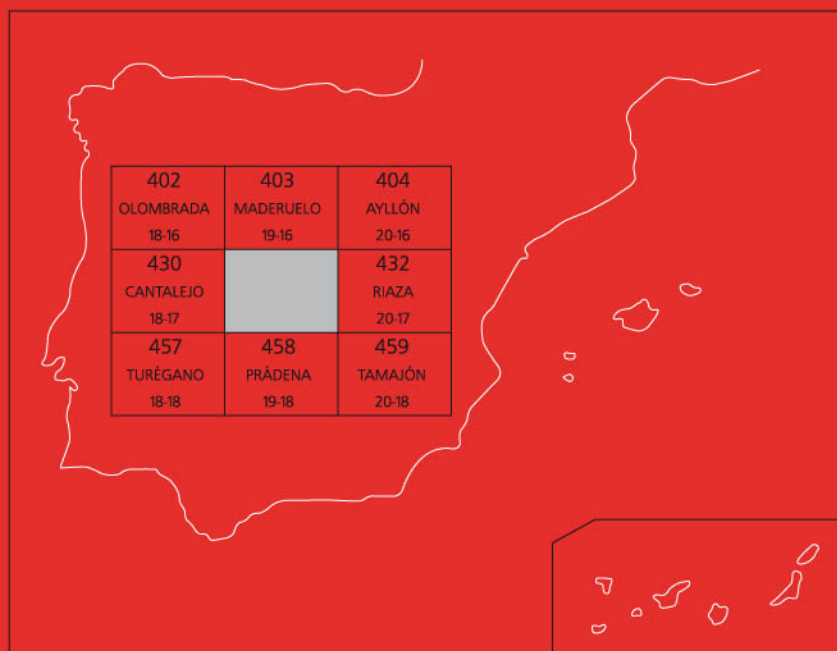




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



SEPÚLVEDA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SEPÚLVEDA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

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

Depósito legal: M. 55614-2007
ISBN: 978-84-7840-663-0
NIPO: 657-07-007-X

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

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

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN

L. R. Rodríguez Fernández (IGME)

AUTORES

F. López Olmedo (INYPSA). Cartografía y Memoria.
J.A. Díaz de Neira (INYPSA). Cartografía y Memoria.
P. P. Hernaiz Huerta (INYPSA). Cartografía y Memoria.
P. Cabra Gil (INYPSA). Cartografía y Memoria.
J. Solé Pont (INYPSA). Sedimentología y Recursos naturales.
R. Díaz Arranz (INYPSA). Hidrogeología.

ESTUDIO DE MUESTRAS

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

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME 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.
Puntos de Interés Geológico.

Í N D I C E

0.- INTRODUCCIÓN	9
0.1.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
0.2.- ANTECEDENTES	9
0.3.- MARCO GEOLÓGICO	13
1.- ESTRATIGRAFÍA	16
1.1.- PRECÁMBRICO-PALEOZOICO	16
1.1.1.- Rocas metamórficas	17
1.1.1.1.- Ortoneises glandulares (3)	18
1.1.1.2.- Leuconeises a veces con glandulas (4)	21
1.1.1.3.- Neises bandeados biotíticos (5)	21
1.1.1.4.- Paraneises, neises, metareniscas y esquistos (6)	22
1.1.2.- Rocas ígneas hercínicas	23
1.1.2.1.- Diques de cuarzo (1)	25
1.1.2.2.- Tonalitas tipo Ventosilla (2)	25
1.2.- MESOZOICO-CENOZOICO	26
1.2.1.- Cretácico	26
1.2.1.1.- Conglomerados cuarcíticos, arenas y lutitas versicolores (7). Fm. Arenas de Utrillas. Cenomaniense-Turonense	27
1.2.1.2.- Areniscas ocre y lutitas (8). Cenomaniense	29
1.2.1.3.- Areniscas, lutitas, margas y calizas (9). Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña. Turonense-Coniaciense	30
1.2.1.4.- Arenas y arcillas versicolores (10). Fm. Arenas y arcillas de Segovia. Coniaciense	31
1.2.1.5.- Dolomías tableadas y margas (11). Fm. Dolomías tableadas de Caballar. Coniaciense	32
1.2.1.6.- Dolomías y calizas con intercalaciones margosas (12). Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno. Coniaciense superior- Santoniense	33
1.2.1.7.- Dolomías masivas (13). Fm. Calizas y dolomías de Castro- jimeno. Coniaciense superior-Campaniense inferior	34

1.2.1.8.- Dolomías tableadas (14). Mb. Dolomias de Peñatravesa. Santoniense-Campananiense	35
1.2.1.9.- Alternancia de dolomías y margas amarillentas (15). Fm. Dolomias y margas de Valle de Tabladillo. Campaniense-Maastrichtiense	36
1.2.1.10.- Lutitas rojas y verdes, yesos y niveles de dolomías y calizas (16). Facies Garumn. Maastrichtiense-Eoceno medio	37
1.2.2.- Terciario	38
1.2.2.1.- Lutitas rojas y areniscas ocre (17). Eoceno medio-Oligoceno superior	39
1.2.2.2.- Conglomerados calcareos grises, lutitas rojas y margas ocre (18). Oligoceno superior-Mioceno inferior (Arveniense-Ageniense)	40
1.2.2.3.- Bloques y cantos polimícticos con arenas (19). Conglomerados polimícticos, arenas y limos ocre (20). Abanico de Santa Marta. Mioceno inferior-medio (Ageniense-Astaraciense)	41
1.2.2.4.- Lutitas rojas y conglomerados (21). Facies rojas de Perorrubio. Mioceno medio (Astaraciense)	42
1.2.2.5.- Bloques y cantos de neises con arenas arcósicas (22). Arenas arcósicas con cantos y lutitas ocre (23). Abanico de Somo Sierra. Mioceno inferior-medio (Orleaniense-Astaraciense) ...	45
1.2.2.6.- Bloques y cantos de rocas metamórficas con lutitas rojas (24a), lutitas rojas con niveles de conglomerados (24b) y lutitas ocre con cantos y niveles algo carbonatados (24c). Abanico de Riaza. Mioceno medio (Astaraciense)-superior	49
1.2.2.7.- Gravas cuarcíticas, arenas y lutitas ocre (25). Mioceno medio (Astaraciense)-Plioceno	53
1.2.2.8.- Gravas y arenas. Niveles de Raña (26 y 27). Plio-Pleistoceno	54
1.2.3.- Cuaternario	57
1.2.3.1.- Gravas cuarcíticas, arenas y arcillas. Terrazas altas, medias y bajas (28, 29 y 30). Pleistoceno-Holoceno	57
1.2.3.2.- Gravas, arenas y arcillas. Glacis (31). Pleistoceno-Holoceno ..	57
1.2.3.3.- Arenas. Manto eólico (32). Pleistoceno-Holoceno	58
1.2.3.4.- Gravas. Arenas, arcillas y cantos. Conos aluviales (33) y cantos y bloques con arenas y arcillas. Coluviones (34). Holoceno	58
1.2.3.5.- Arenas y arcillas con cantos. Gravas. Fondos de valle (36) y arcillas y cantos. Cauces abandonados (35). Holoceno	59
2.- TECTÓNICA	59
2.1.- LA OROGENIA HERCÍNICA	60
2.1.1.- Estructuras relacionadas con las principales fases de deformación hercínica	60
2.1.1.1.- La esquistosidad principal (Sp) y estructuras asociadas. Descripción e interpretación	60
2.1.1.2.- La esquistosidad de crenulación (Scr) y estructuras asociadas. Descripción e interpretación	62
2.1.2.- Estructuras relacionadas con deformaciones hercínicas tardías o finales	63

2.1.2.1.- Plegamientos hercínicos tardíos	63
2.1.2.2.- Deformaciones finihercínicas	63
2.2.- LA OROGENIA ALPINA	64
3.- GEOMORFOLOGÍA	68
3.1.- DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	68
3.2.- ANTECEDENTES	69
3.3.- ANÁLISIS MORFOLÓGICO	70
3.3.1.- Estudio morfoestructural	70
3.3.2.- Estudio del modelado	71
3.3.2.1.- Formas fluviales	72
3.3.2.2.- Formas de ladera	73
3.3.2.3.- Formas eólicas	73
3.3.2.4.- Formas karsticas	74
3.3.2.5.- Formas poligénicas	74
3.4.- FORMACIONES SUPERFICIALES	75
3.5.- EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	77
3.6.- DINÁMICA ACTUAL - SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	78
4.- PETROLOGÍA	79
4.1.- INTRODUCCIÓN	79
4.2.- DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES	80
4.2.1.- Rocas metamórficas	80
4.2.1.1.- Rocas ígneas prehercínicas	80
4.2.1.1.1.- Ortoneises glandulares	80
4.2.1.1.2.- Leuconeises a veces con glándulas	81
4.2.1.2.- Metasedimentos	82
4.2.1.2.1.- Paraneises, neises, metareniscas y esquistos	83
4.2.1.2.2.- Paraneises estromáticos	84
4.2.1.2.3.- Neises bandeados	85
4.2.2.- Rocas plutónicas hercínicas	86
4.2.2.1.- Tonalitas	86
4.3.- GEOQUÍMICA	87
4.3.1.- Rocas metamórficas	87
4.3.2.- Rocas plutónicas hercínicas	89
4.4.- CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO	90
4.5.- GEOCRONOLOGÍA	92
5.- HISTORIA GEOLÓGICA	93
6.- GEOLOGÍA ECONÓMICA	100
6.1.- HIDROGEOLOGÍA	100
6.1.1.- Climatología e Hidrología	100
6.1.1.1.- Climatología	100
6.1.1.2.- Hidrología	100

6.1.2.- Características hidrogeológicas	101
6.1.2.1.- Introducción	101
6.1.2.2.- Descripción de formaciones	102
6.2.- RECURSOS MINERALES	106
6.2.1.- Minerales metálicos y no metálicos	106
6.2.1.1.- Minerales metálicos	106
6.2.1.2.- Minerales no metálicos	107
6.2.2.- Rocas industriales	107
6.2.2.1.- Aridos de trituración	107
6.2.2.2.- Aridos naturales	108
6.3.- GEOTECNIA	108
6.3.1.- División en Areas y Zonas geotécnicas	108
6.3.2.- Estudio de las Areas y Zonas	109
6.3.2.1.- Area I	109
6.3.2.2.- Area II	110
6.3.2.3.- Area III	110
6.3.2.4.- Area IV	111
7.- PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	112
7.1.- INVENTARIO Y CATALOGACIÓN DE LOS PIG	112
7.2.- TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA	112
7.3.- ITINERARIOS RECOMENDADOS	113
8.- BIBLIOGRAFÍA	117

0. INTRODUCCIÓN

0.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:50.000 de Sepúlveda (431) se encuentra situada casi en su totalidad en la provincia de Segovia, concretamente en el borde sur de la Cuenca del Duero en su límite con el Sistema Central. Administrativamente pertenece casi toda ella a la Comunidad Autónoma de Castilla-León.

Las alturas de la Hoja están comprendidas entre los 1000 y 1100 m si bien al sureste destacan las elevaciones de Somosierra con cotas por encima de los 2000 m. El relieve es muy variado contrastando las campiñas y planicies mesetarias del sector central con las elevaciones septentrionales del Sistema Central. Todo ello contribuye a que el clima sea muy extremado, con inviernos muy fríos con frecuentes nevadas y veranos con temperaturas bastante suaves y agradables.

A grandes rasgos se pueden diferenciar tres áreas de características orográficas diferentes. La primera se localiza en el cuadrante noroccidental, en los alrededores de Sepúlveda y donde se sitúa el Parque Natural de las Hoces del río Duratón, paraje de singular belleza con trazado sinuoso de dicho río, que ha dado lugar a impresionantes escarpes, superiores a veces al centenar de metros. La segunda se sitúa en el sector central, según la dirección NE-SO y se caracteriza por un relieve suave tipo campiña en su mitad occidental y mesetario en su parte oriental ya cerca de Riaza. Finalmente en el cuadrante suroriental destaca por su altitud las estribaciones de Somosierra (Pico Tres Provincias 2129 m) con un importante desnivel sobre la planicie.

La red fluvial se articula fundamentalmente en torno al río Duratón y su efímera red tributaria tales como los arroyos: Serrano, Castillos, San Juan y del Puerto.

Desde el punto de vista demográfico, la característica principal a destacar es el alto número de pequeñas poblaciones que aparecen distribuidas de forma bastante regular a lo largo y ancho de toda la cuadrícula. Sepúlveda es la población más importante y que da nombre a la Hoja, destacando además Santo Tomé del Puerto, Cerezo de Arriba, Cerezo de Abajo, Ventosilla, La Matilla, Castillejo de Mesleón, Soto de Sepúlveda, Castroserna, Duruelo y un sinfín de pequeñas aldeas equidistantes unas de otras por lo general apenas no menos de una decena de km.

La mayoría de la población se dedica a las labores agrícolas siendo el secano y en particular el cereal, el cultivo más frecuente. La ganadería representa otra de las fuentes de riqueza, siendo numerosas las granjas o terrenos acotados dedicados a tal actividad. Por último el turismo en Sepúlveda y sus alrededores representa también una importante fuente de riqueza para la región que en los últimos años presenta una clara tendencia a la emigración.

0.2. ANTECEDENTES

Tanto el Sistema Central como el sector meridional de la Cuenca del Duero ha sido objeto de una gran cantidad de trabajos de distinta índole, centrando la mayoría de ellos en el estudio de las rocas ígneas y metamórficas que caracterizan al Dominio Hercínico aunque si bien y recientemente trabajos referentes al Mesozoico y Terciario han aportado importantes datos en lo referente a aspectos estratigráficos, sedimentológicos y petrográficos.

Entre los trabajos de carácter general acerca del Sistema Central, cabe remontarse al de LOTZE (1945), que incluye su mayor parte dentro de la zona galaico-castellana, exceptuando al sector más oriental, de bajo grado metamórfico que asigna a la zona asturoccidental-leonesa. Una zonación del Macizo Ibérico más reciente, llevada a cabo por JULIVERT et al. (1974) atribuye la totalidad del Sistema Central a la zona centroibérica, debido a la presencia de Ordovícico discordante sobre diversos sustratos.

Anteriormente a este trabajo, BARD et al. (1970) señalan los principales aspectos estratigráficos, tectónicos, metamórficos y plutónicos de las sierras de Gredos y Guadarrama, pero es en el trabajo de BELLIDO et al (1981), realizado con motivo de la VII Reunión del Oeste Peninsular, en el que se presenta la primera revisión del conocimiento geológico global acerca del Sistema Central español, actualizada por DE VICENTE y GONZALEZ CASADO (1991). Desde un punto de vista interpretativo, resulta de gran interés la síntesis de PORTERO y AZNAR (1984) en la que se propone un modelo de evolución morfotectónica y sedimentaria que afecta al Sistema Central central Español.

El primer trabajo general sobre los granitoides del Sistema Central es el de APARICIO et al. (1975), pudiendo señalarse también con carácter general el de BARRERA et al. (1981) que incide en aspectos geoquímicos. Posteriormente, APARICIO et al. (1983), caracterizan los granitoides del sector centro-oriental y VILLASECA (1985) realiza una breve revisión de los cuerpos graníticos de la Sierra de Guadarrama, proponiendo una interpretación petrogenética de los mismos. Mucho más relacionado con el ámbito de la Hoja es el estudio de caracterización petrológica de los afloramientos tonalíticos granodioríticos de Ventosilla (FUSTER y RUBIO, 1980).

De entre la abundantísima bibliografía relativa a los gneises glandulares es preciso señalar el tratamiento que de ellos efectúa NAVIDAD (1978) en su tesis doctoral, referida a los sectores central y noroccidental del Macizo Ibérico, así como igualmente los de NAVIDAD (1979) y PEINADO (1985) encuadrados también en el Sistema Central.

Son escasos, y en algunos casos dudosos, los datos existentes sobre la cronología de las rocas ígneas, pero de cualquier manera merece la pena señalar las dataciones aportadas por MENDES et al. (1972), BRANDEBOURGER (1984), BISCHOFF et al. (1986), IBARROLA et al. (1987) y VIALETTE et al. (1986 y 1987).

En cuanto al estudio del metamorfismo, son ya clásicos los trabajos de GARCIA CACHO (1973) y FUSTER et al. (1974) sobre el metamorfismo del Sistema Central, así como el de LOPEZ RUIZ et al. (1975), restringido a la Sierra de Guadarrama. La migmatización de las series metamórficas al norte de ésta es tratada por FUSTER y VILLASECA (1975).

Existe una gran profusión de trabajos de carácter tectónico, tanto a nivel local como regional, adquiriendo un gran valor dentro de la sierra de Guadarrama las tesis doctorales de FERNANDEZ CASALS (1976) y GONZALEZ LODEIRO (1980). La tectónica hercínica de cabalgamientos es abordada por CAPOTE et al. (1981), en tanto que ALVAREZ (1982) centra su estudio estructural en la región de Santa María la Real de Nieva. Por otra parte, CAPOTE et al. (1982) señalan los grandes complejos estructurales del Sistema Central y proponen un modelo de evolución tectonometamórfica. La extensión tardihercínica es abordada, entre otro, por DOBLAS (1987) y CASQUET et al. (1988), relacionándose en este último con las intrusiones graníticas. Entre las interpretacio-

nes más recientes de la estructuración alpina del Sistema Central es preciso hacer referencia a los modelos de WARBURTON y ALVAREZ (1989), VEGAS et al. (1990) y MACAYA et al. (1991).

Con motivo de la elaboración del "Libro Jubilar" homenaje a J.M. RIOS, CAPOTE (1983), señala la estructura de la extensión SE de la zona centroibérica en el Sistema Central realizando además una interesante síntesis acerca de las series preordovícicas. Este mismo autor establece posteriormente (1985) la historia deformativa, tanto hercínica como prehercínica, del Sistema Central. Recientemente, MACAYA et al. (1991) efectúan una revisión de la deformación hercínica en la sierra de Guadarrama y DE VICENTE y GONZALEZ CASADO (1991), llevan a cabo una síntesis de los conocimientos existentes sobre el Sistema Central.

La estratigrafía de las series preordovícicas ha sido tratada por CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975) y CAPOTE et al. (1977), entre otros, en tanto que FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO (1985) señalan los principales aspectos del conjunto hercínico. Una clara síntesis estratigráfica y evolutiva es la llevada a cabo por AZOR et al. (1992) en la que se hacen interesantes referencias a los afloramientos del Macizo de Santa María la Real.

Con respecto al Mesozoico y en particular los materiales cretácicos existe una estratigrafía mucho mejor conocida, destacando la tesis doctoral de ALONSO (1981) sobre el Cretácico del borde norte del Sistema Central en la que se describen diversas unidades litoestratigráficas, definidas formalmente por FLOQUET et al. (1982) con motivo de la realización del libro "El Cretácico de España". Contemporáneamente ALONSO y FLOQUET (1982) estudian la sedimentación del Turoniense en el macizo Ibérico al este de la Cuenca del Duero y, casi simultáneamente, ALONSO y MAS (1982) comparan y correlacionan las unidades cretácicas a ambos lados del Sistema Central.

Las referencias bibliográficas sobre los materiales terciarios de la Cuenca del Duero son muy numerosas, pese a lo cual son pocas las que afectan de forma directa a la Hoja de Sepúlveda. Entre éstas cabe señalar el mapa geológico a escala 1:250.000 realizado por AEROSERVICE (1967) de la totalidad de la cuenca. Dentro de los estudios de carácter general, SANCHEZ DE LA TORRE (1978) propone un modelo de abanicos y sistemas fluviales para el relleno de la depresión, que comenzó a funcionar en el Mioceno inferior, evolucionando a ambientes lacustres en el centro de la cuenca durante el Mioceno superior, en tanto que PORTERO et al. (1979) llevan a cabo una síntesis del Terciario continental de la cuenca. Más concreto es el estudio litoestratigráfico de GARCIA DEL CURA (1975), centrado en el sector oriental. A nivel peninsular resulta de gran interés para el conocimiento de las cuencas terciarias el trabajo de AGUIRRE et al. (1976), en el que se señalan las principales fases tectónicas del Neógeno. La bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de los valles de Fuentidueña es establecida por ALBERDI et al. (1981) y años más tarde, LOPEZ MARTINEZ et al. (1985) proponen un modelo bioestratigráfico del Mioceno medio y superior del sector central de la cuenca. En la de evolución morfotectónica y sedimentaria destacan los trabajos de síntesis de PORTERO y AZNAR (1984) para ambos márgenes del Sistema Central.

Desde un punto de vista estratigráfico y sedimentológico es preciso destacar el trabajo de ARMENTEROS (1986), que ha servido como punto de partida para numerosos estudios posteriores.

