitas y pizarras. Todos estos materiales está afectados por una fracturación subparalela a la dirección de la Cordillera Central, así como por otro conjunto de fallas perpendiculares a las anteriores a favor de las cuales se asienta la red hidrográfica principal.

Mesozoico

Permo-Trias: Aparece en el sector oriental del area de estudio. Engloba un conjunto de materiales fundamentalmente detríticos, en contacto con el Paleozoico y discordantes a su vez con los materiales cretácicos. Las litologías más comunes son areniscas rojas (facies Buntsandstein), lutitas, arcillas versicolores y yesos localizadas hacia techo del conjunto.



Escala 1:1.000.000

CUENCA DEL TAJO

- U.H. 17** Unidad Hidrogeológica del Reborde Mesozoico del Guadarrama
- S.A. 14** Sistema Acuífero del Terciario detrítico. Madrid - Toledo - Cáceres

CUENCA DEL DUERO

- S.A. 8** Sistema Acuífero del Terciario detrítico central del Duero
- U.H. 10** Unidad Hidrogeológica cástica del extremo Septentrional de la Ibérica
- S.A. 11** Sistema Acuífero del Terciario y Cretácico de la Fosa Segoviana

- Límite de Sistema ó Unidad Hidrogeológica
- Divisoria hidrográfica

Fig. 6.1 — ESQUEMA HIDROGEOLOGICO REGIONAL

Jurásico: Aflora en una estrecha banda, en la esquina nororiental. Está formado por materiales carbonáticos tales como calizas, dolomías tableadas y carniolas.

Cretácico: Dado el enfoque hidrogeológico de este apartado se ha diferenciado dos tipos de materiales cretácicos según el grado de permeabilidad y la naturaleza de sus materiales.

Cretácico superior detrítico: Caracterizado en su base por la formación Utrillas, compuesta por una alternancia de arcillas y arenas muy heterométricas con frecuentes cambios laterales. Hacia techo el conjunto se hace margoso con niveles de calcarenitas y dolomías margosas.

Cretácico superior carbonatado: Comprende una formación bien desarrollada en el ámbito de la hoja, compuesta por dolomías, calizas y brechas dolomíticas. También aparecen margas pero en menor proporción que en el tramo anterior.

Terciario

Los depósitos terciarios se localizan en la mitad septentrional de la hoja. Desde el punto de vista hidrogeológico los materiales pertenecen al Terciario detrítico de la Cuenca del Duero y se han dividido en tres grupos principales en función de sus características hidrogeológicas:

Oligoceno-Mioceno inferior: Situado discordantemente sobre los niveles cretácicos del borde nororiental, se trata de un conjunto de materiales detríticos de unos 200-250 m de espesor, compuestos por conglomerados de cantos de caliza, areniscas, lutitas y niveles calcimorfos.

Mioceno: Constituye, en este sector las facies del abanico de Riaza. Es un conjunto de materiales detríticos formados por conglomerados, brechas y areniscas con gran proporción de limos y lutitas. Su composición es irregular a lo largo del afloramiento según se trata de facies proximales o distales dentro del abanico.

Plio-Cuaternario: Apoyados sobre el Mioceno y con escasa potencia, se encuentran los depósitos de las "rañas" compuestos por cantos de cuarcitas, gravas y arenas poco consolidadas

Cuaternario

Los depósitos cuaternarios tienen un escaso desarrollo en la zona objeto de estudio. Corresponden principalmente a depósitos aluviales de fondos de valle que se desarrollan a lo largo de los cursos fluviales más importantes.

6.1.2.2. Características hidrogeológicas

La hoja de Riaza se encuentra situada entre las cuencas hidrográficas de los ríos Duero y Tajo, separadas por la Cordillera Central que atraviesa el área en dirección SW-NE, ocupando gran parte de la hoja.

Precámbrico-Paleozoico

De escaso interés desde el punto de vista hidrogeológico, está constituido por pizarras, cuarcitas y metasedimentos de carácter prácticamente impermeable, aunque localmente debido a la fracturación que sufren los materiales puede existir una cierta circulación de agua subterránea. El funcionamiento hidráulico es sencillo; a partir del agua de lluvia y la escorrentía superficial en las zonas elevadas, el agua penetra a través de las fracturas principalmente en materiales cuarcíticos, o por zonas arenizadas como en el caso de las pizarras arenosas, descargando en los valles y alimentando los ríos. De cualquier forma, la circulación de agua subterránea es escasa, siendo su composición ligeramente mineralizada y su calidad buena.