Por lo que respecta a los estudios geomorfológicos, resulta de gran interés regional FERNANDEZ (1988) efectuado entre el Sistema Central y el macizo de Santa María la Real de Nieva y el de CASCOS (1991)

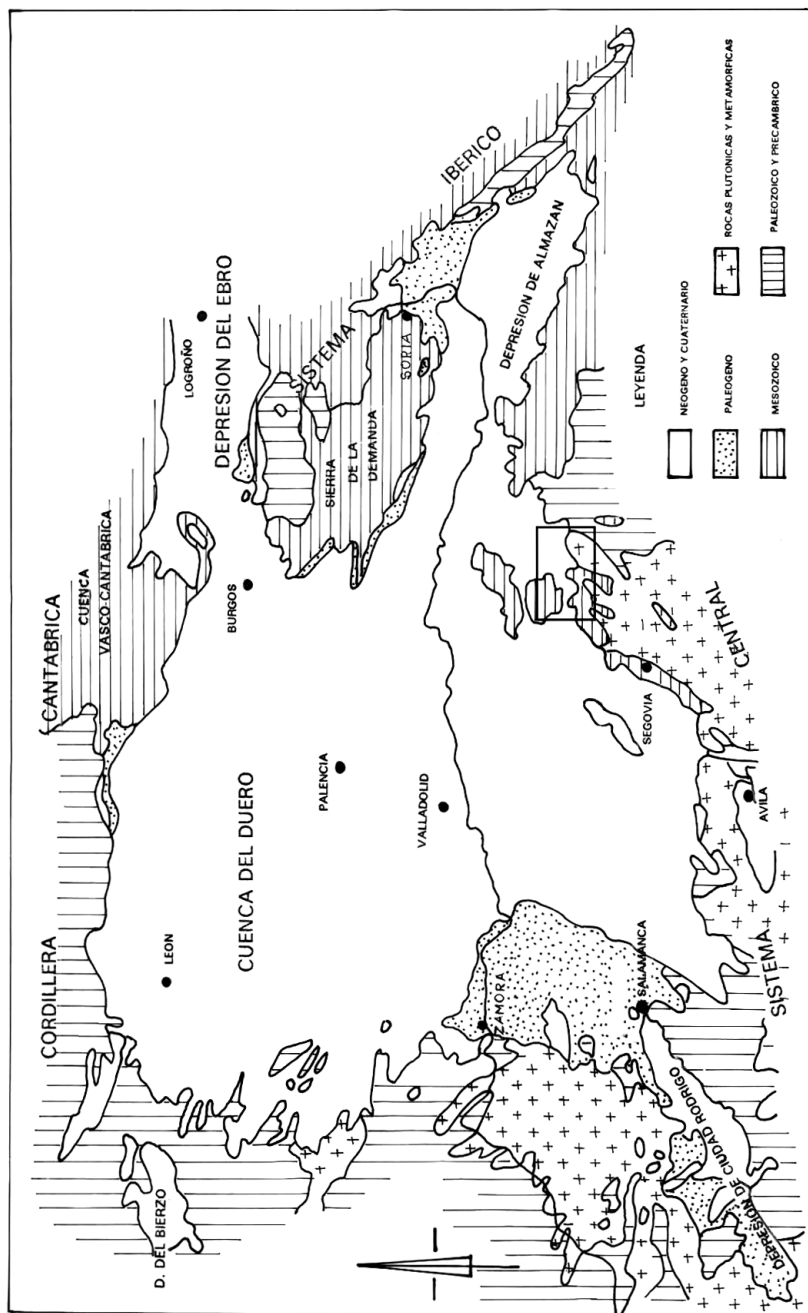


Figura 0.1. Esquema de situación de la hoja en el contexto geológico de la cuenca del Duero.

Finalmente, han sido de gran utilidad las Hojas geológicas a escala 1:50.00 correspondientes al Plan MAGNA realizadas por el ITGE entre 1990 y 1993 en zonas próximas, especialmente las de Peñafiel (374), Nava de la Asunción (456) y Turégano (457) que han aportado una gran cantidad de datos de índole estratigráfica, tectónica, petrológica y geomorfológica.

0.3. MARCO GEOLÓGICO

La Hoja de Sepúlveda forma parte del borde meridional de la Cuenca del Duero en su límite con el Sistema Central (Fig. 0.1). Geológicamente y mas en detalle se sitúa entre las estribaciones meridionales del macizo de Honrubia-Pradales, constituido por materiales paleozoicos y mesozoicos y el borde norte del Sistema Central que en este sector es conocido en la literatura geológica como Dominio del Guadarrama (CAPOTE et al 1981)

Entre ambas unidades se desarrolla una depresión terciaria que conecta por un lado y hacia el oeste con la Depresión o Corredor de Cantalejo y por otro hacia el este con las series neógenas del sector de Riaza-Ayllón del borde sur de la Cuenca del Duero.

La estructura de la zona se caracteriza por un estilo de revestimiento constituido por un zócalo precámbrico-paleozoico compartimentado en bloques orientados según una dirección NE-SO y con el mesozoico adaptado a ellos a modo de tegumento (CADAVID et al 1971). Tanto el zócalo como la cobertera mesozoica aflora coincidiendo con los bloques levantados (Sistema Central y Macizo de Honrubia) quedando los bloques hundidos soterrados bajo los sedimentos terciarios (Corredores de Cantalejo y Depresión de Duruelo-Perorrubio) a su vez estos modelados por la erosión y el relleno cuaternario.

Todo ello y a escala regional da lugar a una geometría y/o configuración tipo *up-lift* con una fuerte elevación del basamento en la zona axial (Sistema Central) con plegamiento y pinzamiento de la cobertera en los bordes de las cuencas del Duero y Tajo y cuya interpretación más reciente corresponde a los trabajos de WARBURTON y ALVAREZ (1989) y DE VICENTE y GONZALEZ CASADO (1991)

La Cuenca del Duero en términos generales es una amplia depresión rellena de materiales terciarios y cuaternarios con un sustrato que aumenta su profundidad hacia los bordes norte y este de la misma.

Se encuentra rodeada por sistemas montañosos de entidad geográfica y geológica muy diferente tales como la Cordillera Cantábrica e Ibérica (rocas sedimentarias y metamórficas) al norte y este, y el Sistema Central (rocas plutónicas y metamórficas) al sur.

El relleno sedimentario de esta depresión ha estado controlado a lo largo del tiempo por el diferente comportamiento de los bordes y por la composición litológica de los mismos.

El Paleógeno aflora preferentemente y de forma discontinua adosado a los bordes de la depresión junto a los materiales mesozoicos aunque a veces se encuentra soterrado bajo depósitos más modernos. El Neógeno constituye la mayor parte del relleno de la cuenca, apoyándose en los bordes de la misma tanto sobre los materiales mesozoicos, como sobre los paleógenos.

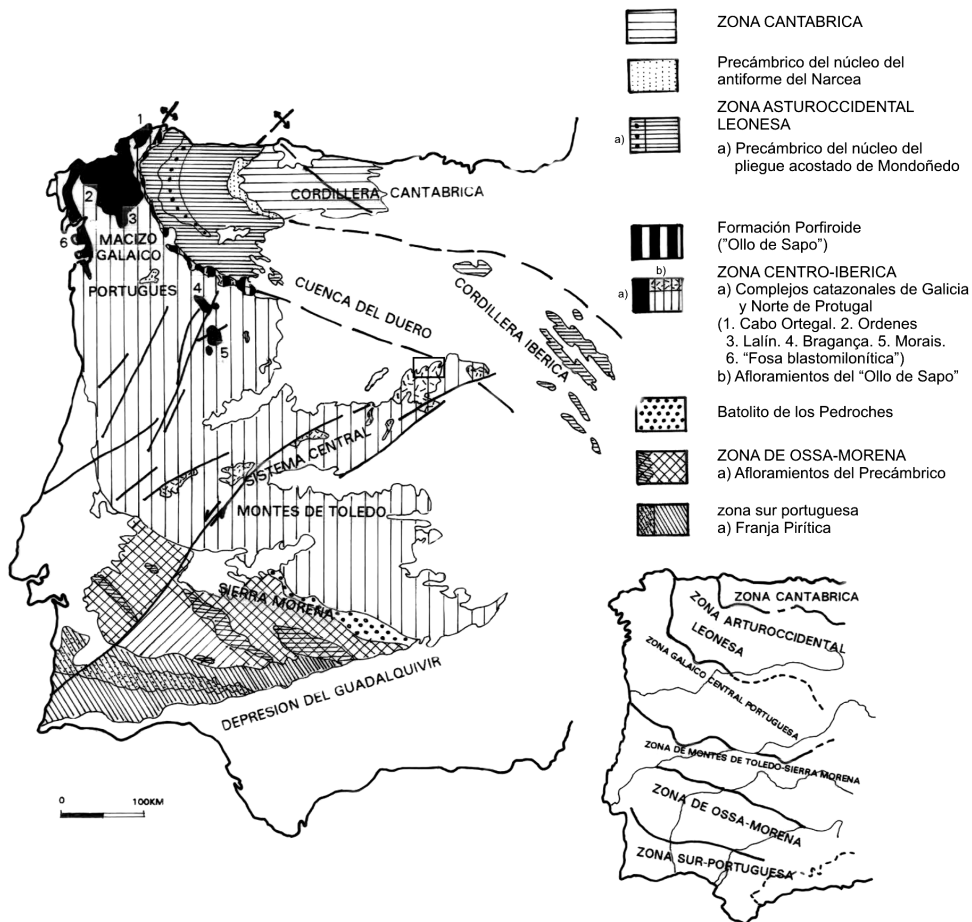


Figura 0.2. División en zonas del Macizo Ibérico, según JULIVERT et al., (1972) y división original de LOTZE (1945b) (parte inferior derecha).

El Sistema Central Español es una cadena montañosa que forma parte del Macizo Hespérico que se eleva por encima de los 2000 m de altitud según una dirección NE-SO individualizando la submeseta meridional de la septentrional. Está constituido por rocas ígneas y metasedimentos de edad precámbrica y paleozoica, afectados por distintos grados de metamorfismos y fases de deformaciones hercínicas, intruidas por numerosos cuerpos graníticos tardíos. En los sectores más orientales predominan las rocas metamórficas mientras que los occidentales se caracterizan por extensos afloramientos de rocas graníticas.

Según la división en zonas (Fig. 0.2) de JULIVERT (1972), el sector estudiado estaría incluido dentro de la zona centroibérica abarcando parte del dominio o Formación porfiroide "Olla de Sapo".

Para CAPOTE et al (1981) el Sistema Central estaría constituido por tres grandes complejos estructurales separados por cabalgamientos y que de Oeste a Este serían: Complejo de Gredos, Complejo de Guadarrama y Complejo de Somosierra-Ayllón, quedando incluidos en el segundo grupo los afloramientos de la Hoja.

Todo el conjunto de rocas plutónicas, metamórficas y sedimentarias hercínicas, constituye el sustrato de los depósitos mesozoicos, que se disponen a modo de orla en la mitad oriental de la cordillera. En cualquier caso, la morfoestructura actual es el resultado de los movimientos alpinos, que dieron lugar a una intensa fracturación del basamento y a la creación de numerosos pliegues y fracturas de la cobertera mesozoico-paleógena.

La región en cuestión ha sufrido una larga y compleja historia que se inicia al menos en las proximidades del límite Precámbrico-Cámbrico, con la instalación de un ambiente de plataforma cuyos depósitos son posteriormente intruidos por cuerpos de naturaleza granítica y deformados conjuntamente con estos durante el Ordovícico, como consecuencia de los movimientos sárdicos. La orogenia hercínica es la responsable del metamorfismo que afecta a los materiales anteriores y también de la estructuración mediante varias fases de deformación.

Durante el Mesozoico la región sufre diversos periodos erosivos y transgresivos alcanzando estos últimos su máximo en el Cretácico donde se registra un importante acumulo de sedimentos marinos carbonatados.

A finales de estos tiempos se produce la retirada definitiva de las aguas y se inicia una sedimentación continental y se inician distintas etapas erosivas como consecuencia de las primeras etapas de deformación alpina. De esta forma y ya en el Paleógeno comienza la configuración de la Depresión del Duero, muy distante de su geometría actual, así como la del Sistema Central.

La construcción y el relleno de la cuenca se inicia con la instalación de aparatos sedimentarios del tipo "sistemas de abanico aluviales", más o menos desarrollados, con sus ápices localizados en los bordes de los relieves, dando lugar a su vez a distintos ambientes sedimentarios que vienen caracterizados por sus facies. El relleno de la depresión no fue continuo a lo largo de todo el Terciario, sino que se observan diferentes discontinuidades, marcadas por una serie de interrupciones o rupturas de carácter estratigráfico, originadas como consecuencia de la actividad de sus márgenes o bordes generalmente, debido a procesos diastróficos y cambios climáticos, como principales factores alocíclicos. SANCHEZ DE LA TORRE (1978) propuso para la Cuenca del Duero y durante el Neógeno un modelo de relleno y evolución de abanicos y sistemas fluviales y ambientes lacustres que comenzarían en el Mioceno inferior y continuarían con ambientes lacustres hasta finales del Mioceno.

A finales del Neógeno y ya durante el Cuaternario tiene lugar el inicio, desarrollo y encajamiento de la red fluvial, contribuyendo estos procesos al relleno y modelado de la cuenca y en especial del área estudiada. En el sector más oriental, cerca de Riaza se localizan extensos canturrales tipo "raña" y terrazas que se encajan en los sedimentos neógenos y son precursores de la red fluvial actual. Este hecho se pone de manifiesto por el numeroso y representativo sistema de terrazas fluviales que aparecen asociadas a dicha red y que contribuyen en parte a la configuración morfológica de la región.

1. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja de Sepúlveda (431) presenta una gran variedad litológica con materiales de edades comprendidas entre un posible Precámbrico y el Cuaternario. No obstante se localizan importantes lagunas estratigráficas que abarcan una buena parte de tiempo del Paleozoico y Mesozoico e incluso del Terciario.

A grandes rasgos y dentro de la Hoja se pueden diferenciar tres grandes conjuntos:

- Materiales afectados por deformación y metamorfismo hercínico que constituyen el zócalo y que están representados por ortogneises glandulares y leucocráticos, así como por metasedimentos afectados por intrusiones graníticas tardías. Estos afloramientos se localizan tanto en el borde meridional. Como en el cuadrante suroriental y forman parte del denominado Dominio de Guadarrama (CAPOTE et al. 1981) del Sistema Central.
- Materiales detrítico-carbonatados del Cretácico superior afectados por la orogenia alpina y que constituyen parte de la cobertera (tegumento). Sus afloramientos se localizan preferentemente en dos áreas una al norte, en los alrededores de Sepúlveda y otra al sur, al pie de Somosierra, ambos según una dirección NE-SO.
- Materiales detríticos del Cenozoico que constituyen el relleno de las cubetas y forman parte de la Cuenca del Duero. Los depósitos cuaternarios aparecen muy bien representados en la mitad oriental de la Hoja y relacionados en su mayoría con la red fluvial actual, correspondiendo estos a rías y terrazas que se disponen casi de forma paralela a los cursos fluviales actuales. Por último y en el borde occidental es de destacar la presencia de depósitos actuales relacionados con una actividad eólica, y que se encuentran ampliamente extendidos más al oeste por la vecina Hoja de Cantalejo (430).

1.1. PRECÁMBRICO-PALEOZOICO

Dentro de este apartado se incluyen un conjunto o grupo de rocas que constituyen en sentido amplio, el zócalo de la región y que corresponden a un conjunto sedimentario e ígneo, que han sufrido procesos de metamorfismo durante la orogenia hercínica, así como se han visto afectados por intrusiones graníticas en las etapas tardías de ésta. Los afloramientos quedan restringidos al límite meridional y cuadrante suroriental de la Hoja, así como a una pequeña mancha aflorante en el núcleo de la estructura de Sepúlveda.

Las rocas metamórficas constituyen la mayor parte de los afloramientos y están representados por un conjunto litológico variado de gneises y metasedimentos asignados estos últimos a las tradicionales series preordovícicas de este dominio del Sistema Central.

Las rocas plutónicas se localizan exclusivamente en un pequeño afloramiento circular de no más de 2 km² en la localidad de Ventosilla, también al sur de la Hoja e instruyendo a leucogneises. Corresponden a manifestaciones magmáticas tardías relacionadas con la orogenia hercínica, presentando una composición del tipo tonalítico siendo tratadas en el apartado correspondiente.

1.1.1. Rocas metamórficas

Coinciden con las tradicionales series preordovícicas del Sistema Central, dispuestas bajo la discordancia sárdica en los dominios Oriental y Occidental. A grandes rasgos, este conjunto preordovícico corresponden a gneises glandulares (ortogneises) sobre el que aparece una serie meta-sedimentaria en la que se intercalan ocasionalmente niveles de gneises. Su interpretación ha dado lugar a una gran cantidad de trabajos, tanto de carácter local como regional, a pesar de lo cual persisten algunos problemas relacionados fundamentalmente con la edad y el origen pre-metamórfico de los gneises glandulares, así como la edad de las fases de recrystalización metamórfica y de deformación tectónica, desarrolladas durante la orogenia hercínica.

El origen paraderivado del conjunto integrado por esquistos micáceos, gneises bandeados y cuarcitas, con intercalaciones de rocas carbonatadas y de silicatos cálcicos, ha sido unánimemente aceptado; sin embargo, el origen de los gneises glandulares (augengneises, gneises porfíroides y gneises ocelares de la literatura regional) ha sido tema de controversia en el pasado. Así, a comienzos de los años setenta, un grupo reducido de autores (GARCIA CACHO, 1973; PEINADO, 1973; LOPEZ RUIZ et al., 1975; APARICIO et al., 1985) propusieron que en la serie original preordovícica no existían en ningún caso rocas ígneas, en tanto que un grupo más numeroso señalaba que el protolito correspondería a granitos porfídicos o a series vulcano-sedimentarias ácidas (WAARD, 1959; PARGA PONDAL et al., 1964; SCHAFFER, 1969; CAPOTE, 1972 y 1973; SOERS, 1972; BISCHOFF et al., 1973; FERNANDEZ CASALS, 1974 y 1975; NAVIDAD, 1975).

En una síntesis basada en los trabajos anteriores, CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975) proponen que la serie preordovícica del Sistema Central debe ser atribuida al Precámbrico, señalando que su unidad inferior, un ortogneis ocelar con xenolitos, derivaría de un granito porfídico y constituiría el zócalo regional, aunque no descartan que pudiese corresponder a una intrusión sobre los metasedimentos suprayacentes (WARD, 1959; BISCHOFF et al., 1973). Sobre la unidad anterior descansaría una serie integrada por tres conjuntos litológicos, de los cuales el inferior y el superior serían metasedimentos, en tanto que el intermedio, que incluiría el “gneis de Hiendelaencina”, derivaría de lavas ácidas y sedimentos relacionados con ellas.

En esta línea de pensamiento, CAPOTE et al (1977) señalan que la mayoría de los materiales preordovícicos pueden atribuirse al Proterozoico, pudiendo distinguirse en ellos tres complejos. El superior es una serie metasedimentaria con niveles de mármoles y anfíbolitas, que se apoya sobre un complejo vulcano-sedimentario, probablemente equivalente al tradicional “Ollo de Sapo”, en tanto que el intermedio es una nueva serie metasedimentaria, y el inferior es un complejo gnéisco constituido por una formación marginal vulcano-sedimentaria y, probablemente, macizos volcánicos homogéneos, con algún granito intrusivo.

La variedad composicional de los protolitos de los gneises glandulares fue puesta de manifiesto por NAVIDAD (1978), que señala la presencia de rocas derivadas tanto de arcosas y grauvasas como de rocas volcánicas ácidas. Posteriormente, NAVIDAD (1979) señala la existencia de dos grandes conjuntos bajo la discordancia sárdica. El inferior o “Unidad Glandular” está integrado por facies heterogéneas y homogéneas, que corresponderían a intrusiones graníticas subvolcánicas. El superior o “Unidad metasedimentaria”, esta integrado por esquistos, micacitas, cuarcitas y gneises bandeados con intercalaciones de calizas y anfíbolitas, es atribuido al Precámbrico superior-Cámbrico inferior. En el Dominio Oriental, GONZALEZ LODEIRO (1979 y 1981) atribuye la serie preordovícica al Precámbrico-Cámbrico, señalando la existencia de materiales metasedimentarios y ortoderivados.

En BELLIDO et al (1981) se señala nuevamente el carácter intrusivo y metagranítico de los ortogneises glandulares, sobre los que, en el Dominio Central, se disponen dos grandes series litoestratigráficas, denominadas "Serie Inferior" o bien "Serie Fémica Heterogénea" y "Serie Superior", de naturaleza metasedimentaria fundamentalmente, si bien existen intercalaciones de gneises glandulares interpretados como metavulcanitas.

El carácter intrusivo y ortoderivado, tanto de rocas volcánicas ácidas como graníticas, de una buena parte del conjunto de ortogneises glandulares, ha sido confirmado por FUSTER et al. (1981), TORNOS y CASQUET (1982) y PEINADO y ALVARO (1981), señalando estos últimos la posibilidad de que el proceso magmático precursor correspondiese a un acontecimiento de edad caledónica.

La revisión realizada por CAPOTE (1983) señala que los niveles de gneises glandulares de carácter estratoide asociados a esquistos y cuarcitas, derivan de un conjunto vulcano-sedimentario ácido, siendo equiparables al tradicional "Ollo de Sapo" del NO peninsular. Estas facies incluiría, entre otras unidades, la parte alta del Gneis de La Cañada (CAPOTE, 1973), una parte de los gneises de Santa María de la Alameda (CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975), los gneises porfíroides de la sierra de San Vicente (CASQUET, 1975), los Gneises Fémicos Heterogéneos de El Caloco (NAVIDAD y PEINADO, 1977), los Gneises Morcuera M-2 (FERNÁNDEZ CASALS, 1974), los Gneises de Berzosa-Riaza-Nazaret (GARCÍA CACHO, 1973; BISCHOFF et al, 1973; FERNÁNDEZ CASALS, 1976) y los Gneises de El Cardoso (SCHAFER, 1969; GARCÍA CACHO, 1973). Por otra parte, los gneises glandulares de aspecto masivo y homogéneo serían derivados de granitos porfídicos, siendo equiparables del Gneis Morcuera M-1 (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970), sugiriendo nuevamente la posibilidad de que constituyan el zócalo sobre el que se asienta la serie metasedimentaria o de que se trate de cuerpos intrusivos en ésta, con lo cual serían posteriores a ella.

Las dataciones radiométricas del conjunto de ortogneises glandulares han dado lugar a discrepancias importantes entre los 470-500 m.a. señalados por el método Rb-Sr (VIALETTE et al., 1986 y 1987) y los 540-560 m.a calculados por el método U-Pb (BISCHOFF et al., 1977).

En el estado actual de los conocimientos parece razonable considerar la existencia de dos grandes conjuntos preordovícicos en el Sistema Central (ITGE, 1991; AZOR et al., 1992). Los niveles superiores corresponden a un conjunto metasedimentario con intercalaciones de gneises glandulares derivados de cuerpos vulcano-sedimentarios de naturaleza ácida (Fig. 1.1); una posible discordancia divide este conjunto en dos tramos, de los que el superior tan solo aparece localmente (Macizo de Santa María la Real de Nieva). Se atribuye al Precámbrico superior, si bien este tramo podría corresponder al Cámbrico. Los niveles inferiores están constituidos por orto-gneises glandulares homogéneos derivados de cuerpos graníticos y granodioríticos, admitiéndose en la mayoría de los casos su carácter intrusivo sobre el conjunto metasedimentario; las edades propuestas para tales intrusiones estarían relacionadas con los movimientos cadomienses y sárdicos. No obstante, no debe descartarse la posibilidad de que una parte de los ortogneises glandulares constituyan en realidad el zócalo regional sobre el que se depositó la serie sedimentaria.

A continuación se pasa a la descripción de las unidades diferenciadas en la cartografía.

1.1.1.1. Ortogneises glandulares (3)

Sin duda alguna como se ha expuesto se trata de una de las unidades más características y controvertidas del Sistema Central con buena representación dentro de la Hoja.

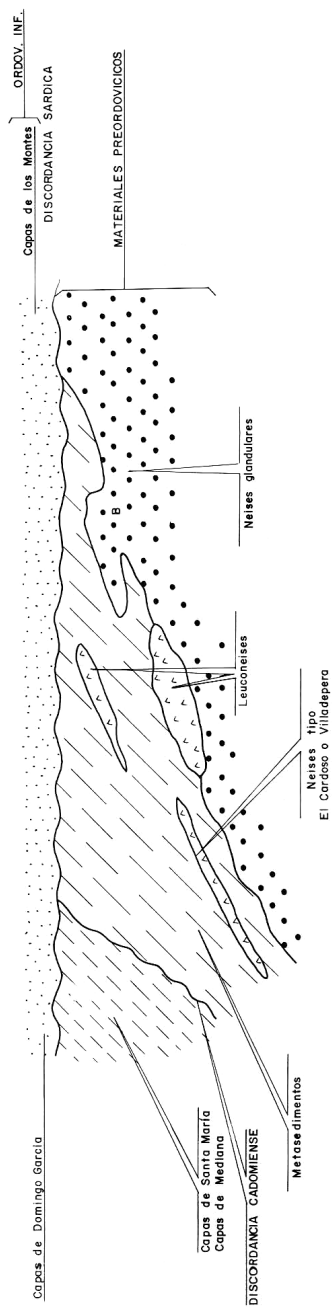


Figura 1.1. Relación entre las unidades preordovicicas del complejo de Guadarrama (De AZOR et al., 1992, modificado).

Los afloramientos corresponden casi en su totalidad al bloque del zócalo cabalgante sobre el Cretácico-Terciario en el cuadrante sur-oriental de la Hoja. Constituyen la base de los relieves del Sistema Central en la zona, concretamente los de Somosierra. De forma excepcional se localiza un pequeño afloramiento de estos materiales al norte, en las proximidades de Sepúlveda, junto a un viejo Molino al comienzo de las Hoces del río Duratón. En la vecina Hoja de Pradena (458) al sur, estos materiales afloran ampliamente y sus características se pueden hacer extensivas.

Sobre esta unidad se apoyan en ocasiones las series terrígenas del Cretácico e incluso los depósitos neógenos más recientes. Son numerosos los puntos donde se pueden llevar a cabo observaciones puntuales destacando los afloramientos de la carretera a Segovia entre Sigüero y la Nacional I en los de los taludes de la autovía, así como los alrededores de la estación de ferrocarril de Santo Tomé.

La característica más sobresaliente y que permite su fácil reconocimiento e identificación es la presencia de glándulas o megacrístales de feldespato potásico de tamaño muy variable que pueden llegar a alcanzar excepcionalmente 10 cm. de tamaño. La presencia abundante, aunque en proporciones variables de biotita es otra de las peculiaridades notables de esta tipología, lo que ha motivado por otra parte, distintas denominaciones para estos tipos de roca en la literatura geológica tales como "ortogneises" o "gneises glandulares" e incluso "gneises mesocratos-melanocratos", nomenclatura utilizada en las Hojas vecinas.

En general las características de estos materiales ortoderivados radica en la composición cuarzo-feldespática de los mismos, textura porfídica idioblástica con grandes fenocristales, de feldespato y presencia de biotita y sillimanita que dan lugar a una marcada foliación. Así mismo, se pueden llegar a observar localmente distintas facies bien de tipo microglandular con fenocristales de menores dimensiones ó megaglandular con distribución heterométrica de las micas y megacrístales de gran tamaño superior a los descritos como ocurre en la proximidad de la cumbre del Pico Tres Provincias. Finalmente y dentro de esta unidad pueden observarse localmente facies bandeadas que cuando no ha sido posible su diferenciación cartográfica han quedado incluidas dentro de esta unidad.

Regionalmente, los ortogneises glandulares se presentan de dos maneras: bien como intercalaciones en la serie metasedimentaria, interpretándose como derivados de depósitos vulcano-sedimentarios ácidos, o como conjuntos homogéneos de sustrato desconocido, derivados de intrusiones graníticas y granodioríticas. A este segundo grupo corresponde la presente unidad que es equiparable con los Gneises de La Morcuera M-1 (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970), Gneises de Abantos (PEINADO, 1973) y Gneises Homogéneos de la Unidad Glandular (NAVIDAD, 1979), entre otros.

Aunque en la actualidad no existe unanimidad en la interpretación del conjunto de ortogneises glandulares masivos del Sistema Central, cada vez son más numerosas como ya se ha expuesto las evidencias de su carácter intrusivo con respecto a la serie metasedimentaria (ITGE, 1990-91); entre dichas evidencias se encuentran sus contactos netos, su disposición bajo diferentes niveles metasedimentarios, la presencia de enclaves correspondientes a las unidades preordovícicas y los datos proporcionados por algunas dataciones radiométricas. Entre éstas, las realizadas por el método Rb-Sr (VIALETTE et al., 1986-1987) han señalado edades comprendidas entre 470 y 500 m.a., lo que sugiere que su intrusión tuvo lugar durante el Ordovícico inferior, coincidiendo con la orogenia sárdica.

Sin embargo, algunos autores han señalado la existencia de un evento magmático anterior (ITGE, 1990-1991) en base a las edades de 540-620 m.a. proporcionados por el método U-Pb en diversos puntos del Macizo Central Francés, Galicia, norte de Portugal y Sistema Central y que estaría relacionado con la orogenia cadomiense. De ser correcta esta interpretación, sería incuestionable la edad precámbrica de todos los niveles metasedimentarios intruidos por los ortogneises. No obstante, no debería descartarse la idea de que al menos una parte de los ortogneises constituyan el zócalo regional sobre el que se depositó la serie sedimentaria preordovícica, tal como han sugerido diversos autores (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975; ANGUITA, 1988).

1.1.1.2. Leucogneises a veces con glándulas (4)

Se trata de rocas de colores, claros, leucocráticas y cuarzofeldespáticas, localizadas en la mitad meridional de la cuadrícula, prolongándose sus afloramientos hacia el sur y oeste por otros sectores del Sistema Central.

Se localizan tres afloramientos, todos ellos según una dirección alargada NO-SE. El más occidental es de reducidas dimensiones, se sitúa en la localidad de Tejadilla, cerca de La Matilla y constituye el núcleo de una importante estructura anticlinal. El segundo afloramiento se sitúa al S.O. de Ventosilla y el tercero de mayor extensión aparece en la falda noroccidental del pico Tres Provincias en el ángulo suroriental de la Hoja.

Sobre esta unidad en el sector suroccidental se apoyan discordantes las series detríticas del Cretácico superior, constituyendo en esa zona estos materiales el zócalo de las series mesozoicas. Las mejores condiciones de observación se pueden llevar a cabo en la carretera a Pradena desde Castroserna desde el contacto por falla de estos materiales con el mesozoico hasta el límite de la cuadrícula. Los afloramientos al pie de Somosierra en conjunto no presentan buenos puntos de observación, encontrándose con frecuencia enmascarados bajo depósitos cuaternarios.

Uno de los rasgos más característicos de esta unidad son las tonalidades claras y el bajo contenido en biotita que hace que sean fácilmente identificables. Por lo general dentro de la zona estudiada estos materiales presentan una cierta uniformidad en cuanto a facies, no obstante hay puntos donde se observan desde fenocristales de feldespato glandulares hasta facies aplíticas. En ocasiones aparecen nebulitizados o "granitizados" desapareciendo por completo el protolito, no observándose la textura original.

En los alrededores de Ventosilla, estos materiales se encuentran intruidos por rocas ígneas (tonalitas) más modernas de marcado carácter posthercínico. La disposición y relación de estos leucogneises con las series de neises glandulares y metasedimentos aunque dudosa, corresponde a cuerpos intrusivos como de hecho parece observarse, fuera de la Hoja, en el macizo de La Acebeda instruyendo estos sobre los gneises glandulares y los metasedimentos (ITGE 1991).

1.1.1.3. Gneises bandeados biotíticos (5)

Dentro de este apartado se describe un conjunto petrológico considerado como paraderivado, localizado en el ángulo suroriental que cuyos afloramientos se prolongan por la Hoja de Riaza.

Las mejores observaciones se pueden llevar a cabo en la pista forestal que transcurre por la falda septentrional del pico Tres Provincias, en el sector más oriental ya en el límite de la Hoja.

En ese paraje puede observarse un conjunto rocoso, homogéneo, de aspecto masivo formado en detalle por un bandeo alternante de minerales cuarzo-feldespáticos y biotíticos, de espesor centimétrico y que en ocasiones pueden presentar fenocristales de feldespatos bien potásico o de tipo plagioclasa.

Las relaciones de esta unidad con el resto de los conjuntos litológicos diferenciados resultan difícil de precisar si bien parece intruir en los metasedimentos y a su vez estos son intruidos por los leucones como se observa en la Hoja de Pradena (458) (ITGE 1991).

1.1.1.4. Paragneises, gneises, metareniscas y esquistos (6)

Dentro de este apartado se incluye un conjunto litológico heterogéneo constituido por metasedimentos cuyos afloramientos quedan restringidos al borde oriental de la Hoja en el límite con la de Riaza, en forma de una estrecha banda de casi 2 km de anchura.

Los afloramientos por lo general son discontinuos, si bien los mejores puntos de observación de estos materiales se localizan en la pista forestal que transcurre horizontalmente desde las inmediaciones de Somosierra hacia Riaza, por debajo del cordal del Pico tres Provincias. Puntualmente existen buenos afloramientos en el camino de ascensión (Loma de la Cebollera) a dicho pico así como en la pista junto al Arroyo de la Garganta muy cerca, así como también en las trincheras del ferrocarril.

Litológicamente, la unidad es muy heterogénea y está constituida por metareniscas, a veces cuarcitas esquistos y parafibrolitas alternando con gneises y paragneises todos ellos de colores oscuros, y en proporciones variables más abundantes estos últimos, en las zonas más bajas topográficamente ó en el límite con otro tipo de gneises considerados paraderivados (gneises bandeados unidad 5). No obstante interesa destacar que no existen diferencias litológicas importantes y netas dentro de estos materiales como para poder establecer diferenciaciones cartográficas, motivo por el cual todo este conjunto rocoso ha sido incluido en una sola unidad.

Las metareniscas son una de las litologías más características y dominantes en todo el conjunto. Son de colores grises en fresco y ocre-grisáceas en alteración y aparecen estratificados en bancos decimétricos y deformadas, en pliegues de geometría métrica. Por lo general, la composición mineralógica corresponde a cuarzo, feldespato, biotita y sillimanita. En ocasiones aparece el cuarzo como componente mayoritario (cuarcitas).

Los esquistos son otras rocas bastante frecuentes, siendo de tonalidades marrones con un contenido en biotita alto y otras veces de moscovita lo que les imprime un claro carácter diferenciador, donde la fábrica planar la marcan dichos componentes mineralógicos.

Las rocas calcosilicatadas se intercalan irregularmente entre los niveles detríticos con tonalidades algo más claras y en general con espesor centimétrico o decimétrico. El cuarzo, feldespatos hornblenda y anfíbol son los minerales principales.

Los paragneises y los gneises son finalmente el último paquete litológico encuadrado dentro de esta unidad. Son de colores grises, frecuentemente alterados con una marcada fábrica y se presentan en niveles de espesor métrico a decimétrico alternando con los metasedimentos descritos o con gneises. Una de las características distintivas es el bandeado que presentan la alternancia mineralógica cuarzo-feldespato y las micas, tanto del tipo biotita como moscovita.

El hecho de que en las zonas próximas a los ortogneises los paragneises presenten un cierto aspecto migmatítico (ITGE 1991), motiva que el trazado del contacto entre ambas unidades resulte difícil de establecerse, por lo que dentro de esta unidad cartográfica, pueden llegar a aparecer materiales de afinidad a los anteriormente descritos (Unidad 3).

En cuanto a la edad como ya se ha expuesto en otros apartados resulta difícil de establecer. Según MACAYA et. al. (1991) estos materiales serían equivalentes a la Formación Montejo del Dominio de Guadarrama Oriental. Por otro lado y también por correlación con otros sectores y en ausencia de datos que permitan una mayor precisión, hacen que sean asignados al Precámbrico-Cámbrico inferior, edad que concuerda con la disposición de la unidad bajo la discordancia sárdica en las Hojas de Navas de Oro (429) y Nava de la Asunción (456).

A este respecto, se ha sugerido la existencia de una discordancia en el seno de la serie metasedimentaria del Complejo de Guadarrama, por encima de la cual se situarían los metasedimentos del Macizo de Santa María, en tanto que por debajo estarían situados los metasedimentos aflorantes en la Sierra de Guadarrama (AZOR et al. 1992). Apoyando esta posición estratigráfica más alta de los materiales del Macizo de Santa María, se encuentra el hecho de que estén afectados por un metamorfismo de grado bajo, en contraste con el grado alto-medio que afecta a los de la sierra. En el caso de que dicha discordancia coincidiese con el límite Precámbrico-Cámbrico, tal como han propuesto algunos autores, la edad de la unidad sería entonces totalmente cámbrica.

1.1.2. Rocas ígneas hercínicas

Los granitoides hercínicos del Sistema Central Español constituyen uno de los rasgos más característicos de esta unidad. Su superficie de afloramiento aumenta de forma ostensible de este a oeste, de modo que no están representados en el Dominio Oriental pero, por contra, en el Dominio Occidental es tal su abundancia, que se encuentran interconectados entre sí, con los afloramientos de rocas metamórficas dispuestos a modo de retazos.

Una síntesis relativa a los granitoides del Macizo Hespérico fue propuesta por CAPDEVILA et al. (1973), estableciéndose dos tipos : el primero, lumínico controlado por el metamorfismo regional, incluye cuerpos generados por anatexia húmeda, localizándose preferentemente en el noroeste y centro; el segundo, calcoalcalino o híbrido, tardiorogénico, estaría generado principalmente por mezcla de fusión seca de la base de la corteza con productos básicos infracrustales, siendo su participación más importante en el tercio inferior, pudiendo existir diferenciación magmática.

Aunque en el Sistema Central existen cuerpos autóctonos y para autóctonos derivados de procesos anatéticos, relacionados con el clímax metamórfico hercínico, la mayor parte de los granitoides corresponden a episodios magmáticos postmetamórficos y postcinemáticos. El magmatis-

mo hercínico del Sistema Central ha sido objeto de una gran cantidad de trabajos de carácter regional y, muy especialmente, local; entre los de carácter general destacan los de APARICIO et al (1975), BELLIDO et al. (1981), VILLASECA (1985) y FUSTER y VILLASECA (1987).

Las relaciones con el conjunto metamórfico son esencialmente discordantes, observándose en éste un grado metamórfico muy variable. Los efectos del metamorfismo de contacto son mucho más evidentes cuando la intrusión afecta a rocas de bajo grado (norte de la provincia de Avila, Macizo de Santa María la Real de Nieva) que cuando afecta a rocas de grado alto o medio (Sierra de Guadarrama). En general, debido a su predominante carácter alóctono, poseen una fábrica isótropa, especialmente en los sectores más orientales, aunque en algunas zonas pueden presentar facies orientadas (El Escorial, La Cañada), que en algunos casos pueden deberse a causas de tipo mecánico.

A pesar de su abundancia, a nivel regional su espectro composicional es muy limitado, predominando de manera ostensible los granitos, adamellititas y granodioritas. Entre los tipos más básicos, aparecen cuarzodioritas, tonalitas y ocasionalmente dioritas, en tanto que los tipos más ácidos corresponden a leucogranitos, que pueden formar diques o cuerpos de formas y tamaños diversos.

Los granitoides del sector oriental muestran la mayor parte de los caracteres de los granitos calcoalcalinos (CAPDEVILLA et al., 1973) o de los granitos de tipo I (CHAPPELL y WHITE, 1974), en tanto que la mayoría de los granitoides situados al oeste del macizo de La Cañada pueden considerarse estrictamente como granitos de dos micas, asimilándose a los granitoides alcalinos o a los granitos de "tipo S" de los autores citados.

Los granitoides calcoalcalinos o biotíticos, predominantes en la Sierra de Guadarrama, son rocas de composición granítica a granodiorítica y tamaño de grano medio a grueso, presentando todas las transiciones desde facies porfídicas con megacrístales de feldespato potásico hasta facies equigranulares. Las rocas más básicas son de grano fino a medio y carecen de porfíridismo, en tanto que los tipos más diferenciados, de carácter aplítico, suelen poseer grano fino, aunque en ocasiones pueden presentar grano muy grueso de carácter casi pegmatóide. En relación con los procesos de fracturación tardía, se encuentran rocas episieníticas de tonos rosados, así como manifestaciones filonianas entre las que se observan pórfidos, lamprófidios, aplitas, microdioritas, pegmatitas y diques de cuarzo.

Las tendencias de evolución geoquímica son relativamente simples y típicas de series plutónicas calcoalcalinas de carácter normal, con espectros de variación reducidos debido a la escasa representación de rocas básicas. En sectores occidentales, los granitos de dos micas presentan tendencias evolutivas más complejas debido a su mayor contenido en volátiles y a la cristalización de moscovita.

A grandes rasgos, la secuencia de emplazamiento parece señalar una cierta precocidad de las dioritas, intruyendo posteriormente las tonalitas y cuarzodioritas, con muy poco desfase con respecto a las granodioritas y adamellititas, finalizando la secuencia con granitos y leucogranitos. No obstante, esta secuencia general puede mostrar variaciones de orden local. El plutonismo hercínico y tardihercínico de la Sierra de Guadarrama se produjo al menos durante el intervalo comprendido entre 345 ± 26 m.a. (Unidad intrusiva de Villacastin) y 276 ± 8 m.a. (Unidad intrusiva

de La Granja), tal como han señalado las dataciones realizadas por el método Rb-Sr (IBARROLA et al., 1987), aunque evidencias de campo sugieren que debieron existir acontecimientos intrusivos anteriores y posteriores a las edades señaladas.

En la Hoja de Sepúlveda, al sur, concretamente en los alrededores de la localidad de Ventosilla, al pie de Somosierra, se localiza un pequeño afloramiento correspondiente a una masa plutónica de composición tonalítica, cuyas características petrológicas fueron descritas por FUSTER y RUBIO (1980).

También es observable a veces cortejos filonianos de cuarzo por lo general de pequeñas dimensiones que cuando destacan han sido representados en la cartografía.