Mesozoico

Dentro del conjunto de materiales mesozoicos descritos en el anterior apartado, únicamente constituyen buenos acuífero los tramos dolomíticos y calizo-dolomíticos del Cretácico superior, así como las carnioles, calizas y dolomías del Jurásico, el resto de la serie presenta una permeabilidad media-baja por porosidad intergranular debido a la naturaleza impermeable de los materiales (margas y arcillas) y a la mala clasificación y grado de cohesión de aquellos materiales susceptibles de formar niveles acuíferos (arenas, conglomerados). Su importancia hidrogeológica radica en la función como unidad transmisora por percolación a otras unidades.

El mesozoico calizo-dolomítico aflora en el sector nororiental y se encuentra atravesado por la divisoria de cuencas Duero-Tajo; consta de dos paquetes principales:

Carniolas, dolomías y calizas del Jurásico, presentan una permeabilidad elevada por karstificación y debido al grado de disolución de los materiales carbonatados. Su espesor aproximado es de 100 m.

Dolomías, brechas dolomíticas y calizas del Cretácico superior, con una potencia que ronda los 400 m, la permeabilidad es algo menor que el tramo carbonatado Jurásico, debido a que presentan cierto contenido en materiales margosos, especialmente hacia el techo del conjunto.

Todos estos materiales funcionan como una única unidad hidrogeológica de gran importancia cuando se encuentra saturada, puesto que además de ser susceptible de explotación mediante captaciones, sus aguas son drenadas por los ríos o por manantiales en los contactos con materiales impermeables. También se produce aporte lateral de aguas subterráneas hacia los acuíferos terciarios desde esta unidad.

Su funcionamiento hidráulico es irregular debido a la compartimentación que sufre por los numerosos accidentes tectónicos, lo cual provoca que no tenga continuidad regional.

Sobre este nivel y en contacto con los materiales cretácicos de baja permeabilidad, se sitúan las dos únicas surgencias incluidas en el inventario de aguas subterráneas del ITGE para la hoja de Riaza. Su caudal, medido en Julio de 1982, era de 14,1 m³/h para el punto 2017/4/01 y de 3,6 m³/h para el punto 2017/4/02, no existiendo análisis de aguas para el nivel del mesozoico calizo-dolomítico.

Terciario detrítico del Duero

El Terciario detrítico del Duero, clasificado por el ITGE como sistema acuífero nº 8, comprende los materiales detríticos de facies continentales que rellenaron

durante el Terciario la cuenca del Duero, cuyo zócalo, en la zona de estudio, es fundamentalmente mesozoico.

En el entorno de la hoja de Riaza, estos depósitos afloran en la mitad septentrional y han sido clasificados en 3 grupos según su funcionamiento hidráulico:

Oligoceno-Mioceno inferior: Compuesto por conglomerados de cantos de caliza, areniscas y margas. Su permeabilidad es media por porosidad intergranular. Este paquete ha sido diferenciado de los depósitos pliocuaternarios, debido a la presencia de niveles de margas intercalados que disminuye la transmisividad del acuífero.

Los afloramientos de estos materiales se localizan en el borde nororiental, apoyados directamente sobre los carbonatos del Cretácico superior con los que mantiene una conexión hidráulica. La potencia de estos tramos es variable alcanzando los 200 m en algunos puntos.

Mioceno. Está formado por conglomerados, areniscas, limos y lutitas, distribuidos irregularmente al tratarse de facies típicas de abanico. En general presenta una permeabilidad baja por la mala clasificación de los materiales y el alto contenido en finos. Los afloramientos miocenos alcanzan unos 80 m de potencia en este sector.

Plio-cuaternario. Los materiales detríticos pliocuaternarios, afloran en el sector noroccidental. Formados por cantos, gravas y arenas, constituyen un acuífero de elevada permeabilidad, aunque los depósitos aflorantes en la hoja no superan los 20 m de potencia por lo que la transmisividad del conjunto es baja.

En el conjunto de materiales detríticos terciarios, la disposición de las zonas más permeables (niveles arenosos) es lenticular, con dimensiones muy variables, tanto horizontal como verticalmente por lo que el acuífero que forma es heterogéneo, y anisótropo según la disposición y abundancia de dichos niveles arenosos.