1.1.2.1. Diques de Cuarzo (1)

No son abundantes, estas manifestaciones hidrotermales al menos a escala cartográfica, por lo que solo ha sido representado un dique de poco espesor, aunque de gran longitud, aflorante al sur de la Hoja y cortando a los leucogneises. Se puede observar en la carretera de Castroserna de Arriba a Prádena y morfológicamente, aun cubierto por la vegetación, destaca en el paisaje en forma de cresta a lo largo de un par de km. aunque su espesor nunca supera los 5 m.

Corresponden estos diques a rellenos de grandes sistemas de fracturas norteadas que afectan a las rocas metamórficas y, que en concreto presentan dirección N 40-45° E paralela ó subparalela al sistema de fallas alpinas cabalgantes sobre la cobertera aunque se interpretan como rocas filonianas posthercínicas tardías.

1.1.2.2. Tonalitas tipo Ventosilla (2)

Este tipo de rocas caracterizan y representan a la manifestación plutónica más nororiental de la Sierra de Guadarrama así como al único afloramiento de granitoides de la Hoja.

Se trata de una pequeña masa plutónica de reducidas y limitadas dimensiones de afloramiento, no superior a los 2 km², cuya composición difiere en parte de la del resto de las rocas ígneas aflorantes en el sector oriental del Guadarrama.

Este reducido macizo de composición tonalítica ó granodiorítico-tonalítica (FUSTER y RUBIO, 1980), presenta un claro carácter intrusivo sobre los leucogneises aflorantes al sur y suroeste. Hacia el norte queda limitado mediante un contacto de tipo falla inversa y/o cabalgamiento, con la cobertera apreciándose hacia el este como los sedimentos detríticos del Cretácico superior se apoyan discordantes sobre este zócalo.

Se trata de rocas de tonalidades grises y/o oscuros de tamaño de grano medio a fino que dan lugar a zonas de relieves suaves y deprimidas a excepción de los alrededores del río San Juan donde el encajamiento de la red motiva relieves y escarpes algo importantes.

Las relaciones con la roca caja pueden observarse bien en el camino al Molino del Angel, no existiendo una aureola importante de emplazamiento sobre los leucogneises, siendo el contacto

brusco pero no neto (FUSTER y RUBIO 1981) lo que implica unas condiciones termotectónicas de emplazamiento muy similares a las que tuvieron los leucogneises.

Los componentes principales son la plagioclasa, el cuarzo y la biotita y en ocasiones la hornblenda, destacando a veces los fenocristales de plagioclasas que imprimen un cierto carácter porfídico a la roca. La composición de las muestras estudiadas se corresponden con las de las tonalitas.

Los enclaves son relativamente abundantes bien de carácter máfico (gabarrós) ó de rocas metamórficas (gneises). No se observan ningún tipo de foliación ó fábrica siendo su emplazamiento tardío con respecto a la fase principal de deformación.

1.2. MESOZOICO-CENOZOICO

1.2.1. Cretácico

Sobre el zócalo hercínico se dispone a modo de tegumento un conjunto detrítico-carbonatado correspondiente al Cretácico superior, cuyos afloramientos se localizan preferentemente en la mitad occidental de la Hoja y en dos sectores:

- Septentrional: que corresponde al Macizo de Sepúlveda, es decir a las estribaciones suroccidentales de la Sierra de Honrubia-Pradales y cuyos afloramientos se localizan en Sepúlveda y alrededores. Presenta excelentes cortes para observaciones tanto de las características litoestratigráficas y sedimentológicas de los materiales como de la estructura de la zona
- Meridional: cuyos afloramientos se sitúan al pie del Sistema Central, en las estribaciones de la Sierra del Guadarrama concretamente entre los alrededores de La Matilla y Cerezo de Abajo, presentando una excelente calidad de afloramientos los tramos detríticos más bajos de la serie cretácica.

Ambos sectores aparecen casi desconectados en el sector más central entre Aldeacorvo y Villafranca, si bien su correlación no resulta complicada ya que las unidades litoestratigráficas utilizadas tienen extensión y continuidad por toda la Hoja.

El Cretácico y su estructuración en la región de Sepúlveda y alrededores fue abordado inicialmente por (CADAVID et al, 1971), aunque la estratigrafía más detallada fue llevada a cabo por ALONSO (1981) en su tesis doctoral, trabajo más amplio que abarca parte del borde norte del Sistema Central en la provincia de Segovia. Posteriormente ALONSO y MAS (1982) llevan a cabo una interpretación paleogeográfica de las distintas unidades litoestratigráficas a ambos lados del Sistema Central y que son definidas formalmente por FLOQUET et al (1982).

A grandes rasgos el Cretácico superior de la zona estudiada se puede dividir en dos tramos:

- Tramo inferior. Caracterizado por el predominio de sedimentos detríticos correspondientes a ambientes continentales y de transición que se apoyan directamente en la Hoja sobre el zócalo hercínico. Equivale al Grupo inferior terrígeno de ALONSO (1981) y abarca el intervalo

Cenomaniense-Coniaciense, diferenciándose en las cuatro unidades con expresión cartográfica perfectamente identificables en el borde meridional, en los alrededores de Ventosilla.

- Tramo superior. Caracterizado fundamentalmente por materiales de naturaleza carbonatada depositados en ambientes marinos. Es de destacar el carácter dolomítico actual de la mayoría de los depósitos, siendo además, su espesor y extensión superficial superior al infrayacente. El intervalo de edad para este conjunto carbonatado es de Coniaciense-Maastrichtiense.

Por encima estratigráficamente y en las proximidades de Sigüero, cerca de Somosierra aflora una serie detrítico-evaporítica asimilable por su litología a la "Facies Garumn" aflorante al otro lado del Sistema Central en el borde norte de la Cuenca del Tajo, concretamente en los alrededores de Torrelaguna. Este registro implicaría que existiría en la región un importante episodio sedimentario relacionado con la retirada del mar a finales del Cretácico y que perduraría posiblemente hasta el Eoceno.

En conjunto el espesor total del Cretácico es superior a los 300 m si bien en muchas ocasiones la serie no aparece completa, faltando términos y apoyándose indistinta y discordantemente los materiales terciarios sobre diferentes unidades carbonatadas (Fig. 1.2).

La fauna encontrada ha sido muy escasa dado el carácter dolomítico de la serie, por lo que las dataciones están basadas en los trabajos de ALONSO (1981) y FLOQUET et al (1982) en base al estudio de Ammonites, Ostrácodos, Rudistas y Foraminíferos encontrados a nivel regional en distintos puntos de la columna estratigráfica.

1.2.1.1. Conglomerados cuarcíticos, arenas y lutitas versicolores (7). Fm. Arenas de Utrillas. Cenomaniense-Turonense.

Los afloramientos de esta unidad se localizan preferentemente en el cuadrante suroccidental de la Hoja en el núcleo de las estructuras de La Matilla y de Ventosilla, así como al norte en los alrededores de Sepúlveda entre esta población y Villar de Sobrepeña.

En FLOQUET et al (1982) aparece incluida esta unidad dentro la Fm. Arenas de Utrillas como Mb. Arenas de Carabias. En toda la zona se apoya directamente sobre el zócalo hercínico y su espesor en afloramiento no parece sobrepasar los 40-50 m en las regiones más nororientales mientras que hacia el sur y suroeste en el sector de La Matilla parece disminuir.

Litológicamente se trata de un conjunto detrítico muy característico formado por arenas y lutitas de colores muy variados con predominio de tonalidades blancas y rosas en los sectores septentrionales y amarillos-ocres y rozijos en los más meridionales, pudiendo en ocasiones estar las arenas cementadas. En la base y directamente sobre el zócalo es muy frecuente, la presencia de un nivel de gravas cuarcíticas con patina gris y tamaño de canto entre 8-10 cm y matriz arenosa. También se reconocen arenas y areniscas con tonalidades rojizas de tamaño de grano grueso con abundante cantidad de cuarzo y feldespato por lo que, a veces son caoliníferas. Las arcillas, aunque presentes se encuentran en menor proporción con respecto al resto de los componentes detríticos.

Los estudios y/o análisis de la fracción ligera y de minerales pesados ponen de manifiesto la presencia abundante de cuarzo (65%) y en menor proporción de feldespato (25%). Entre los mine-

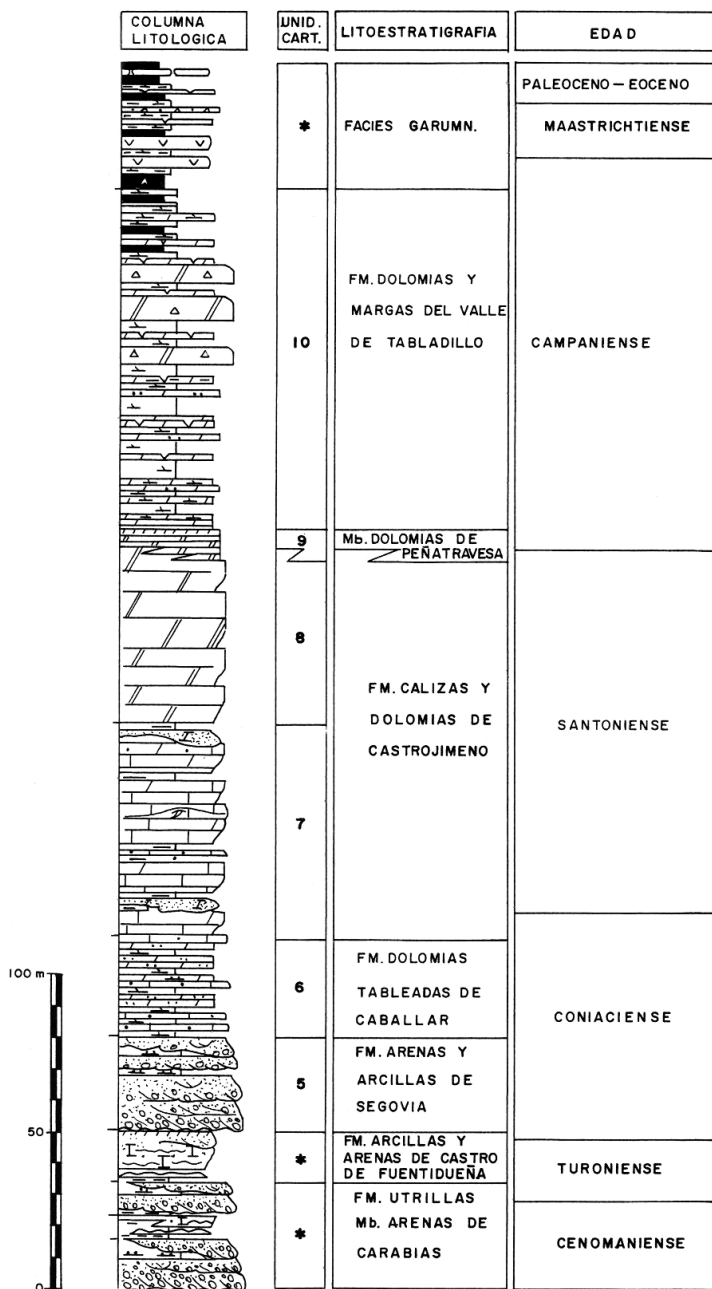


Figura 1.2. Serie sintética del Cretácico Superior en el sector de Sepúlveda.

rales pesados destaca la de turmalina (57%) frente al resto del cortejo mineralógico: estauroлита (18%), circón (13%), hornblenda (5%), epidota (8%) andalucita (25%) y anatasa, granate, y sillimanita (1%)

Los cuerpos arenosos se presentan estratificados en paquetes métricos de 2-3 m y a veces menor (1-2 m). La continuidad lateral es decamétrica en función del espesor de estos cuerpos. Suelen presentar estratificación cruzada a mediana gran escala excepto cuando tienen espesor métrico. También se observan ripples. En las lutitas son frecuentes los procesos de bioturbación por raíces.

Al sureste de Valleruela de Pedraza, cerca de Tejadilla, discordante sobre un pequeño afloramiento de leucogneises, se reconoce en la base de esta unidad unas areniscas cuarcíticas muy cementadas (cuarzoarenitas) de espesor métrico y de características muy diferentes a la del resto de todo este conjunto litológico. Afloramientos de similares características se localizan a poco más al sur en la Hoja de Prádena (458) en la carretera en dirección a Orejanilla. Su representación cartográfica es mínima, pero por su posición y características hace pensar en que corresponden a episodios anteriores al inicio de este ciclo sedimentario, difícil de precisar en el tiempo y que bien pudieran corresponder a una sedimentación relacionada con los procesos neokiméricos acaecidos a finales del Jurásico superior y/o Cretácico inferior.

De acuerdo con las observaciones de campo todos los depósitos detríticos que se integran dentro de esta unidad se enmarcarían en un contexto continental, fluvial, con frecuente desarrollo de barras de canales, tipo braided en los niveles inferiores y facies algo más distales con retoques mareales ya para los niveles superiores. La dirección de las paleocorrientes marcan aportes de procedencia oeste y un área madre de naturaleza metamórfica de acuerdo con la paragénesis mineral de los sedimentos.

La ausencia de contenido paleontológico es otra de las características de esta unidad, si bien se observan a veces pequeños restos carbonosos de origen vegetal. ALONSO (1981) hace referencia también a la ausencia de fauna y atribuye estos materiales al menos al Cenomaniense y probablemente al Turoniense, en base a los datos de la unidad suprayacente

1.2.1.2. Areniscas ocre y lutitas (8). *Cenomaniense*

Al Sur, en Tejadilla y en el flanco occidental de la estructura se reconoce y a lo largo de 3-4 Km una unidad detrítica que destaca claramente por encima de los primeros metros de la Fm. Arenas de Utrillas. Esta unidad también es reconocible mas al sur en las proximidades de El Arenal, fuera ya de la Hoja, aunque no se observa en otros puntos de la Hoja.

La litología es variada estando formada la unidad por arenas y areniscas de color ocre, ferruginosas, cementadas, de grano medio a fino alternando con arcillas y/o limos en general lutitas, de colores ocre y/o grises. El espesor no supera los 10 m.

En general las areniscas se organizan en cuerpos de espesor métrico con continuidad lateral, aunque hacia el oeste pierde espesor, llegando incluso a desaparecer o pasar a las facies típicas de la Fm Utrillas en este sector. Se observan estructuras tipo linsen y ripples en las lutitas. La base de los cuerpos arenosos aunque tendida se encuentra canalizada con cantos blandos, con estruc-

turas del tipo estratificación cruzada a mediana escala. Todos estos materiales presentan una cierta influencia marina y se pueden enmarcar en un contexto deltaico somero.

La edad de esta unidad litológica se estima en Cenomaniense probablemente superior a pesar de la falta de datos paleontológicos. El hecho de encontrarse intercalados en la Fm. Arenas de Utrillas (Cenomaniense-Turonense) permite una primera aproximación cronoestratigráfica, pudiendo estar representada a techo de estos depósitos la interrupción del Cenomaniense superior, discontinuidad registrada en gran parte del Dominio Ibérico.

1.2.1.3. Areniscas, lutitas, margas y calizas (9) Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña. Turonense-Coniacense

A techo de la Fm. Arenas de Utrillas se localiza por lo general una unidad de cierto carácter carbonatado (ALONSO 1981) aunque con claro predominio de materiales detríticos. Por lo general y en el ámbito de la Hoja, este conjunto litológico está siempre presente, excepción hecha del ángulo suroccidental, en los alrededores de La Matilla, donde sólo se localiza cerca del paraje de Majadilla. También se puede observar en distintos puntos de la estructura de Sepúlveda, como en La Silla y al norte de Villar de Sobrepeña, entre esta población y el río Duratón.

Mientras que el contacto con la unidad infrayacente suele ser transicional con la unidad superior (unidad 10) se hace mediante una marcada discontinuidad puesta de manifiesto a veces incluso por una discordancia observable cerca de El Arenal. En ocasiones el cambio lateral hacia depósitos más terrígenos y la presencia de arenas o costra ferruginosas pone en evidencia dicha interrupción. El espesor observado es del orden de 15 a 25 m. disminuyendo hacia el SO hasta desaparecer.

Litológicamente se trata de una unidad heterogénea de color ocre con frecuentes cambios laterales de facies. Las arenas ocreas y/o amarillas a veces de colores mas oscuros suelen presentar una cementación carbonatada importante. Las arcillas suelen ser de color gris y/o verde y pueden tener un relativo contenido en carbonato, aunque por lo general bajo. Finalmente las calizas, suelen ser bastante margosas, de pequeño espesor y son los niveles más escasos dentro del conjunto.

Los análisis mineralógicos llevados a cabo en los sedimentos terrígenos ponen en evidencia al igual que en la unidad 7 un alto contenido en turmalina (54%) y en menor proporción de circón (15%), granate (11%), hornblenda (7%) y en cantidades más bajas de estauroлита, andalucita y brooquita (3%), epidota (2%) así como sillimanita esfena y distena (1%). La fracción ligera pone de manifiesto un alto contenido en cuarzo (54%) y feldespato (31%) así como de moscovita (3%).

Las estructuras son muy variadas encontrando estratificación cruzada a pequeña y/o mediana escala de bajo ángulo, a veces con intercalaciones arcillosas tipo flaser. En los niveles lutíticos se observa laminación paralela y ripples de arena muy fina formando estratificación lenticular, siendo también frecuente la bioturbación, así como la presencia de costras ferruginosas.

Hacia el suroeste, concretamente al sur de La Matilla, cerca de El Arenal se observa como esta unidad no tiene ya representación cartográfica se reduce a 1 m de espesor y existiendo un claro predominio de terrígenos observándose la presencia de un paleosuelo fersialítico indicativo de la discontinuidad a la que antes se hacia referencia (ALONSO 1981).

El ambiente deposicional de esta unidad corresponde a un medio litoral, de transición, de tipo deltaico, somero con zonas no sometidas a corrientes y oleajes fuertes pero si bajo influencia de mareas.

En cuanto a edad se refiere, estos depósitos se sitúan entre el Turoniense y el Coniaciense, ALONSO (1981) cita en esta misma unidad la presencia de Ammonites del Turoniense medio en la base (Zonas V y VI de WIEDMANN) y del Turoniense superior a techo de la misma unidad, aunque fuera del área estudiada, en las estribaciones orientales de la Sierra de Honrubia-Pradales. En el resto de las zonas y en el área estudiada, el contenido fosilífero es escaso y queda restringido a Ostracodos, Equinidos, Pelicipedos, Miliolidos, fragmentos de Algas y Briozoos, en general restos faunísticos carentes de valor cronoestratigráfico. No obstante el techo de la formación hay que situarlo próximo al límite Turoniense-Coniaciense de acuerdo a la asociación de Ostracodos citados en la unidad suprayacente (ALONSO 1981)

1.2.1.4. Arenas y arcillas versicolores (10) Fm. Arenas y arcillas de Segovia. Coniaciense

Representan los depósitos terrígenos más altos de la serie cretácica previos al inicio de la sedimentación carbonatada que va a caracterizar al Cretácico superior de la región. En general los afloramientos son de excelente calidad aunque a veces son parciales destacando no obstante los cortes de los alrededores de La Matilla y de Valleruelo de Pedraza, así como los de Tejadilla y de Sepúlveda. Los espesores de este conjunto fluctúan entre los 20 y 40 m.

Su base se dispone discordante y a veces paraconforme sobre las series detríticas infrayacentes si bien hacia el oeste y sur-oeste lo hace directamente sobre el zócalo hercínico.

La litología, es decir el carácter detrítico, es el rasgo principal estando formadas la unidad por arenas, a veces microconglomerados, limos y arcillas caoliníferas de colores blancos y a veces, rojizos y/o verdes, con facies similares a la Fm. Arenas de Utrillas. Mb. Arenas de Carabias, con las que pueden llegar a confundirse.

Los términos más groseros suelen marcar la base de la unidad, correspondiendo estos a conglomerados y/o microconglomerados aunque a veces la serie es más monótona estando constituida por arenas y/o arcillas generalmente blancas y/o rojizas. El tamaño de los cantos de naturaleza cuarcítica es muy variable fluctuando entre los 2 y 6 m. aunque pueden estar por encima de esos valores. Por lo general estos suelen formar cuerpos de espesor no superior a los 2 m en el caso de los conglomerados si bien las arenas lo hacen con espesores próximos a los 4-5 m e individualizados los cuerpos por arcillas de tonalidades verdes y grises.

Los análisis mineralógicos llevados a cabo en esta unidad ponen de manifiesto en los minerales pesados un alto contenido en turmalina (60-65%) y a veces de circón (20-55%) y de menor proporción en estauroлита (3-6%) hornblenda (3-4%) esfena (1-3%), rutilo (1-2%), granate (1-3%) y más raramente andalucita, distena y anatasa (1%) o sillimanita (1-3%). La fracción ligera presenta contenidos muy altos de cuarzo (86%) y más bajos en feldespatos (11%) correspondiendo el resto a fragmentos de rocas metamórficas y sedimentarias.

Todo el conjunto litológico presenta con frecuencia abundante estratificación cruzada a mediana y gran escala. Estos niveles arcillosos presentan laminación paralela, con ripples, estratifica-

ción, linsen y flaser, observándose con frecuencia concreciones carbonatadas. (ALONSO 1981) a veces de aspecto nodular o esférico de tamaño variable debido a procesos diagenéticos. El contacto con la unidad suprayacente es neto.

El medio de sedimentación de estos depósitos es continental fluvial, correspondiendo los cuerpos a formas canalizadas de baja sinuosidad con importantes episodios de no deposición, puestos de manifiesto por el desarrollo de costras lateríticas y ferruginosas. Las paleocorrientes medidas indican direcciones de aporte hacia el E y ENE.

El carácter azoico de la serie es una de las características principales de la unidad por lo que su datación se realiza en base a su posición en la columna y las relaciones con la unidad suprayacente. ALONSO (1991) cita la presencia de Ostracodos en la base en el sector de Moral de Hornuez asignando a estos materiales una edad Turoniense superior-Coniaciense.

1.2.1.5. Dolomías tableadas y margas (11). Fm. Dolomías tableadas de Caballar. Coniaciense

Se trata del primer tramo carbonatado del Cretácico superior que se desarrolla por encima de la Fm. Arenas y arcillas de Segovia (unidad 10) descritas en el epígrafe anterior por lo que la unidad es fácilmente reconocible en campo. Los mejores puntos de observación se localizan a las afueras de Sepúlveda cerca del Duratón, así como en los alrededores de Pedraza y La Matilla ya al sur de la Hoja.

El límite con la unidad infrayacente es neto y en ocasiones aparece una dolomía rojiza de espesor no superior al metro (Pajares de Pedraza y La Matilla). Hacia el norte y noroeste esta unidad puede presentar algunas intercalaciones detríticas. El espesor medio es del orden de los 50 m, aunque hay puntos que pueden llegar a no superar los 10-15 m como en los alrededores de Sepúlveda.

Litológicamente esta formación se presenta como una alternancia monótona de niveles margosos y dolomías de color beige. En detalle los tramos detrítico-carbonatados corresponden a margas dolomíticas y limos de tonos grises y verdes, mientras que las dolomías son tableadas, de color claro, con espesor decimétrico a métrico y donde se reconocen varios tipos texturales. Así las dolomías tableadas, presentan una textura wackestone-packstone aunque a veces puede haber grainstone oolíticos. Las dolomías de mayor espesor, suelen corresponder a packstones, recristalizados, así como las dolomías arenosas, que también suelen ser packstone y grainstone. Finalmente las dolomías nodulosas aunque de poco espesor intercala margas y presentan laminaciones algales con textura mudstone-wackestone.

Las estructuras que se reconocen en las dolomías tableadas son por lo general estratificaciones cruzadas a mediana escala, ripples de oleaje y cicatrices erosivas a veces muy tendidas. Cuando los cuerpos son potentes se observa estratificación cruzada a mediana y gran escala.

Los cuerpos carbonatados más arenosos suelen tener bases canalizadas, estratificación bimodal (herring-bone) y ripples de olas, mientras que las dolomías con laminaciones algales presentan estromatolitos laminares, laminación criptoalgal y también ripples de olas. Finalmente en las margas dolomíticas se reconoce estratificación linsen ripples de ola y abundante bioturbación.

Todos estos depósitos corresponden a un proceso general transgresivo donde coexisten diversas facies de acuerdo a la asociación de estructuras reconocidas. Se trata de un proceso de sedimentación típico de una plataforma somera, donde además se reconocen capas de tormenta, ciclos positivos correspondientes a canales mareales, depósitos intermareales afectados por tormentas así como zonas protegidas por pequeñas barras y facies de lagoon.

El contenido paleontológico es bastante abundante aunque poco determinativo, reconociéndose Ostreidos, Pelecipodos, Gasterópodos, Miliolidos, Discorbidos. En el sector de la Sierra de Honrubia ALONSO (1981) cita Equínidos, Ammonites y Braquiopodos, etc, lo que permite atribuir a esta unidad, según dicho autor, al menos al Coniaciense, edad, que más al sur, en el sector de Sepúlveda también resultaría válida.

1.2.1.6. Dolomías y calizas con intercalaciones margosas (12). Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno. Coniaciense superior-Santonense

Por encima de las “dolomías tableadas” de la unidad anterior se desarrolla un conjunto carbonatado, litológicamente algo heterogéneo, cuyo límite inferior coincide con los primeros resaltes morfológicos que destacan en el paisaje sobre la serie infrayacente.

Los cortes por lo general son buenos si bien el hecho de tratarse de una unidad que lateralmente, hacia el sur y oeste pasa a dolomías masivas (unidad 13) hace que no siempre sea reconocible o identificable. No obstante los mejores afloramientos se localizan a la salida de Sepúlveda en la carretera que asciende en dirección a Pedraza, así como, en Villar de Sobrepeña. El paso lateral a la unidad suprayacente es observable en dirección norte, en el río Duratón desde la carretera a la citada población.

Litológicamente se caracteriza por ser una alternancia de calizas y/o dolomías con margas y margas dolomíticas que según que zona destacan en el paisaje. El espesor de los cuerpos calcáreos y/o dolomíticos varía entre los 1-2 m al norte de la Hoja a los 10-15 m y aspecto casi masivo en los alrededores de Sepúlveda. El espesor medio de la unidad es de 50 m si bien los valores mínimos y máximos se sitúan entre los 30 y 60 m respectivamente.

En detalle se pueden diferenciar varios tipos de rocas carbonatadas. Así se reconocen dolomías arenosas, arenas y areniscas con cemento dolomítico, tamaño de grano medio a fino en las arenas y de medio-grueso en las dolarenitas por lo general estratificadas en bancos métricos. Presentan base canalizada, estructuras herring-bone ripples de ola y frecuentes costras ferruginosas a veces de carácter laterítico.

Las dolomías de aspecto masivo se pueden observar bien entre Sepúlveda y Villar de Sobrepeña. Se trata de dolomías grises y/o rojas, a veces arenosas con textura packestone a grainstone, estratificada en bancos métricos y/o decamétricos que confieren un aspecto característico. A veces se observan acumulaciones de Rudistas fragmentados con textura boundstone recristalizados. En general las láminas presentan estratificación cruzada a gran escala con ripples de ola, estratificación ondulada y discontinuidades a techo.

Finalmente las margas dolomíticas de color amarillento así como las dolomías limosas, a veces nodulosas, presentan espesor decimétrico a métrico, alternan con los niveles más carbonáticos y muestran abundante bioturbación y estratificación linsen y wavy.

Desde el punto de vista facies interesa destacar que la organización es en ciclos positivos de las dolomías arenosas corresponden generalmente a canales mareales. A veces existen ciclos negativos que obedecen al desarrollo de barras litorales y playas. Las dolomías masivas se organizan en ciclos negativos y corresponden a complejos de barras (shoals), barras litorales y a veces construcciones retrabajadas de rudistas. Los depósitos más margosos corresponden a episodios de plataforma somera, intermareales a veces con influencia de tormentas.

En resumen, esta unidad hay que enmarcarla en un contexto sedimentario de plataforma mixta constituida por un complejo de barras litorales (shoals) y canales mareales con construcciones aisladas de rudistas y con paleocorrientes apuntando hacia el E, NE, y ENE.

Al igual que en el caso de las Dolomías tableadas de Caballar (unidad 12) el contenido fosilífero es abundante más al norte, fuera ya de la zona de estudio. ALONSO (1981) atribuye una edad Coniaciense superior-Santonense en base al contenido faunístico (Foraminíferos, Ostracodos y Rudistas). Esta atribución cronológica está de acuerdo con los criterios litoestratigráficos y de campo ya que como se ha expuesto, se observa a veces como todo este conjunto pasa lateralmente, a las dolomías masivas grises y rojas descritas en el epígrafe siguiente.

1.2.1.7. Dolomías masivas (13). Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno. Coniaciense superior-Campaniense inferior

En este apartado se incluye una de las unidades más características del Cretácico superior de toda la región y que configuran gran parte de la arquitectura del edificio mesozoico aflorante en la Hoja. Los cortes más espectaculares corresponden a las pintorescas “Hoces del río Duratón”, formadas en materiales dolomíticos y sobre las que el río ha excavado y ha dado lugar a tan singular morfología.

En general esta unidad puede ser reconocida desde las proximidades de Sepúlveda hasta el embalse de Burgomillodo, ya en la vecina Hoja de Cantalejo (430). También existen buenos cortes en el valle del río San Juan, concretamente al sur de Castilnovo en el sector suroccidental.

Litológicamente se trata de dolomías de aspecto masivo, a veces bastante arenosas y recristalizadas, de color gris y/o rojizos, oquerosas, karstificadas que dan lugar a importante resaltes y farallones en el paisaje. A techo se localiza a veces una alternancia de dolomías y/o calizas tableadas que han sido diferenciadas y que constituyen la siguiente unidad cartográfica.

Las texturas de las dolomías masivas son del tipo grainstones y packstones y se encuentran estratificadas en bancos de espesor métrico a decamétrico. A veces se observan roudstones. Las dolomías cuando presentan un aspecto tableado en bancos decamétrico a métrico suelen ser nodulosas con textura wackestone y wackestone-packstone recristalizado.

En cuanto a estructuras se refiere, frecuentemente se observa estratificación cruzada a gran escala, ripples de ola y herring bone así como frecuente bioturbación. Los depósitos se organizan por lo general en ciclos negativos y corresponden a barras litorales (shoals) observándose a veces en la base zonas protegidas. En ocasiones se ven algunas secuencias positivas correspondientes a canales y con paleocorrientes que apuntan hacia el E, ENE y SE.

En resumen, esta unidad constituida por dolomías de aparente aspecto masivo que corresponden a complejos de barras (shoals) y a veces canales, es decir toda la unidad hay que incluirla en un contexto de una extensa plataforma carbonatada, somera, sometida a la acción del oleaje con importante y abundante desarrollo de barras que protegerían las zonas más internas situadas al O y SO.

La dolomitización posterior a la que se han visto sometidas los materiales originales parece obedecer a un proceso diagenético de irregular distribución, cuyas causas no están bien reconocidas. Uno de los efectos del proceso de dolomitización posterior que han sufrido estos materiales, es el de haber borrado el abundante contenido fosilífero que la unidad debía contener, siendo muy frecuente la presencia de fantasmas en estas dolomías que corroboran. ALONSO (1981) cita en la base de la unidad, Foraminíferos, Algas, Briozoos, Rudistas, Ostracodos, Gasterópodos, Pelecípodos, Corales y Ostreidos, asignando una edad Santoniense a todo el conjunto si bien el techo de la unidad, podría estar incluido ya en el Campaniense Inferior.

En la vecina Hoja de Maderuelo (ITGE 1992) los autores citan la presencia de: Rugoglobigerina sp., Globotruncana arca (CUSHMAN), Marginotruncana sigali (REICHEL) Archaeoglobigerina bosquensis PESSAGNO. Idalina antiqua D'ORB. Incluyendo el techo de la formación aunque con duda en el Maastrichtiense.

En el sector de Sepúlveda y de acuerdo con FLOQUET et al. (1982) sitúan a estas dolomías entre el Coniaciense y el Campaniense inferior.

1.2.1.8. Dolomías tableadas (14). Mb Dolomías de Peñatravesa. Santoniense-Campaniense

Por lo general y a techo de la unidad anterior (unidad 13) se dispone un tramo del orden de 10 a 20 m de dolomías tableadas a veces con algunas intercalaciones margosas de poco espesor que suelen destacar morfológicamente en el paisaje por encima de las dolomías masivas descritas anteriormente.

Los mejores afloramientos se localizan cerca de las Hoces del Río Duratón en su parte más alta, así como en los alrededores de Sepúlveda y en el valle de Castroserna. En ocasiones su diferenciación cartográfica no ha sido posible quedando asimilada al conjunto carbonatado infrayacente, con el que suele presentar una afinidad tanto litológica como morfológica.

Su límite inferior coincide con la presencia y/o aparición de niveles tableados a techo del conjunto dolomítico masivo de la unidad 13, mientras que el superior está marcado por la aparición de las características niveles margosos de la unidad superior o unidad 15 de carácter detrítico-carbonatado.

Litológicamente se trata de un conjunto de dolomías recristalizadas, a veces bioclásticas, de textura wackestone y wackestone-packestone, estratificadas en paquetes de 20 a 40 cm. de espesor con pequeñas intercalaciones margosas.

Desde el punto de vista sedimentario estos materiales podrían corresponder a pequeñas barras calcáreas submareales con tendencia a una somerización y afectadas por una dolomitización posterior, desarrollado quizás como consecuencia de un posible intercambio de aguas, provoca-

do por una somerización en la cuenca, puesta de manifiesto por la presencia de facies de distinta salinidad presentes en la unidad suprayacente.

1.2.1.9. *Alternancia de dolomías y margas amarillentas (15). Fm. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo. Campaniense-Maastrichtiense*

Constituye la unidad carbonatada terminal del Cretácico Superior de toda la región, tratándose de una formación muy característica, fácilmente reconocible en campo y que se sitúa a techo de las dolomías de las unidades 13 y 14.

Los mejores cortes se localizan en el cuadrante N.E. cerca de Consuegra de Murera, al suroeste de Sepúlveda, así como en las proximidades de Villar de Sobrepeña y del río Duratón, concretamente en la carretera en dirección a Sebulcor. Al sur de la Hoja, en Castroserna de Arriba, también se dan excelentes condiciones de afloramientos.

A pesar de ser una unidad claramente diferenciable y destacable de las del resto del Cretácico no lo es respecto de las suprayacentes terciarias, resultando a veces compleja su individualización por la ausencia de cortes, hecho que suele ser bastante común, lo que motiva además espesores irregulares de la unidad, como consecuencia de los procesos erosivos por los que se ha visto afectada.

Litológicamente está formado por un conjunto monótono y alternante de más de 100 m de espesor de dolomías blancas y margas amarillas que proporcionan al terreno tonalidades amarillentas y relieves poco contrastados de gran homogeneidad y constancia en toda la región.

En detalle el conjunto es heterogéneo, observándose una variedad de facies dentro de la unidad. Así se observan dolomías tableadas, en ocasiones margosas en bancos decimétricos con textura y wackestones y mudstones o packstones, que suelen presentar laminaciones algales y estromatolitos dómicos así como ripples de olas y desarrollo de pequeñas costras lateríticas a techo.

En ocasiones las dolomías presentan moldes de evaporitas y son de aspecto irregular y grumelar con niveles de margas intercaladas. También son frecuentes las brechas dolomíticas con recristalizaciones y cuando esto se observa aparecen en bancos métricos que destacan en el paisaje y del resto de la serie. Excepcionalmente aparecen dentro de estos depósitos brechas intraclásticas y a veces oncolíticas.

Los niveles detríticos intercalados corresponden por lo general a margas y a veces lutitas rojas con contenidos variables en carbonatos. Se observa abundante bioturbación y costras con frecuentes decoloraciones.

En detalle se reconocen depósitos de plataforma muy somera o de zonas protegidas a las que corresponden las margas dolomíticas. Las dolomías tableadas suelen organizarse en ciclos positivos asimilables a canales mareales poco tractivos o bien a depósitos inter y supramareales con laterizaciones y ferruginaciones a techo. La presencia de dolomías con moldes de evaporitas y brechas dolomíticas ponen de manifiesto la existencia de un medio supramareal hipersalino tipo sebkha donde se desarrollarían procesos edáficos y charcas litorales oligosalinarias, por la que discurrirían a veces pequeños canales de flujos densos.

En conjunto todos estos depósitos corresponden a una sedimentación de plataforma muy somera con ambientes intermareales a sebhka supramareal hipersalina, todos ellos dentro de un contexto sedimentario claramente regresivo.

Respecto a la cronología de los depósitos interesa destacar que se atribuyen estos materiales al Campaniense y posiblemente el Maastrichtiense a pesar del carácter azoico. ALONSO (1981) asigna también esta edad a pesar de la falta de argumentos paleontológicos en la región correlacionando estos depósitos con los aflorantes en las estribaciones accidentales de la Sierra de Cameros.

1.2.1.10. Lutitas rojas y verdes, yesos y niveles de dolomías y calizas (16). Facies Garumn. Maastrichtiense-Eoceno medio

Esta unidad aflora exclusivamente al sur de la Hoja junto a la Ermita de la Virgen de las Vargas, a 1 km. al NO de Sigüero cerca del Arroyo Valdelagua.

Se trata de un conjunto detrítico algo heterogéneo asimilable a las Facies Garumn que se sitúa por encima de las dolomías y margas (unidad 15) que constituyen la unidad terminal del Cretácico superior carbonatado de la región.

Aunque la base de la unidad no es claramente visible se pueden reconocer alrededor de 40 m. de una serie que comienza por lutitas de colores rojizos y verdes que intercalan potentes niveles de yeso blanco de espesor métrico. Hacia arriba la serie mantiene un carácter detrítico intercalando pequeños niveles de yesoarenitas y de dolomías o calizas de colores claros. A techo la serie aparece limitada por otra unidad detrítica de características bastantes similares, que se apoya en clara discontinuidad sobre esta.

Los yesos aflorantes en la parte baja de la unidad son masivos, laminados y nodulares y con frecuencia se encuentran recristalizados. En los términos lutíticos predominan las tonalidades rojizas aunque se observan también coloraciones verdosas y grises y presentan un cierto carácter margo-dolomítico como consecuencia del relativo contenido en carbonatos y que en general se encuentran bioturbados. Intercalados en la serie y con carácter discontinuo aparecen niveles centimétricos de yesoarenitas con ripples de corriente y estratificación linsen y wavy.

La presencia de niveles carbonatados bien de dolomías o de calizas dolomíticas entre los términos lutíticos y/o evaporíticos es un hecho muy frecuente. Las dolomías presentan textura mudstone y se organizan en niveles de espesor centimétrico a veces de aspecto noduloso, alternando en ocasiones también con algunos niveles de yesos, por lo que cuando es así, presentan moldes de evaporitas. Se observan estromatolitos laminares ó dómicos, nodulizaciones edáficas, bioturbación y formas irregulares y gromulares cuando han tenido un contenido relativo en sales.

Desde el punto de vista sedimentario todo el conjunto se enmarca en un contexto continental, lacustre evaporítico y perilacustre, en condiciones climáticas intertropicales donde no parecen existir evidencias de una influencia marina.

Así los yesos hay que enmarcarlos en un contexto lacustre evaporítico mientras que los niveles lutíticos, bioturbados y con decoloraciones corresponderían a llanuras fangosas perilacustres y las yesoarenitas a episodios fluviales de resedimentación de yesos en un margen lacustre.

Los niveles carbonatados corresponden bien a tapices algales también en margen de lago ó a carbonataciones edáficas de baja energía. En zonas de borde los niveles con moldes de evaporitas procederían de calcificaciones de yesos ó sedimentación de carbonatos en margen lacustre evaporítico.

Desde el punto de vista paleontológico hay que destacar el carácter azoico de estos materiales lo que resulta un claro inconveniente para acotar su edad con precisión. Depósitos en posición estratigráfica similar han sido descritos y correlacionados a ambos lados del Sistema Central (PORTERO y AZNAR 1984), tanto al sur, en los alrededores de Torrelaguna (ITGE, 1990), como al norte, en Segovia y sus alrededores (ITGE, 1991).

Resulta una incógnita y es un problema la edad y/o datación de estos depósitos tan característicos que se sitúan por encima de los materiales carbonatados marinos del Cretácico superior y que representan el episodio regresivo acaecido, con relativa heterocronia, a finales del Mesozoico en todo el dominio Ibérico.

Las características de los materiales aflorantes en la Hoja coinciden y son similares tanto en litología como en facies, con los existentes al sur del Sistema Central cerca de Torrelaguna y en el Pontón de la Oliva (ITGE 1990) así como en Jadraque (Unidad de Yesos de Jadraque-Cogolludo, PORTERO y AZNAR, 1984) sector donde se les asigna una edad comprendida entre el Maastrichtiense y el Rhenaniense, es decir desde finales del Cretácico hasta el Eoceno medio. También podría tratarse de depósitos más acatados en el tiempo y sincrónicos con las series detríticas fluviales localizadas a techo del Cretácico en las proximidades de Segovia que se sitúan también entre finales del Mesozoico y el Paleoceno (ITGE 1991).

1.2.2. Terciario

Los materiales terciarios continentales constituyen gran parte de los afloramientos de la Hoja, extendiéndose estos a lo largo de la misma en forma de una banda ó corredor limitado al norte por el macizo de Sepúlveda y al sur por los afloramientos mesozoicos de La Matilla y las series metamórficas del Sistema Central.

Hacia el noreste los depósitos terciarios conectan con las series neógenas que caracterizan al sector meridional de la Cuenca del Duero, mientras que hacia el oeste se comunican con el denominado "Corredor de Cantalejo" importante depresión intraterciaria delimitada por los relieves del Sistema Central y de Zarzuela del Pinar.

La proximidad de estas áreas imprime a los depósitos un marcado carácter detrítico dentro de la Hoja, siendo este carácter la tónica dominante de los materiales durante el Terciario al menos en esta zona, así como el origen continental de los mismos.

La ausencia de yacimientos fosilíferos unido a la calidad de los afloramientos y la inexistencia de estudios estratigráficos de detalle hacen que hasta el momento de la realización de las Hojas el conocimiento de la región sea muy deficiente. Por ello una buena parte de las interpretaciones relativas a las unidades se han realizado en base a criterios regionales y correlación con otros sectores tanto de la Cuenca del Duero como del borde sur del Sistema Central.