Se comporta como un acuífero semiconfinado recargado por infiltración de agua de lluvia y por aportes laterales del acuífero Mesozoico carbonatado. A nivel

regional este acuífero presenta un flujo, en general, de dirección NE, hacia el río Duero, existiendo un cierto drenaje subterráneo transversal hacia sus tributarios.

La calidad química de las aguas es buena, bastante homogénea en todo el acuífero, con un contenido salino moderado traducido en conductividades del orden de 700-800 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y concentraciones iónicas reducidas. La facies química predominante es bicarbonatada cálcica. En general, las aguas subterráneas están poco explotadas funcionando el acuífero en régimen natural.

Debido al escaso desarrollo agrario de la zona, la demanda de agua se centra, principalmente en el abastecimiento de núcleos urbanos y actividades ganaderas.

6.2. RECURSOS MINERALES

En la hoja de Riaza son escasos los indicios minerales y de rocas industriales, habiéndose listado un total de 16 indicios. Sin embargo, es notable la diversidad de sustancias presentes, especialmente en lo referente a minerales metálicos y no metálicos, donde se han determinado, grafito, óxidos de hierro, sulfuros metálicos de plata y cobre, caolín, alunita y arenas silíceas. Las mayores concentraciones de indicios, están en relación con la superficie fósil de alteración, en el contacto entre el Paleozoico y el Terciario en la parte nororiental de la hoja donde existen indicios de caolín, alunita y óxidos de hierro.

Respecto a las rocas industriales, la mayoría de canteras se encuentran subordinadas a la construcción de carreteras locales donde se extraen las cuarcitas ordovícicas para la obtención de áridos de machaqueo.

En la actualidad no se registra actividad minera en ningún punto de la hoja.

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

- Minerales metálicos

PLATA Y COBRE

En los alrededores de Riaza existe una mineralización de sulfuros de plata y cobre. Encaja en metasedimentos preordovícicos y de origen hidrotermal. Se encuentra en relación con una zona de cizalla y se desconoce su morfología. Presenta antiguas labores subterráneas de las que en la actualidad se reconoce un pozo pequeño tapado..

HIERRO

Se han referido dos indicios de óxidos de hierro en los alrededores de Madriguera y El Negrodo. El origen de la mineralización está en relación con procesos de alteración de afinidad laterítica ocurridos en el Terciario, con producción de costras ferralíticas generadas mediante mecanismos de lixiviación y concentración de óxidos en determinados horizontes edáficos. En el caso de Madriguera la mineralización se desarrolla sobre pizarras y cuarcitas del silúrico (Fm. Alcolea) y en El Negrodo se encuentra en el contacto entre el Terciario y las pizarras del Ordovícico superior (Fm. Rodada 5).

ALUNITA

Los yacimientos de alunita de Madriguera y El Negrodo fueron intensamente investigados a principios de los años 70. Las labores de exploración e investigación se realizaron en puntos donde existen labores de explotación de caolín. El origen de la mineralización está en relación con procesos hidrotermales de alunitización de pizarras probablemente ligados a un metamorfismo regional. Esta primera fase de enriquecimiento en aluminio, a partir de pizarras sericíticas, posiblemente con pirofilita, está sucedida por una etapa de alteración edáfica y/o diagenética de probable edad terciaria fosilizada por los materiales aluviales del Mioceno.

El resultado es un material de aspecto muy similar al caolín, untuoso al tacto, blando y deleznable del que se diferencia por presentar una variada gama de tonalidades, rojo, negro, amarillo, etc.

La mineralización se encuentra en el horizonte de alteración terciaria de las pizarras de Ordovícico Superior (Fm. Rodada 4 y 5)

Minerales no metálicos

GRAFITO

En las proximidades de Becerril se localiza un indicio de grafito. Está en relación con las pizarras ampelíticas del Silúrico (Fm. Cañamares). Se reconocen antiguas labores de explotación consistentes en rocas muy superficiales.

CAOLIN

Las antiguas explotaciones de caolín en Madriguera y El Negrodo constituyen los principales labores, por dimensión e importancia económica, en el pasado de la hoja de Riaza. Permanecen inactivas desde principio de los años 80. Al igual que las mineralizaciones de alunita y óxido de hierro, los indicios de caolín, se encuentran en relación con el horizonte de alteración terciaria de las pizarras del Ordovícico Superior (Fm. Rodada 4 y 5). Se propone un proceso hidrotermal inicial que origina la alunitización y caolinización de las pizarras que se enriquecen posteriormente por mecanismos de lixiviación asociados con procesos edáficos terciarios.