A grandes rasgos se han diferenciado cuatro grandes ciclos :

- El primero, se reconoce adosado a los relieves cretácicos y está constituido por conglomerados calcáreos y arcillas rojas depositados en el intervalo Oligoceno superior-Mioceno inferior y probablemente medio.
- El segundo estaría constituido por conglomerados polimícticos, areniscas y arcillas rojas, así como, arcosas ocre con cantos y bloques que corresponderían a los denominados Abanicos de Santa Marta y Somosierra con sistemas deposicionales de gran representación superficial en los sectores central y occidental, constituyendo estos materiales buena parte del relleno neógeno de la cuenca en este sector. Se atribuyen al Mioceno inferior-medio.
- El tercero correspondería al sistema deposicional denominado Abanico de Riaza y quedaría restringido al cuadrante nororiental de la Hoja. Estaría formado por conglomerados de cantos de rocas metamórficas, arenas y arcillas rojas y representarían a la parte alta del Mioceno superior.
- El cuarto finalmente, relacionado ya con el inicio del ciclo de sedimentación fluvial que caracteriza al Cuaternario, estaría representado por las rañas y depósitos afines que se localizan en el borde oriental de la Hoja.

Finalmente interesa destacar que sobre las “Facies Garum” aflora una pequeña serie, atribuida al Eoceno superior-Oligoceno que aunque dada su escasa representación superficial no ha sido incluida en la descripción anterior y representaría a otro ciclo ó episodio sedimentario anterior a los descritos no aflorantes y soterrado bajo depósitos terciarios más modernos.

1.2.2.1. Lutitas rojas y areniscas ocre (17). Eoceno medio-Oligoceno superior

Sobre los depósitos continentales en Facies Garum descritos en el apartado anterior (unidad 16) y en el mismo paraje (Ermita de la Virgen de Vargas) se localiza esta unidad también de limitada y restringida extensión superficial.

Por encima de las arcillas y yesos de la unidad 16 y con carácter erosivo se desarrolla una monótona sucesión de no más de 50 m de lutitas rojas que intercalan cuerpos arenosos de espesor métrico y cierta continuidad lateral.

Los niveles detríticos arenosos son de color ocre, se encuentran fuertemente cementados, y son de espesor métrico. La base es erosiva, tendida, con granoselección y cantos blandos en la base. A techo se reconocen estructuras de corriente.

Los análisis mineralógicos llevados a cabo presentan en la fracción ligera un contenido relativamente bajo en cuarzo (35 %) y en feldespato (5 %), siendo muy abundantes los fragmentos de rocas sedimentarias (58 %) principalmente de carbonatos (44 %). En cuanto a la fracción pesada la turmalina (45%), aparece en mayor proporción seguida del circón (30 %). El granate y la brooquita (6-7 %) junto con el rutilo (3 %), esfena (4 %), estauroлита (2 %) y hornblenda (1-2 %) constituyen el resto del espectro mineralógico que aparece en las arenas.

Las lutitas son de color ocre-rojizo con un contenido relativamente bajo de carbonatos y frecuentemente se encuentran edafizados con evidentes signos de bioturbación.

Por la posición estratigráfica que ocupan estos depósitos son claramente terciarios, ahora bien, su edad resulta bastante problemática dado el carácter azoico de la serie. No obstante un intento de correlación con las series aflorantes al sur y este del Sistema Central, pudiendo resultar equivalentes en parte estos con los depósitos de la Unidad Detrítica de Beleña-Torremocha (PORTERO et al 1983) o la Unidad Detrítica Inferior (DÍAZ MOLINA 1978) aflorante mas al sureste ya en la Depresión Intermedia y de edad claramente paleógena.

De todo ello se deduce que a esta unidad le correspondería una edad comprendida entre el Eoceno superior y el Oligoceno superior (Arveniense), si bien no pudiera estar representado todo ese período de tiempo por ausencia por erosión de los términos más superiores de la unidad.

1.2.2.2. Conglomerados calcáreos grises, lutitas rojas y margas ocreas (18). Oligoceno superior-Mioceno inferior (Arveniense-Ageniense)

Adosados a los relieves cretácicos y claramente discordantes sobre las series carbonatadas terminales del Cretácico superior aflora esta unidad detrítica con cierta continuidad en diferentes puntos de la Hoja.

A pesar de que los puntos de observación son muy numerosos el obtener una serie completa resulta prácticamente imposible bien por la calidad de los afloramientos ó por encontrarse el techo erosionado por las unidades suprayacentes. No obstante estos materiales se pueden reconocer bien Cerezo de Arriba, y en el Arroyo del Puerto, cerca de Sigüero, así como en la carretera de Pajares de Pedraza a la Matilla y adosados al Cretácico en todo el entorno de la estructura de Sepúlveda.

Desde el punto de vista litológico las características de esta unidad son muy peculiares y fácilmente identificables; se trata de conglomerados calcáreos con un grado de redondez muy variable en función de su proximidad al área fuente, encontrándose fuertemente cementados por carbonato cálcico. Estos depósitos intercalan de forma discontinua y con espesor variable lutitas rojas, a veces anaranjadas, que imprimen una tonalidad característica a la unidad que también pueden incluir margas ocreas en los sectores más nororientales de la Hoja como p.e. cerca de El Omlillo en el entorno de la estructura de Sepúlveda.

En general se trata de cuerpos de espesor métrico base erosiva, cementados con matriz arenosa en los que en ocasiones se observa una cierta granoselección cuando alternan con las lutitas rojas edafizadas en ritmos y proporciones variables. A veces se presentan como shets de granulometría más gruesa y de aspecto más masivo con cantos subangulosos y subredondeados fuertemente cementados.

No obstante interesa destacar varios aspectos en cuanto a la disposición estructural de la unidad y su relación con las series infra y suprayacentes. Así y por un lado estos materiales por lo general presentan buzamientos suaves, adaptándose a las macroestructuras. En ocasiones se encuentran plegados dibujando estructuras anticlinales y/o sinclinales menores.

En el borde suroriental de la Hoja, al pie de Somosierra se ponen en contacto con los materiales hercínicos mediante un importante accidente y se soterran en poca distancia bajo materiales neógenos más modernos.

Todos estas observaciones, su disposición estratigráfica, estructural, carácter erosivo, y el contacto con otros materiales mas antiguos o modernos; configuración y geometría de afloramientos invitan a pensar que la edad de estos depósitos están en relación con la estructuración alpina de la cadena y al menos con la creación de los primeros relieves importantes de las estructuras mesozoicas así como con el inicio del desmantelamiento de las mismas.

La relación con las series supra e infrayacentes sugieren una edad al menos Oligoceno para estos materiales. Si se compara tanto en litología como en facies con las series al sur del Sistema Central en los alrededores de Torrelaguna se observa que estos materiales ocupan posición estratigráfica similar a los allí datados como paleógenos. Por otro lado por su posición en la columna, estos depósitos resultarían equivalentes a la denominada Unidad Detrítica Superior de DIAZ MOLINA (1978) aflorante en la Depresión Intermedia, junto a la Sierra de Altomira lo que corroboraría la edad propuesta en la Hoja de Arveniense-Ageniense.

Finalmente interesa destacar que aunque los afloramientos no lo permiten, dentro de esta unidad bien pudiera existir dos subunidades de características similares desde el punto de vista litológico y sedimentario aunque disconformes entre sí y representando distintos episodios sedimentarios que pudieran abarcar gran parte del Ageniense.

Esta hipótesis pondría en evidencia una historia y/o evolución de la región algo más compleja durante el Paleógeno pero que hasta el momento y por falta de datos resulta difícil de demostrar.

1.2.2.3. Bloques y cantos polimícticos con arenas (19). Conglomerados polimícticos, arenas y limos ocreos (20). Abanico de Santa Marta. Mioceno inferior-medio. (Ageniense-Astareciense)

Dentro de este epígrafe se incluye una de las unidades más características del Terciario de la región y que se sitúa discordante bien sobre los conglomerados calcáreos de la unidad 18 o sobre los términos carbonatados del Cretácico infrayacente e incluso a nivel regional a veces sobre el propio zócalo paleozoico.

Se trata de una unidad de gran representatividad a nivel regional, que se extiende por la mitad occidental de la cuadrícula y se prolonga ampliamente por la vecina Hoja de Cantalejo.

Los afloramientos por lo general no son de buena calidad pues parte de la “campaña” se desarrolla sobre estos materiales por lo que los mejores cortes se localizan generalmente a favor de las barranqueras ó en los taludes de las carreteras. Se pueden reconocer y observar las características de estos depósitos en los alrededores de la localidad de Santa Marta del Cerro, en el Valle del río Castillo cerca de Tanarro ó en las proximidades del pueblo de Duratón y Vellosillo.

Tanto su litología como aspecto de visu y en general sus facies son muy características. Composicionalmente estos materiales están formados por conglomerados polimícticos de colores claros formados por cantos calcáreos y de rocas metamórficas y en menor proporción de rocas graníticas, así como de cuarzo. En zonas próximas a los relieves mesozoicos y/o paleozoicos

predominan los bloques y cantos (unidad 19). También son frecuentes las pasadas arenosas intercaladas entre los niveles de conglomerados. En general todo el conjunto presenta un cierto grado de cementación por carbonatos.

Las lutitas (fangos) son también frecuentes en los sectores más distales o bien alternando con arenas y/o conglomerados, encontrándose a veces edafizadas por lo que adquieren entonces un color o tonalidad algo más rojiza.

El estudio mineralógico de las arenas muestra para la fracción ligera un contenido en cuarzo entre el 30-66 %, y en feldespatos entre el 7-16 %. Los fragmentos de rocas son muy abundantes correspondiendo los mayores porcentajes a los de rocas sedimentarias y en menor proporción los de rocas plutónicas, siendo casi inexistentes los de metamórficas. En lo que respecta a la fracción pesada la turmalina aparece como el mineral mas abundante (11-53%) seguido del circón (13-40 %) y ya en menor proporción, apatito (2-26 %), granate (5-14 %), distena (1-9 %), sillimanita (1-6%), estauroлита (2-4 %) andalucita (1-2 %), rutilo (0,5-35 %) y brooquita (0,5-15 %).

Desde el punto de vista sedimentológico se trata de una unidad caracterizada por la presencia de cuerpos de espesor métrico, a veces tabulares, con grandes bloques en sus zonas proximales empastados todos ellos en una matriz arenosa y a veces fangosa (limos y arcillas). En zonas algo mas alejadas de los relieves mesozoicos y paleozoicos aparecen cuerpos canalizados con disminución del tamaño de canto, lechos de arenas con estratificación cruzada y a veces desarrollo de procesos edáficos de tipo calcimorfo.

En general corresponden a depósitos fluviales relacionados con sistemas de abanicos aluviales y un área madre formada por rocas mesozoicas y paleozoicas con un predominio de mecanismo de transporte en masa en zonas marginales y una dilución progresiva de los flujos a distancia creciente del margen, con desarrollo de facies canalizadas de baja sinuosidad.

La falta de yacimientos de vertebrados en esta unidad resulta un serio inconveniente para datar estos depósitos por lo que hay que recurrir a correlacionarlos con otros de áreas más centrales de la Cuenca del Duero. Por su posición estratigráfica se les atribuye en general el Mioceno medio (Aragoniense), concretamente el intervalo Orleaniense-Astaraciense.

1.2.2.4. Lutitas rojas y conglomerados (21). Facies rojas de Perorrubio Mioceno medio. Astaraciense

A techo de la unidad anterior (20) y de forma insensible y gradual se desarrolla una unidad predominantemente lutítica que ocasionalmente intercala niveles de conglomerados y arenas de cantos también de naturaleza polimíctica.

Se trata de una unidad cuyo límite con la infrayacene resulta difícil de establecer tanto por las características litológicas de la misma como por la calidad de los afloramientos. No obstante esta se localiza en las zonas más altas de la campiña, en la mitad occidental de la Hoja entre el macizo de Sepúlveda y el de la Matilla.

La calidad de los afloramientos no es buena siendo los cortes puntuales por lo que obtener una columna completa no es posible. No obstante donde mejor se pueden observar las características de la unidad es en los alrededores de Perorrubio, de ahí su denominación, La Nava y entre Aldealcorvo y Castelnovo así como en la margen derecha del río Castillo.

COMPOSICIÓN DE LA FRACCIÓN PESADA
(Unidades 19 a 21 Abanico de Santa Marta)

	9013	9014	9015	9026	1203
Opacos	30,2	25,7	16,8	42,6	36,3
Transparentes	69,8	58,3	66,6	45,6	33,6
Biotitas		13,8	16,6	10,5	30,1
Clorita					
Moscovita		2,2		1,3	10,7
Turmalina	16,6	26,6	53,3	15,2	23,8
Circón	13,4	12,7	26,6	39,7	0,5
Rutilo	0,3	0,5		3,5	1,7
Granate	5,4	3,8		14,2	
Estaurolita	2,1	4,4	1,6	4,1	
Andalucita	1,2	1,1	1,2		1,7
Distena	2,5	1,1	9,4	8,7	0,5
Sillimanita	2,1	2,4	6,6	3,6	1,1
Hornblenda	-	-	-	-	-
Apatito	1,8	3,9	-	9,3	26,1
Esfena	-	-	-	-	-
Epidota	-	-	-	-	-
Brooquita	0,3	-	-	1,4	-
Anatasa	-	-	-	-	-
Carbonatos	53,9	41,9	97 (*)	-	33,5

Valores expresados en %.

**COMPOSICIÓN DE LA FRACCIÓN LIGERA COMPRENDIDA
ENTRE 0,25 mm Y 0,50 mm
(Unidades 19 a 21 Abanico de Santa Marta)**

	9013	9014	9015	9026	1203
Cuarzo monocristalino					
Extinción recta (<5%)	25,1	29,5	34,1	43,3	30,8
Extinción ondulante (>5%)	2,9	0,7	0,5	13,4	2,9
Cuarzo policristalino	1,4	5,8	2,1	9,2	2,9
Chert	0,5	-	-	0,8	-
Feldespatos potásicos	6,6	11,7	15,9	11,7	6,6
Plagioclasa	0,5	-	-	0,8	-
F.R. Plutónicas	0,5	1,5	0,9	1,3	-
F.R. Sedimentaria					
Carbonatos	53,6	43,8	34,4	-	15,4
Areniscas	4,3	1,4	4,2	3,6	16,1
Arcillas	1,7	0,7	2,5	1,6	18,3
F.R. Metamórficas					
Pizarras	-	-	-	-	-
Esquistos	-	-	-	0,5	-
Metacuarcitas	-	-	-	-	-
F.R. Autóctonas					
Carbonatos	-	-	-	-	-
Moscovita	0,7	1,4	4,2	2,5	2,1
Biotitas	1,4	2,9	0,8	10,9	4,3

Valores expresados en %.

La litología característica son las lutitas rojas que imprimen el carácter dominante a la unidad, si bien intercalados aparecen suelos calcimorfos y niveles de conglomerados de cantos polimícticos de características semejantes a la unidad 20, aunque es frecuente encontrarlos también edafizados al igual que los fangos.

En función de las zonas y cuando el corte lo permita se observa una alternancia rítmica entre los detríticos groseros y las lutitas aunque con predominio de estas últimas. En ocasiones se observan cantos, e incluso a veces bloques dispersos entre estos fangos.

Desde el punto de vista sedimentario estos depósitos representan el episodio terminal del ciclo sedimentario correspondiente al abanico de Santa Marta e iniciado con las unidades 19 y 20 a comienzos del Aragoniense y corresponderían a zonas de los frentes distales de los abanicos aluviales cuyos ápices se situarían preferentemente al sur de la Hoja. La presencia masiva de lutitas estaría relacionada una disminución de energía en el medio y la creación de vastas llanuras de inundación donde predominarían los procesos edáficos que se verían cruzados esporádicamente por canales efímeros.

La edad asignada a estos materiales es la de Aragoniense probablemente Astaraciense por su relación con los depósitos de las series infra y suprayacentes.

1.2.2.5. Bloques y cantos de gneises con arenas arcósicas (22). Arenas arcósicas con cantos y lutitas ocreas (23). Abanico de Somosierra. Mioceno inferior-medio. (Orleaniense-Astaraciense)

Esta unidad aparece representada en la mitad oriental de la Hoja extendiéndose a ambos márgenes del valle del río Duratón y su red tributaria. Constituye parte del relleno de la depresión terciaria de la vertiente norte del puerto de Somosierra en los alrededores de Cerezo de Abajo siendo esta localidad uno de los puntos donde mejor aparece caracterizada la unidad en un corte a favor del talud de la autovía. Otras secciones con buena calidad se localizan junto a Duruelo o Sotillo en el Valle del Duratón.

Por lo general esta unidad se sitúa discordante sobre los depósitos detríticos paleógenos y lateralmente deben pasar de forma gradual a la unidad 20 descrita con anterioridad, aunque no se descarta la posibilidad que se sitúen por encima estratigráficamente de dicha unidad. Este tránsito es difícil de observar y se pone de manifiesto al norte de la Hoja entre las localidades de Duratón y la Granja Alameda. A techo y en estos parajes se observa también una marcada discontinuidad con respecto a la serie neógena suprayacente.

Litológicamente se trata de un conjunto detrítico de naturaleza arcósica, con alta proporción de cantos y bloques de rocas metamórficas tipo gneises leucogneises de distinto tamaño en función de su proximidad a los relieves de Somosierra, donde se situarían los ápices de los abanicos aluviales que los han generado.

En los sectores centrales de la Hoja entre Sotillo y la autovía predominan los depósitos más arenosos de color ocre, si bien se siguen intercalando niveles de cantos y conglomerados así como niveles lutíticos de color ocre a veces algo rojizos, como consecuencia de los procesos edáficos que se vieron afectados, lo que imprime una característica peculiar y diferenciadora al conjunto.

Más al norte, próximos a los relieves mesozoicos del macizo de Sepúlveda, cerca de la Granja Alameda estas facies denotan ya una cierta influencia de dichos relieves y si bien la relativa distalidad de los depósitos es un hecho evidente, procedentes de esas áreas se pone ya de manifiesto su influencia con aportes, procedentes de esas áreas pasándose insensible y de forma gradual a los depósitos y facies que caracterizan la unidad 20.

En general se observan depósitos fangosos, a veces cementados (paleosuelos) alternando con niveles de conglomerados con cantos y bloques poligénicos y arenas.

El análisis de la fracción ligera pone en evidencia la composición arcósica de estos depósitos. Así aparecen valores porcentuales del cuarzo del orden del 42-62 % y de feldespato generalmente entre el 15-25 %. Los fragmentos de rocas sedimentarias por lo general y paradójicamente aparecen en baja proporción al igual que los de rocas metamórficas, destacando la presencia de micras en porcentajes relativamente altos.

En cuanto a la fracción pesada la turmalina (25-80 %) junto al circón (5-45 %) son los minerales mas abundantes siguiéndoles en menor proporción el granate (6-10 %), apatito (1-10 %), sillimanita (2-6 %), estauroлита (1-6 %), distena (3-4 %) y mas raramente brooquita (0,5-1 %) y esfena (0,5 %).

Desde el punto de vista sedimentológico se trata de otra unidad neógena relacionada con la instalación de abanicos aluviales húmedos con sus ápices situados en el cuadrante suroccidental de la Hoja, al pie de Somosierra sobre los materiales gneísicos que conformarán los relieves en ese sector y con paleocorrientes con una disposición que abarcaría desde el ENE al NNO. Como en todos los modelos sedimentarios de este tipo se reconocen los tres tipos de facies características en el corte de la autovía en las proximidades de Cerezo de Abajo.

Así las facies más proximales están formados por paquetes masivos de cantos y bloques de gneises y leucogneises de clara tendencia tabular siendo frecuentes numerosas cicatrices internas, correspondiendo a un transporte tipo "debris flow" con transporte clástico.

Las facies medias aparecen caracterizadas por cuerpos tabulares y facies ya algo canalizadas con cierta ordenación interna, tal como granoclasificación, imbricación de cantos y estructuras tractivas observables en los niveles arenosos y/o microconglomeráticos.

Las facies distales, más alejadas como es lógico de los relieves de Somosierra, se caracterizan por un aumento en la proporción de fangos, presencia de paleosuelos y edafizaciones notables, a techo de las secuencias de relleno de canal, que aunque se presentan facies canalizadas arenosas con depósitos de carga residual y tapices de cantos y cicatrices internas, con estructuras tractivas tipo estratificación cruzada a mediana y gran escala y direcciones de aporte hacia el N y NE.

Finalmente y en cuanto a la edad de estos depósitos al igual que en las otras unidades, no existen argumentos paleontológicos que justifiquen la edad asignada. Su relación con otras unidades así como con la serie infrayacente invitan a pensar que se trata de materiales neógenos de una edad probablemente Aragoniense y situados por debajo de las series que cierran el ciclo neógeno (Abanico de Rianza) al menos en este sector de la Cuenca del Duero.