Los minerales más significativos son caolinita, sericita, gibsita y cuarzo. La fracción fina se enriquece notablemente en gibsita. Ofrece el aspecto de un material deleznable y blando de color blanco.

ARENAS SILICEAS

Las arenas de la Fm Utrillas se han explotado circustacialmente en dos puntos de la hoja situados en los términos municipales de Grado del Pico y Montejo de Tiermes. Las arenas silíceas del Cretácico presentan buenas propiedades para su aprovechamiento en la industria del vidrio, y se

utilizan también como áridos naturales. Litológicamente corresponden a arenas cuarzo-feldespáticas con matriz caolinífera con óxidos de hierro con impurezas más destacables.

6.2.2. Rocas industriales

Aridos de machaqueo

Las cuarcitas del Arenigiense (Fm. Alto Rey o cuarcita armoricana) han sido canteradas en varios puntos de la hoja para la obtención de áridos de machaqueo. La concentración mayor de canteras se encuentra a lo largo de la carretera del puerto de La Quesera.

El funcionamiento de las canteras está totalmente subordinado a la existencia de obras locales y principalmente a las carreteras.

Pizarras

Las pizarras del ordovício se han utilizado históricamente en la región para la construcción de tejados. Han sido objeto de trabajos de explotación hasta fechas recientes. El único indicio destacable en la hoja se encuentra en las inmediaciones de Majaelrayo, donde se observan pequeñas rocas antiguas de extracción de lagos de pizarras con destino a usos locales.

Arcillas

El único indicio reconocido en lo que se refiere a esta sustancia, aparecen en el término municipal de Cantalojas. Las labores actualmente inactivas, consisten en dos frentes de medianas dimensiones. Se encuentran sobre arcillas rojas del Triásico y estratigráficamente se sitúan a techo de las facies Buntsandstein.

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. Todos 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 16). 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 (Pérmico y Mesozoico). Se diferencian las siguientes zonas.

Zona II₁ Conglomerados y areniscas del Pérmico y Buntsandstein (unidades 17 a 21)

Zona II₂ Arcillas y margas con niveles de areniscas, y a veces yesos del Muschelkalk y Keuper (unidades 22 y 23)

Zona II₃ Calizas y dolomías del Trías (unidades 24 a 26)

Zona II₄ Arenas de la Fm. Utrillas (Unidad 24)

Zona II₅ Margas y calcarenitas del Cenomaniense-Coniaciense (Unidades 28 a 30)

Zona II₆ Calizas y dolomías del Santoniense-Campaniense (unidades 31 y 32)

Zona II₇ Margas del Cretácico terminal (Unidad 33)

Area III Agrupa todos los materiales terciarios. Se distinguen dos zonas:

Zona III₁ Conglomerados, areniscas, limos y arcillas del Oligoceno-Mioceno inferior (unidad 34)

Zona III₂ Conglomerados, arenas y limos del Mioceno superior y Plioceno-Pleistoceno (unidades 35 a 38)

Area IV Son los materiales cuaternarios y pliocuaternarios, con un comportamiento geotécnico muy similar (39 a 42)

6.3.2. Descripción de las areas 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 cuya variedad litológica impone comportamientos geotécnicos diferentes según las zonas.

- Zona II₁ Los conglomerados y areniscas del Pérmico y Buntsandstein presentan una permeabilidad variable en función de las intercalaciones de niveles lutíticos, que en conjunto se puede considerar baja y, sólo localmente, media o alta en los cuerpos de conglomerados y arenas. La capacidad de carga es muy alta y la ripabilidad media-baja.
- Zona II₂ Los materiales fundamentalmente arcillosos y margosos del Muschelkalk y Keuper son impermeables, pero su capacidad de carga es baja pudiendo presentar además problemas de disolución de yesos en la parte alta de la serie. Las arcillas pueden ser expansivas. Ripabilidad alta.
- Zona II₃ Las calizas y dolomías del Lías forman pequeños montículos en el sector NE de la hoja. Son permeables por karstificación a favor de la fisuración y tienen gran capacidad de carga. Ripabilidad nula.
- Zona II₄ 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 II₅ Las marcas y calcarenitas del Cenomaniense Coniaciense son, en general poco permeables, aunque su naturaleza calcárea 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 calcareníticas. La ripabilidad de los términos margosos es alta, disminuyendo notablemente ante la presencia de calcarenitas.
- Zona II₆ La disposición tabular de las calizas y dolomías de Santoniense-Campaniense ha facilitado un notable desarrollo cárstico sobre ellos que, por otra parte, presentan una capacidad de carga muy alta y una ripabilidad nula.