COMPOSICIÓN DE LA FRACCIÓN PESADA
(Unidades 22 y 23. Abanico de Somosierra)

	1204	1602	9021	9023
Opacos	33,5	52,8	45,7	50,8
Transparentes	63,6	42,7	40,1	45,8
Biotitas	2,9	4,5	14,2	3,4
Clorita	-	-	-	-
Moscovita	-	-	-	-
Turmalina	27,8	40,9	24,4	80,6
Circón	33,8	44,8	37,8	5,1
Rutilo	1,5		0,6	1,9
Granate	6,2	0,9	10,2	3,1
Esturolita	1,1	4,5	6,2	1,1
Andalucita	0,8			0,3
Distena	4,1	3,9	3,1	3,1
Sillimanita	6,2		4,7	0,7
Hornblenda	1,3	0,9		1,5
Apatito	16,4	1,2	12,8	0,3
Esfena	-	0,5	-	-
Epidota	-	-	-	0,3
Brooquita	-	0,6	-	1,1
Anatasa	-	-	-	
Carbonatos	-	-	-	0,3

Valores expresados en %

**COMPOSICIÓN DE LA FRACCIÓN LIGERA COMPRENDIDA
ENTRE 0,25 mm Y 0,50 mm
(Unidades 22 y 23 Abanico de Somosierra)**

	1204	1602	9021	9023
Cuarzo monocristalino				
Extinción recta (<5%)	43,3	49,5	37,9	44,3
Extinción ondulante (>5%)	11,7	3,3	2,3	8,8
Cuarzo policristalino	5,1	2,5	1,5	1,5
Chert	1,4		1,2	0,7
Feldespatos potásicos	14,7	4,2	23,3	14,5
Plagioclasa	0,7	0,5	2,3	1,6
F.R. Plutónicas	-	-	-	0,5
F.R. Sedimentaria	-	-	-	-
Carbonatos	0,7	24,3	2,1	0,7
Areniscas	1,4	14,2	5,5	1,4
Arcillas	4,4	-	7,7	3,1
F.R. Metamórficas				
Pizarras	-	-	-	-
Esquistos	-	-	-	-
Metacuarcitas	1,4	-	1,1	2,1
F.R. Autóctonas				
Carbonatos	-	-	-	-
Moscovita	10,2	0,8	3,1	12,7
Biotitas	4,4		11,6	7,7

Valores expresados en %

1.2.2.6. *Bloques y cantos de rocas metamórficas con lutitas rojas (24a). Lutitas rojas con niveles de conglomerados (24b) y lutitas ocreas con cantos y niveles algo carbonatados (24c). Abanico de Riaza. Mioceno medio (Astaraciense-Mioceno superior)*

En este apartado y bajo esta denominación se incluyen un conjunto de materiales detríticos aflorantes en la mitad oriental de la Hoja que extienden desde el mismo borde del Sistema Central en las proximidades de Riaza y La Pinilla, al pie de los relieves hasta los páramos y campiñas del Duero ya en zonas más alejadas fuera de la Hoja.

Se trata de una unidad bien caracterizada sobre las que se desarrollan las campiñas del borde septentrional de la Hoja y las parameras y series rojas, que se desarrollan cerca de Somosierra.

Todo el conjunto representa uno de los últimos ciclos de relleno finineógenos que caracterizan a este sector meridional de la Cuenca del Duero. Presenta un marcado carácter retractivo situándose discordantemente sobre materiales de distintas naturaleza y edad tanto terciarios al norte en áreas más distales como paleozoicos al sur en sus zonas proximales.

La disposición, geometría y distribución de facies en el sector aflorante dentro de la Hoja ponen en evidencia el origen y/o génesis de estos depósitos ya que esta unidad constituye un buen ejemplo de sistemas de abanicos aluviales en depósitos no consolidados y con un área fuente metamórfica que motiva que la litología y naturaleza de los cantos sea uno de los criterios diferenciadores más notables del resto de las series neógenas infrayacentes.

Los cortes no son muy abundantes, aunque cuando existen son de excelente calidad, pero solo de forma parcial, permitiendo no obstante poder observar las características litológicas y/o sedimentológicas de los depósitos, así como sus variaciones laterales en diferentes puntos de la Hoja. El espesor máximo fluctúa entre los 80 y 100 m. disminuyendo hacia las zonas marginales.

Litológicamente se trata de un conjunto detrítico, heterométrico, cuya distribución espacial en detalle resulta difícil de precisar por los continuos y frecuentes cambios laterales de facies.

De acuerdo con la génesis en los sectores más próximos a los relieves del Sistema Central y bajo los depósitos tipo "raña", que constituyen la unidad suprayacente, aparecen cantos y bloques (unidad 24a) de naturaleza y tamaño variado de incluso mas de 1 m de espesor, empastados todos ellos en una matriz arcillosa de color rojizo que imprime a todo el conjunto una característica peculiar fácilmente identificable. Los cantos son de cuarcita, esquistos, gneises a veces y cuarzo y ponen en evidencia claramente un área de procedencia metamórfica (Macizo de La Pinilla-La Quesera) y como de hecho lo corrobora la localización de sus ápices y bordes, fuera de los límites de esta Hoja, ya en las proximidades de Riaza. Un buen corte de estas facies se localizan en la carretera a Soria entre el puente del río Serrano y la primera en dirección a Riaza.

Más hacia el norte y noroeste estos cantos y bloques pasan a conglomerados y comienzan a intercalar lutitas rojas (fangos) en proporción variables (unidad 24b) a veces edafizadas y en ocasiones con niveles de cantos dispersos. También puede observarse algún paleosuelo alternando con los paquetes conglomeráticos. Los conglomerados presentan espesores métricos y tamaño de cantos entre 8 y 12 cm y matriz arenosa predominando los cantos cuarcíticos sobre el resto de litotipos metamórficos. En ocasiones y hacia el noroeste se observan pasadas arenosas algo cementadas.

Los mejores puntos para estas observaciones se localizan en el valle del río Serrano en su margen derecha entre las localidades Soto de Sepúlveda y Castillejo de Mesleón.

Hacia los sectores mas septentrionales y noroccidentales estos materiales pasan de forma insensible y/o gradual a fangos ocre y rojos con niveles de cantos con frecuencia edafizados y a veces con un cierto grado de carbonatación y/o cementación de algunos cuerpos detríticos (unidad 24c) localizándose paleosuelos de continuidad lateral importante. En este caso esta unidad presenta ciertos colores y tonalidades ocre que destacan en la campiña.

En detalle las lutitas presentan intercalaciones de niveles de conglomerados de cantos de rocas metamórficas y a veces calcáreos más cementados y frecuentes cuanto mayor es la proximidad al macizo de Sepúlveda. También se reconocen las concreciones carbonatadas, notándose la proximidad de los relieves mesozoicos y la influencia de estos en esas áreas.

Estas facies son perfectamente identificables entre las localidades de Duratón y Boceguillas y en particular en la margen derecha de los ríos Serrano y Duratón, pudiendo observar en esta última un excelente cantil donde se reconoce la paraconformidad de esta unidad con respecto a la serie neógena infrayacente de características muy similares en cuanto a facies y litología.

Desde el punto de vista de paragénesis mineral para la fracción pesada, el mayor porcentaje corresponde al circón (18-52 %) y turmalina (14-27 %) seguidos de granate (6-21 %) estauroлита (3-35 %) y sillimanita (1-17 %). El resto de los componentes mineralógicos aparecen en porcentajes bajos : rutilo (1-6 %), distena (1-15 %) y muy escaso el apatito (2-5 %), esfena (1 %), broquita (1-5 %) anatasa (1 %). En las muestras próximas a los relieves cretácicos aparecen porcentajes ya de carbonatos igualmente aunque en proporciones bajas (3-8%).

Respecto a la fracción ligera, el cuarzo (40-60 %) es el componente más abundante, seguido del feldespato potásico (3-15 %) y plagioclasa (1-2 %) no siempre presente. Los fragmentos de rocas plutónicas así como los de metamórficas son reconocibles predominando en los análisis los correspondientes a rocas sedimentarias que pueden llegar incluso a estar en proporciones elevadas (25 %). La presencia de moscovita y biotita es otra de las peculiaridades a destacar en la fracción ligera con porcentajes entre el (10-20 %) para la primera y (2-20 %) para segunda.

Desde el punto de vista sedimentológico esta unidad representa aunque de forma parcial un sistema sedimentario del tipo abanico aluvial cuyos ápices se situarían al pie de los relieves del Sistema Central (Somosierra) y con direcciones de aporte dirigidas hacia el norte y noreste adquiriendo su mayor desarrollo en los sectores situados mas al norte de Riaza fuera ya del área estudiada. No obstante dentro de la Hoja son perfectamente reconocibles distintas facies características de estos sistemas deposicionales.

Desde el punto de vista cronológico estos depósitos están enmarcados en un contexto sedimentario distensivo correlacionables con las series carbonatadas lacustres (calizas de los paramos) aflorantes algo mas al norte ya en plena Cuenca del Duero en las proximidades de Ayllón y Sierra de Honrubia, por lo que la edad de acuerdo con los yacimientos próximos a esas áreas, se situaría entre el Aragoniense superior (Astaraciense) y el Mioceno superior.

COMPOSICIÓN DE LA FRACCIÓN PESADA
(Unidad 24 Abanico de Ríaza)

	9016	9018	9020	9024	1302	1502	1604
Opacos	42,5	47,1	54,5	55,7	41,6	45,3	33,6
Transparentes	45,1	48,8	30,4	17,4	37,8	50,1	44,3
Biotitas	12,4	4,1	12,1	25,4	19,6	4,1	22,1
Clorita	-	-	-	-	-	-	-
Moscovita	-	-	-	1,5		0,5	
Turmalina	14,3	16,2	25,7	25,4	26,7	17,6	25,5
Circón	18,1	34,7	20,1	32,9	17,6	52,5	38,4
Rutilo	2,1	2,2	2,2	4,3	3,2	5,9	0,5
Granate	21,5	7,4	13,1	1,2		5,5	9,6
Estaurolita	16,5	9,7	11,9	2,4	34,6	3,1	2,2
Andalucita	1,2	0,5		0,6		2,3	4,5
Distena	6,2	15,5	10,1	9,9	8,5	5,5	0,5
Sillimanita	10,6	12,6	14,8	16,1	0,5	5,3	8,2
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	-
Apatito	0,7		1,5		3,7	1,5	4,9
Esfena	-	-	-	0,7	1,2	-	0,7
Epidota	-	-	-	-	-	-	-
Brooquita	-	0,5	0,5	4,9	2,8	0,5	1,3
Anatasa	-	-	-	0,7	0,5	-	0,5
Carbonatos	7,5	-	-	-	-	-	0,5

Valores expresados en %

**COMPOSICIÓN DE LA FRACCIÓN LIGERA COMPRENDIDA
ENTRE 0,25 mm Y 0,50 mm. (Unidad 24 Abanico de Ríaza)**

	9016	9018	9020	9024	1302	1502	1602
Cuarzo monocristalino							
Extinción recta (<5%)	33,3	51,2	49,6	37,2	27,2	50,4	49,5
Extinción ondulante (>5%)	14,7	8,6	3,1	1,8	16,1	4,7	3,3
Cuarzo policristalino	3,1	5,4	3,8	0,8	6,6	0,7	2,5
Chert		3,4				0,7	
Feldespatos potásicos	14,8	6,3	14,7	21,2	2,2	13,4	4,2
Plagioclasa		1,8	0,7	3,1	-	1,5	0,5
F.R. Plutónicas	1,4	2,1	0,5	-	-	0,4	-
F.R. Sedimentaria	-	-	-	-	-	-	-
Carbonatos	5,4	1,5	0,7	-	-	-	24,3
Areniscas	6,9	1,8	4,6	-	5,1	9,5	14,2
Arcillas	0,8	2,3	1,5	2,5	1,4	5,5	-
F.R. Metamórficas							
Pizarras	-	-	-	-	-	-	-
Esquistos	-	-	0,7	-	-	-	-
Metacuarcitas	-	0,5	-	-	0,7	-	-
F.R. Autóctonas							
Carbonatos	-	-	-	-			
Moscovita	10,9	12,4	8,5	19,4	20,5	11,1	0,8
Biotitas	7,9	2,3	10,8	13,4	19,8	1,5	-

1.2.2.7. *Gravas cuarcíticas, arenas y lutitas ocreas (25). Astaraciense-Plioceno*

Se describe en este apartado un pequeño afloramiento existente en el límite occidental de la Hoja y que se prolonga por la vecina de Cantalejo en los alrededores de Rebollo.

Se trata de unos depósitos que se disponen discordantes y a modo de tapiz, sobre las zonas más elevadas del corredor de Cantalejo culminando el relleno neógeno de dicha depresión.

Se sitúan por encima de las facies de lutitas rojas y conglomerados de la unidad 21 (Facies rojas de Perorrubio), separados por una discontinuidad de marcado carácter erosivo que desciende progresivamente hacia el N.NO, apoyándose cada vez sobre términos más bajos de las series infrayacentes. No obstante en el límite con la Hoja de Cantalejo y por encima del cementerio de Rebollo, en una barranquera orientada al este se localiza una importante costra ferruginosa que marca dicha discontinuidad.

Litológicamente la unidad está caracterizada por gravas fundamentalmente de cantos cuarcíticos y en proporciones muy bajas de rocas ígneas y metamórficas que a veces incluyen clastos de tamaño bloque, así como arenas y lutitas ocreas que confieren una tonalidad típica al paisaje y permite su diferenciación respecto a la serie infrayacente.

Por lo general no existen cortes de la unidad ya que al constituir las zonas altas se encuentra enmascarada por suelos y derrubios en las zonas marginales. Excepcionalmente son las barranqueras quien permiten reconocer las observaciones anteriormente descritas.

Las muestras estudiadas evidencian, para la fracción ligera, un alto contenido en cuarzo (50 %) y en feldespato (15 %), con abundantes restos de fragmentos de rocas metamórficas (11 %), ígneas (2 %) y sedimentarias (14 %). Respecto a la fracción pesada el circón (50 %) aparece como componente mayoritario seguido de la turmalina (14 %) y la distena (10 %). La estaurólita (7 %) sillimanita (9%), rutilo (4 %) y anatasa (1 %) constituyen el resto del cortejo mineralógico que caracteriza a la unidad en este sector.

Estos depósitos desde el punto de vista sedimentológico se corresponden con ambientes fluviales de alta energía tipo "braided" y en particular con abanicos aluviales procedentes del borde septentrional de la sierra de Guadarrama, relacionados con los últimos episodios de relleno de la Depresión del Duero en su borde meridional.

No se poseen datos paleontológicos que permitan asignar una edad concreta. Por su posición estratigráfica y morfológica se correlacionan en el tiempo bien con los depósitos del Abanico de Rianza ó con los de la "raña" aflorante también en ese sector, ya que además de presentar algunas características afines con estos últimos presentan una suave y ligera inclinación hacia la Depresión del Duero exenta de los sediplanos característicos de las rañas pliocuaternarias por lo que la edad podría ser pliocena e incluso quizás más moderna probablemente pleistocena.

Por otro lado por la posición estratigráfica y similitud con las Series ocreas neógenas del sector septentrional de la Cuenca del Duero invitan a inclinarse por una edad finineógena.

De acuerdo con todo ello se asigna provisionalmente a esta unidad una edad que estaría comprendida en el intervalo Astaraciense Plioceno.

1.2.2.8. Gravas y arenas. Niveles de Raña (26 y 27). Plio-Pleistoceno

Sobre los depósitos de la unidad anterior se sitúa una unidad detrítica no muy potente del orden máximo de 8-10 m y 1-2 m como valores mínimos constituidas por gravas y arenas con matriz areno-arcillosa rojiza, muy característica que conforman extensas plataformas, que en la literatura geológica por su posición y litología se la conoce con el nombre de "raña" o "rañas", y que constituyen morfológicamente el piedemonte de la Cuenca del Duero en este sector.

Estos materiales están formados por cantos de naturaleza cuarcítica (cuarcita y cuarzo) fundamentalmente y en menor proporción por esquistos, gneises, etc. El conjunto aparece mezclado con una matriz areno-arcillosa dando lugar en superficie todo ello a las extensas parameras y planicies de canturrales de la mitad oriental de la Hoja.

El estudio mineralógico de las arenas presenta el siguiente espectro respecto a la fracción ligera: el cuarzo es bastante abundante con porcentajes comprendidos entre el 36-72 %, el feldespato ya en menor proporción la hace entre el 6-13 %. Los fragmentos de rocas plutónicas son muy escasas (1 %) mientras que los procedentes de rocas sedimentarias (21%) y/o metamórficas (13%) son más abundantes.

Respecto a la fracción pesada la estaulolita (16-80 %) es el mineral que aparece en mayor proporción, seguido de la turmalina (4-30 %), circón (7-25 %), sillimanita (1-20 %) y distena (6-10 %). El rutilo (0,5-3 %), granate (0,5-5 %), esfena (1 %) y broquita (1-2 %) son los mas escasos y a veces no siempre están presentes.

Desde el punto de vista sedimentológico al menos en la Hoja y en la vecina de Riaza, la raña representa a un depósito de abanico aluvial, correspondiendo a un importante aparato sedimentario con distintos ápices aunque el principal con su ápice y proximales se localizaría en la estación de La Pinilla.

Este sistema deposicional en detalle es algo mas complejo ya que se observa un pequeño escalonamiento en los depósitos, concretamente en las proximidades de Cerezo de Arriba, cerca del vértice Becerro (1186 m), por lo que al menos se deduce que existirían dos episodios escalonados en el funcionamiento y durante la sedimentación de estos materiales y que serían los precursores de la instalación y encajamiento de la red fluvial.

Estas observaciones han sido puestas de manifiesto también en otros sectores de la Cuenca del Duero, como en el borde norte de la Sierra de Honrubia-Pradales (ORDÓÑEZ et al, 1976, ITGE 1992) y en la Cuenca de Madrid (PEREZ GONZALEZ y GALLARDO 1987), y en particular en el borde sur del Sistema Central concretamente al sur de Tamajón (ITGE 1990) donde los criterios de individualización de las distintas plataformas aluviales, además de los geomorfológicos, son composicionales en lo que respecta a la fracción pesada como ocurre en la Cuenca de Madrid. En el área estudiada esta diferenciación apenas es posible dado el escaso desarrollo de estas plataformas dentro de la Hoja y la monótona composición litológica del área madre.

La edad de estos depósitos resulta difícil de precisar, tanto por el carácter azoico de los depósitos como por su ubicación y relación con el encajamiento respecto al sistema general de abanicos descritos en otros apartados y la red fluvial actual, y por su relación con las superficies desarrolladas en otros sectores de la Cuenca del Duero.

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 depósitos estaría comprendida entre el Plioceno y el Pleistoceno, desarrollándose y encajándose a partir de entonces la red fluvial.

Para MARTIN SERRANO (1988-1991) 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 muchas ocasiones coincidiría con parte de las “series ocreas” del sector septentrional de la cuenca del Duero, por lo que existiría una diacronía de unas regiones a otras con respecto a la asignación de edades para la “raña”. Este planteamiento pone de manifiesto aún más la problemática de datación de estos depósitos dentro del área estudiada.

Sin embargo para PÉREZ GONZÁLEZ y GALLARDO (1987) e ITGE (1990) la raña, al sur de Somosierra y de la Sierra de Ayllón, sería un piedemonte escalonado en el Villafranquense medio, por lo que su edad estaría comprendida entre los 2,5 y 1,8 m.a., edad adoptada en este trabajo por la similitud de procesos acaecidos en ambos márgenes del Sistema Central y puestos de manifiesto en los distintos apartados de esta memoria.

COMPOSICIÓN DE LA FRACCIÓN PESADA DE LA RAÑA
(Unidades 26 y 27. Niveles de Raña)

	9025	9028	9035
Opacos	43,6	26,4	24,6
Transparentes	49,4	70,1	69,4
Biotitas	6,3	3,5	5,6
Clorita	-	-	-
Moscovita	0,7	-	0,4
Turmalina	30,3	17,1	4,2
Circón	25,1	6,8	9,8
Rutilo	2,8	1,3	0,4
Granate	5,1	-	0,4
Esturolita	15,7	41,6	78,2
Andalucita	-	0,9	-
Distena	10,4	10,2	5,9
Sillimanita	8,1	20,5	0,8
Hornblenda	-	-	-
Apatito	-	-	-
Esfena	0,7	-	-
Epidota	-	-	-
Brooquita	1,5	-	-
Anatasa	-	-	-
Carbonatos	-	-	-

Valores expresados en %

**COMPOSICIÓN DE LA FRACCIÓN LIGERA COMPRENDIDA
ENTRE 0,25 mm Y 0,50 mm DE LA RAÑA
(Unidades 26 y 27. Niveles de raña)**

	1204	1602	9021
Cuarzo monocristalino			
Extinción recta (<5%)	58,2	37,8	28,1
Extinción ondulante (>5%)	10,7	11,5	2,6
Cuarzo policristalino	3,5	6,4	5,3
Chert	-	-	-
Feldespatos potásicos	12,2	6,4	6,7
Plagioclasa	0,6		0,6
F.R. Plutónicas	0,9	0,9	
F.R. Sedimentaria			
Carbonatos	0,6	15,2	13,4
Areniscas	1,3	3,5	3,3
Arcillas	1,5	2,8	7,1
F.R. Metamórficas			
Pizarras	-	5,1	9,5
Esquistos	-	6,1	3,4
Metacuarcitas	-	-	-
F.R. Autóctonas			
Carbonatos	-	-	-
Moscovita	9,3	3,5	3,2
Biotitas	0,7	0,5	16,1

Valores expresados en %

1.2.3. Cuaternario

La mayor parte de los depósitos cuaternarios de la Hoja se encuentran relacionados con los procesos de encajamiento de la red fluvial cuya principal arteria actualmente es el río Duratón, si bien también existen depósitos importantes relacionados con la actividad fluvial, en los ríos Serrano y Ayuso principalmente.