Zona II₇ Las margas del Cretácico terminal son impermeables aunque pueden dar lugar a procesos de karstificación por disolución del carbonato. Su capacidad de carga es baja o muy baja y su ripabilidad alta.

6.3.2.3. Area III

En este área se incluyen todos los materiales terciarios de la hoja que se agrupan en zonas.

Zona III₁ El Oligoceno-Mioceno inferior es un conjunto semipermeable en su parte inferior donde son mas frecuentes los términos conglomeráticos y arenosos y poco o nada permeables en los términos altos donde predominan las arcillas y limos. Su ripabilidad es, en general alta y su capacidad de carga media-baja, con posibles asientos diferenciales.

Zona III₂ Esta zona está formada por las series terciarias de abanico de Rianza y los niveles de la raña plio-pleistocena, su permeabilidad es media-baja en las primeras, donde predominan los terciarios limo-arcillosos y media-alta en los segundos donde predominan las gravas y arenas. La capacidad de carga es media y la ripabilidad alta.

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		SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL	PROVINCIA	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	ESTADO DE ACTIVIDAD	MAGNITUD DE LAS LABORES	USOS
	X	Y								
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, pirita, sulfuros	Inactiva	Sin labores apreciables	Improductivo
4 (41)	477225	4541125		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

Nº	COORDENADAS		SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL	PROVINCIA	ESTADO DE ACTIVIDAD	MAGNITUD DE LAS LABORES	USOS
	X	Y						
20 (28)	460050	4551500	Cuarzo	Cardoso	Guadalajara	Inactivo	Pequeña, 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

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO (PIG)

En la hoja de Riaza se han inventariado y catalogado diez puntos de Interés Geológico, habiéndose seleccionado para su desarrollo 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 en la subida al Puerto de la Quesera
- Neis de Riaza
- Corte del Río Jaramilla
- Transversal de pico El Lobo-Collado de El Cervunal
- Sinclinal silúrico de Becerril-El Moyo
- Anticlinorio de Galve de Sorbe
- Pérmico de Pedro
- Serie cretácica de Grado de El Pico
- Falla de Somolinos
- Terciario del Duero y relieve actual desde la ermita de Hontanares

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

INTERES PRINCIPAL	DENOMINACION DEL PUNTO
Tectónico	<ul style="list-style-type: none">- Zona de cizalla de Berzosa- Transversal de Pico El Lobo-El Cernuval- Anticlinorio de Galve de Sorbe- Falla de Somolinos.
Estratigráfico-Sedimentológico	<ul style="list-style-type: none">- Sinclinal de Becerril- El Muyo- Permico de Pedro.- Cretácico de Grado de El Pico
Geomorfológico	<ul style="list-style-type: none">- Corte del Río Jaramilla- Ermita de Hontanares
Petrológico	<ul style="list-style-type: none">- Neis de Riaza

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE) 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 LODEIRO, 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. Geodinamycs. 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

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 Olo 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 hercínianas 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 olo de sapo. En "Paleozoico inferior de Iberoamérica", Gutierrez Marco Saavedra y Rábano Eds. Universidad de Salamanca.

ASHWORTH, J.R., (1985). Migmatites. Blackie, Glasgow & London.

BABIN, R.B. (1971). "Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico del Vellón". Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 69:5-27

BALANCE Y READING (1980). (Eds.) Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones: International Association of Sedimentologists Special Publication. Nº 4, 265 p.

BANKS, C.J. y Warburton, J. (1991): Mid crustal detachment in the Betic System of SE Spain. Tectonophysics 191, 275-289.

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.

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-ouest de l'Europe. Tectonophysics 25, pp. 139-171.

ASHWORTH, J.R., (1985). Migmatites. Blackie, Glasgow & London.

ARZI, A.A., (1978). Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. Tectonophysics, 44: 173-184.

AZOR, A.; BARDAJI, T.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; CENTENO, J.D.; ESCUDER, J.; FERNANDEZ, P.; GONZALEZ CASADO, J.M.; MARTIN

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 progressive 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.

BIDDLE Y CHRISTIE BLICK (1985). Eds. Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication n° 37.

BISCHOFF, L. (1974). Ein neues Silur-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 provinca 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. Edinburg: 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 Sistem. 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.; & SOPENA, 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.

ETCHECOPAR, A. y VASSEUR, G.A., 1987. A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. J. Struct. Geol., 9: 705-717.

FERNANDEZ CASALS, M.J. (1974). Significado geotectónico de la Formación Neises de la Morcuera. Studia Geológica, VII, 87-106.

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. Fís. 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 Wissenschaftchen Orographis 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.

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.; SCHAFER, G.; SCHMIDT, K. Y WALTER, R., 1993. Geodynamic significance, age and origin of the Olo 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.

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 Majaelrayo 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.

GOY, A; GOMEZ, J.J., y YEBENES, A. (1976). "El Jurásico de la Cama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). Unidades litoestratigráficas". Est. geol. V. 32. pp 391-423.

HAMMAN, W. & SCHMID, T K. (1972). "Eine Llandeilo-Fauna aus der östlichen sierra de Guadarrama (Spanien)". N. Jb. Geol. Paläont 5:294-299.

HANES, J.A., 1991. K-aR AND $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology : methods and applications. In : Heaman, L. & Lauden, J.N. (eds) MAC short course handbook on the applications of radiogenic isotope systems to problems in geology, pp. 59-100.

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.

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.

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. Dyuum (2^a 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 siera 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.

PEDRAZA, J. y LOPEZ, J. (1980). Gredos. Geología y Glaciarismo. Zaragoza, 31 pp.

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).

PEREZ GONZALEZ, A. y GALLARDO (1987): "La raña al sur de Somosierra y tierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio Geogaceta. 2, 29-32.

PEREZ MAZARIO, F. (1989). Estudio sedimentológico de la unidad pérmica superior del borde NE del Sistema Central. XII Congreso Español de Sedimentología. Vol. de Comunicaciones: 39-42.

PEREZ MAZARIO, F. (1990a). Estratigrafía del Permico del borde NO del SCE. Tesis Doctoral. UCM. 290 P.

PEREZ MAZARIO, F. (1990b). Estratigrafía de la Unidad Inferior del Pérmico del sector Atienza-Ujades (Borde NE del Sistema Central. Rev. Soc. Geol. España 3.

PEREZ MAZARIO, F; HERNANDO , S y RINCON, R. (1992). Evolución en dos etapas de las cuencas pérmicas del borde noroeste del Sistema Central español. Análisis sedimentológico y procedencia de materiales. Cuadernos de Geología Ibérica nº 16, 91-14.

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 suroriental del Sistema Central Español (zona de Tamajón, Guadalajara). Rev. Soc. Geol. España 6.

SCHAFFER, G.(1969). Geologie und petrographic im östlichen kastilischen Hauptscheidegebirge (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 paracrystalline rotated garnets. Tectonophysics, 39; 453-471.
- SCHROEDER, E. (1930). "Der Grenzgebirge von Guadarrama und hesperic Ketten". Sond. Abth. d. Ges. Wiss. Gottingen Mat. Phys. 16(3):689-748.
- M. San Miguel-Zona limítrofe del Guadarrama y las cadenas hespéricas. Publ. Geol. Esp. 4:234-295 (1948).
- SCHWENZNER, J.E. (1936). Zur Morphologie des Zentralspanischen Ockergebirges. Geogr. Abh. 3. Rei Heft Stuttgart (Trad. C. Vidal Box, en Bol. R. Soc. Esp. Nat. 14, 121-147, 1943).
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L.G.; PORTUGAL FERREIRA, M., 1987. Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico. In: Bea. F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J.C.; López Plaza, M.; Rodríguez Alonso, M.D. (eds). Geologia de las granitoides y rocas asociadas del Macizo hespérico. Rueda, 69-86.
- SMITH, H.A. & BARREIRO, B., 1990. Monozite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic 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 Géologie 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 Tocrón. Ed. Montaner y Simón, S.A. Barcelona.
- SOMMER, W. (1965). "Stratigraphie und tektonik in Östlich Guadarrama-Gebirge" (Spanien). Münst. Forsch. Geol. Paläont. 1:1-159.