Además de los depósitos correspondientes a terrazas fluviales aparecen conos aluviales y coluviones localizados preferentemente a la salida de pequeños arroyos así como en las laderas de los valles.

Finalmente interesa destacar la importante actividad eólica de la que queda registro en el sector noroccidental de la Hoja y que se prolonga de forma extensa y llamativa por la vecina Hoja de Cantalejo, dando lugar a extensos arenales que cubren gran parte de la campiña de la región.

1.2.3.1. *Gravas cuarcíticas, arenas y arcillas. Terrazas altas, medias y bajas. (28, 29 y 30) Pleistoceno-Holoceno*

Dentro de este apartado se incluyen todos los depósitos correspondientes a terrazas relacionadas con la red fluvial actual y cuyas cabeceras se sitúan al pie de los relieves del Sistema Central, cerca de Somosierra y/o Riaza.

Los distintos niveles de terrazas aparecen muy bien caracterizados a lo largo de los ríos Duratón y Serrano en su margen izquierda, siendo la litología dominante las gravas cuarcíticas mezcladas en proporción variable con arenas y la fracción arcillosa, más abundante está en los niveles más inferiores.

La litología dominante son los clastos son las cuarcitas, seguido aunque en menor proporción de cuarzos y gneises, siempre mezclados con arenas. Por lo general, aunque tienen gran extensión superficial la potencia raramente supera los 2 m.

Se localizan hasta 8 niveles de terrazas a distintas alturas, habiendo sido clasificados en tres grupos: altas, medias y bajas que escalonadamente desciende desde por encima de los 1000 m a casi los 920 m. cota en la que confluyen los principales cursos los ríos Serrano y Duratón. Al N.E. del macizo de Sepúlveda se localizan, de forma discontinua, distintos niveles de terraza, muy lavados, desprovistos de la fracción fina, testigos del proceso de encajamiento de la red y del modelado actual.

1.2.3.2. *Gravas, arenas y arcillas Glacis (31). Pleistoceno-Holoceno*

Se trata de depósitos de ladera asociados al modelado de las vertientes. La mayoría de ellos se localizan en cotas altas y vertientes orientadas hacia el norte y noreste y como formas de enlace entre los niveles más altos de terrazas o como derrames a veces de las mismas.

La litología como consecuencia, es de composición muy similar a la de las terrazas; gravas fundamentalmente cuarcíticas, arenas y arcillas. En ocasiones como en el borde septentrional de la

Hoja, cerca de Turrubuelo o de Soto de Sepúlveda, aparecen estos glaciares como extensos cantu-
rrales cuarcíticos fácilmente identificables del sustrato arcilloso sobre el que se desarrollan y que
nunca llegan a superar el metro de espesor.

Por su posición y/o localización en las vertientes y su relación con los niveles de terraza más alta
cabe pensar en una posible edad pleistocena para los mismos si bien su desarrollo debió conti-
nuar durante todo el Cuaternario.

1.2.3.3. Arenas. Manto eólico (32). Pleistoceno-Holoceno

En el borde occidental de la Hoja se localizan, bien en la campiña o sobre los relieves calcáreos,
unas acumulaciones arenosas, fijadas en ocasiones por la vegetación, generalmente densos pi-
nares, que destacan en el paisaje.

Se trata de arenas sueltas grises, de gran homogeneidad granulométrica, de tamaño de grano
medio a fino y de espesor muy variable, desde apenas unos centímetros hasta a veces superio-
res a los 2 m y que se apoyan indistintamente sobre distintas unidades geológicas.

Composicionalmente también poseen una gran homogeneidad. Así los análisis mineralógicos re-
alizados en los complejos dunares y mantos eólicos de las proximidades de Cantalejo, cuyos aflo-
ramientos mas orientales se localizan junto al río Duratón, ya dentro de la Hoja, muestran la si-
guiente composición mineralógica; así dentro de la fracción ligera, comprendida entre 0,25 y
0,50 mm, el constituyente fundamental es el cuarzo (77-80%) seguido del feldespato potásico
(15-10%) junto a los que pueden aparecer plagioclasa (0,5-2%), moscovia (0-1,5%) y biotita (0-
15%) así como fragmentos de rocas sedimentarias (2,5-3%) y metamórficas (0,5-1,5%). Por lo
que respecta a la fracción pesada (1-2% del total), está integrada por opacos (39-45%), biotita
(8-17%) y transparentes (40-50%), y dentro de éstos, los más abundantes son circón (20-50%),
granate (5-35%), turmalina (10-25%) y andalucita (5-15%), apreciándose proporciones inferio-
res de distena (5-10%), estaurilita (4-7%), rutilo (1-3%), apatito (1,5-2%), carbonatos (0-2,5%),
hornblenda (0-1,5%) y epidota (0-1%).

En cuanto a la edad se refiere, estas acumulaciones arenosas corresponden a sedimentos muy re-
cientes, actuales en algunos casos, transportados por vientos del oeste, y del suroeste. No obs-
tante el importante registro eólico observable en la vecina Hoja de Cantalejo permite establecer
una cronología para estas arenas con algo más de detalle, considerándose parte de ellas como
pleistocenas, y donde parte de los mantos eólicos constituirían los depósitos más antiguos, pro-
fundamente modificados, tras ellos, se depositarían los campos de dunas, mejor conservados, y
posteriormente los cordones de dunas parabólicas que parecen sobreimponerse a los anteriores.
No obstante, la actividad relacionada con las acumulaciones de arenas correspondientes a los
mantos eólicos se prolonga hasta la actualidad.

1.2.3.4. Gravas, arenas, arcillas y cantos. Conos aluviales (33) y Cantos y bloques con arenas y arcillas. Coluviones (34). Holoceno

Con bastante frecuencia en los márgenes de los valles que disectan la región, al pie de zonas de
relieve y en la salida de pequeños arroyos a otros de mayor rango aparecen en proporciones muy
variables acumulaciones de gravas, arenas, y arcillas procedentes del desmantelamiento de los re-

lieves próximos. Estos depósitos asociados presentan una morfología de conos aluviales, que por lo general tienen poco espesor, su disposición en planta suele ser de abanico y a veces presentan una gran continuidad lateral, siendo coalescentes bien entre ellos o a veces con otros depósitos coluvionares.

Los coluviones presentan una mayor granulometría, predominando a veces los cantos y bloques empastados en una matriz más o menos arenosa o arcillosa en función de donde se desarrollen, predominando las margas en los terrenos calcáreos cretácicos y las arcillas en zonas donde afloran los materiales terciarios. Los cantos procedentes de los depósitos mesozoicos por lo general son bastante angulosos y de mayor tamaño, a diferencia de los de los terrenos cenozoicos donde los que predominan son los clastos cuarcíticos bien rodados o los de gneises, frecuentemente bastante alterados y empastados en una matriz arcillosa o areno arcillosa rojiza.

1.2.3.5. Arenas y arcillas con cantos. Gravas. Fondos de valle (36) y Arcillas y cantos. Cauces abandonados (35). Holoceno

Dentro de este epígrafe se incluyen todos aquellos depósitos que se localizan en el fondo de los valles y que configuran la red fluvial actual y paractual.

En general estos depósitos suelen tener poco espesor de 1 a 3 m como media aunque su representación en planta es importante y a tener en consideración, motivo por el cual han sido diferenciados en cartografía.

No obstante los mayores espesores y desarrollo de estos fondos de valle al margen de los valles secundarios, se localizan en los ríos Serrano, Duratón y Casilla, así como en el Ayuso o San Juan afluentes ambos del Duratón. La litología dominante en estos fondos es de arenas y arcillas con cantos fundamentalmente cuarcíticos y algunos de gneises así como arcillas de tonalidades grises.

En la mitad occidental y en los fondos de valle asociados a las estructuras mesozoicas destacan materiales arcillo-margosos con cantos de litología fundamentalmente carbonatada. En ocasiones, como ocurre en el río Duratón, en las proximidades de Sepúlveda, se observan cauces meandriformes abandonados, testigos de antiguos cauces y que constituyen un excelente ejemplo del trazado y evolución de la red fluvial.

2. TECTÓNICA

En la presente Hoja 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, nº 456, 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). 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; asimismo, se reconoce una importante actividad magmática próxima al tránsito Cámbrico-Ordovícico (VIALETTE et al., 1986) que se tiende a relacionar con los movimientos sárdicos.

2.1. LA OROGENIA HERCÍNICA

2.1.1. Estructuras relacionadas con las principales fases de deformación hercínica

En la Hoja de Sepúlveda se reconocen dos únicas fábricas relacionadas con las fases principales de deformación hercínica. Una de ellas, muy penetrativa y con carácter de "schistosity" es la esquistosidad principal o dominante (Sp) y afecta a todos los materiales metamórficos orto y para-derivados de la zona. La otra, superpuesta a la anterior, es una esquistosidad de crenulación (Scr), si bien, regionalmente, en sectores más occidentales pueden llegar a convertirse en la esquistosidad principal por transposición de las fábricas previas.

2.1.1.1. La esquistosidad principal (Sp) y estructuras asociadas. Descripción e interpretación

La esquistosidad principal (Sp) presenta una dirección variable, entre E-O y NE-SO como consecuencia de los plegamientos posteriores y un buzamiento entre 30 y 70 al S y SE. En los metasedimentos es una fábrica plano-linear definida por la presencia de niveles claros, cuarzofeldespáticos que están envueltos o alternan con niveles oscuros ricos en biotita, sillimanita y en menor proporción, granates. La observación a simple vista y al microscopio de "ribbons" de cuarzo, restos de biotitas cizalladas ("mica fish"), plagioclasas asimétricas con sombras de presión y colas sigmoides definiendo una estructura interna de tipo SC, y una lineación mineral marcada por el estiramiento de la sillimanita, permite relacionar la formación de la Sp, a un cizallamiento simple o deformación no-coaxial, milonítica, en condiciones metamórficas de alta T, en la que los criterios cinemáticos son consistentes con un movimiento del bloque de techo hacia el SE.

Tanto a la micro como a la mesoescala se observa que la Sp es plano axial de pliegues intrafoliares con charnelas muy agudas, frecuentemente truncadas y flancos muy estirados, cuyo perfil en las capas competentes es de la clase 1C de RAMSAY (1967), muy próximo a la clase 2. Cuando afloran en todas sus dimensiones muchos de estos pliegues resultan tener charnelas curvas, circunstancia que explica la dispersión de sus ejes.

En los gneises glandulares la Sp, de tipo milonítico o protomilonítico SC, está marcada por la misma alternancia de niveles claros cuarzofeldespáticos y oscuros, biotíticos-sillimaníticos, que en este caso es minoritaria y engloba glándulas elongadas de feldespato potásico y plagioclasa definiendo estas últimas, junto al estiramiento de la sillimanita, una lineación mineral. Las glándulas presentan formas sigmoidales con sombras de presión y, frecuentemente, una deformación dúctil-frágil de tipo "pull-apart", ortogonal a la dirección de estiramiento.

En los leucogneises, la Sp aparece menos marcada que en el resto de las litologías, quedando definida por una ligera elongación del agregado cuarzo-feldespático, la orientación de los escasos

niveles biotíticos y a la microescala, por la presencia de bandas de deformación subparalelas con reducción de tamaño de grano.

En todas las litologías mencionadas, especialmente en los metasedimentos y gneises glandulares, se reconocen planos C' sintéticos y ligeramente tardíos respecto a los planos C de la fábrica milonítica principal (Sp) en los que se concentran procesos de retrogradación metamórfica con formación abundante de sillimanita y moscovita.

En las hojas próximas del Dominio de Guadarrama del Sistema Central (p.e. Prádena, nº 456, ITGE 1991) la Sp que se acaba de describir se explica en el contexto de un régimen compresivo que produce engrosamiento cortical a favor de dos fases principales de deformación F_1 y F_2 (MACAYA et al, 1991; AZOR et al, 1992). F_1 responde a una cizalla simple que produce un fuerte plegamiento vergente al este y una esquistosidad asociada (S_1) muy penetrativa. La F_2 es simultánea y prolongación de la anterior y consecuencia del mismo proceso de cizalla simple que en este caso se produce de forma heterogénea, concentrándose en bandas de cizalla donde la deformación es muy intensa; en estas bandas se desarrolla una esquistosidad S_2 muy penetrativa, frecuentemente de tipo milonítico, que traspone a la S_1 haciéndola desaparecer completamente a escala de afloramiento si bien queda relictas en algunos fenocristales.

Por correlación con los afloramientos contiguos de la Hoja de Prádena la Sp que afecta a los materiales metamórficos correspondería bien a la S_1 , a la S_2 , o incluso a la S_1+S_2 , de este modelo.

Sin embargo, durante la elaboración de la Hoja de Riaza (Nº 432, ITGE in litt) contigua al este con la de Sepúlveda, se ha puesto de manifiesto la existencia de una fábrica S_2 , con dirección submeridiana y buzamiento al E, relacionada con el colapso extensional de la corteza, previamente engrosada durante el régimen compresivo. Esta fábrica es coherente con un cizallamiento dúctil extensional que desestructura la configuración termal (compresiva) previa y aproxima niveles térmicos de distinta T: un nivel inferior más caliente o dominio occidental y un nivel superior más frío o dominio oriental. La zona de cizalla produce el movimiento del dominio o bloque oriental (bloque de techo) hacia el SE, explicando el significativo cambio existente en la presión metamórfica entre asociaciones pre y sin F_2 de ambos dominios, de varios kilobares y la existencia de una secuencia de isogradas comprimida. Superpuesta a la zona de cizalla se reconoce una tectónica de "detachments" de bajo grado, tardíos respecto a D_2 que explica las discontinuidades metamórficas locales. En estas zonas se generan fábricas S_2 cuyas microestructuras son indicativas de deformaciones en condiciones de la facies de los esquistos verdes. El más occidental de estos "detachments" (detachment del arroyo de la Garganta) es el límite por el oeste de la zona de cizalla; ésta se localiza en el sector occidental de la hoja de Riaza, centrándose fundamentalmente en los niveles inferiores del bloque de techo. Sus efectos sin embargo, también se reconocen en el bloque occidental, al que pertenecen los afloramientos metamórficos descritos en la zona donde durante F_2 las rocas experimentan primero una evolución descompresiva acompañada de procesos de fusión parcial y después, una evolución netamente retrograda especialmente intensa en sus niveles estructurales más altos próximos al "detachment" de bajo grado del Arroyo de la Garganta.

La continuidad cartográfica y estructural de los afloramientos de materiales metamórficos de la Hoja con el mencionado bloque o Dominio Occidental definido en el sector la hoja de Riaza, permite correlacionar la Sp descrita en el apartado anterior con la fábrica extensional S_2 que caracteriza a este dominio occidental y, en general, a toda la zona de cizalla.

2.1.1.2. *La esquistosidad de crenulación (Scr) y estructuras asociadas. Descripción e interpretación*

Esta fábrica deriva de un plegamiento generalizado que produce una deformación intensa en todo el dominio de Guadarrama, si bien en sus sectores más orientales, a los que pertenecen los afloramientos metamórficos de la Hoja, su intensidad es menor.

Los pliegues generados durante esta fase presentan una vergencia oeste con un plano axial de dirección media NE-SO y buzamientos entre 30-70° hacia el E-SE. A mesoescala son pliegues con longitudes de onda decamétricas y métricas, claramente asimétricos con charnelas subangulares a subredondeados y ángulos entre flancos de 60-110° o más abiertos. En la Hoja de Prádena se han reconocido a macroescala pliegues de esta fase con longitudes de onda de hasta 5 km, que en los sectores más occidentales pueden ser mayores como consecuencia del menor grado de aplastamiento. Las direcciones axiales de estos pliegues oscilan entre N90 y N160 con inmersiones de 20 a 50° hacia el E-SE.

Simultáneamente al plegamiento, se produce el desarrollo de una esquistosidad de plano axial cuya incidencia en los afloramientos metamórficos es parcial, concentrándose en bandas que seguramente coinciden con zonas de charnela de macropliegues. En estas zonas la fábrica traspone a la esquistosidad principal (S_p) que se puede observar, con carácter relicto y crenulada, en microlitos de diferentes escalas. En zonas más internas (occidentales) del dominio de Guadarrama esta fábrica es muy penetrativa y con un carácter de "schistosity" puede llegar a convertirse en la esquistosidad principal por obliteración de las fábricas previas.

En los ortogneises y leucogneises la Scr apenas se reconoce a escala de afloramiento si bien al microscopio se observa produciendo un reaplastamiento o desorganización de la fábrica anterior y eventualmente, en los ortogneises, un microplegamiento en los niveles micáceos.

En las memorias de las hojas geológicas del Sistema Central más próximas (p.e. Prádena, nº 458, ITGE, 1991) así como en publicaciones recientes (GONZALEZ LODEIRO 1988, MACAYA et al., 1991, AZOR et al., 1992) esta esquistosidad se ha interpretado como una fábrica de tercera fase hercínica (F_3), que produce un intenso plegamiento, retrovergente respecto a las fases compresivas anteriores (F_1 y F_2) y que sería la responsable de la macroestructura general de la región, no sólo en el dominio de Guadarrama sino también en el de Somosierra-Ayllón. Según este criterio, se han interpretado de tercera fase hercínica importantes macroestructuras de este último dominio como el sinclinal de Majaelrayo y la antiforma del Cardoso que se habrían desarrollado sobre un gran flanco normal de F_1 GONZALEZ LODEIRO et al., (1988), MACAYA et al., (1991), y AZOR et al., (1992) además consideran que al antiforma del Cardoso pliega una zona de cizalla de F_2 que aflora en el núcleo de esta estructura y sería correlacionable hacia el este con la zona de cizalla que aflora en el antiforma de Hiendelaencina.

En los estudios realizados durante la elaboración de la Hoja de Riaza (Nº 431, ITGE, en prensa) se ha podido comprobar la existencia de una esquistosidad de crenulación similar a la descrita en este apartado y que afecta tanto a la fábrica S_1 , compresiva de los sectores orientales de la Hoja, donde presenta direcciones entre N120 y N160 y buzamientos tenues, no superiores a los 30-35° como en la S_2 extensional de la zona de cizalla del sector occidental de dicha Hoja (donde, con direcciones similares, presenta buzamientos más verticalizados de 50-70°). Por esta razón, esta

fábrica se ha asignado también a la tercera fase hercínica (F_3) que sin embargo, tiene claramente menor intensidad y un significado distinto al considerado por los autores mencionados. Según las observaciones realizadas en el sector de Riaza, esta fase sólo produce, además del desarrollo local de la mencionada Scr , un plegamiento tenue y local de las estructuras previas, sin modificarlas sustancialmente, de tal forma que el sinclinal de Majaelrayo y el antiforme del Cardoso son estructuras de F_1 y F_2 , respectivamente.

Por otra parte, respecto a las condiciones del metamorfismo que regían durante el funcionamiento de la F_3 , en los afloramientos de paragneises y gneises estromáticos y en sus correspondientes estudios petrográficos se pone de manifiesto la migración de fundidos migmatíticos hacia zonas de charnelas de F_3 , hecho que junto al alto grado de recrystalización de la roca por “recovery” da idea del carácter sin-pico térmico y sin-migmatización de esta fase. Estos procesos sin embargo, parece locales y debieron coexistir con una evolución retrógrada a condiciones de la facies de esquistos verdes iniciada durante los estadios tardíos de la F_2

2.1.2. Estructuras relacionadas con deformaciones hercínicas tardías o finales

En la Hoja no se reconocen más deformaciones hercínicas que las descritas en los apartados precedentes. No obstante en el resto del Sistema Central se citan una o dos fases tardías de plegamiento laxo, a los que les sigue una etapa extensional que da paso a la fracturación tardihercínica, también en régimen extensional y de desgarre. Estas deformaciones se describen brevemente a continuación:

2.1.2.1. Plegamientos hercínicos tardíos

En el Sistema Central se suelen citar fases tardías compresivas que producen pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud. En las vecinas Hojas de Torrelaguna y Pradena, (ITGE 1990 y 1991), se atribuyen a una superpuesta una cuarta fase de deformación (F_4) pliegues de dirección aproximada N-S y plano axial subvertical mientras que en la Hoja de Buitrago (ITGE 1991) todavía se reconoce una quinta fase (F_5) que produce pliegues de dirección aproximada E-O, también con planos axiales subverticales. La F_4 parece que desarrolla una crenulación o esquistosidad de crenulación grosera.

La relación de temporalidad entre estas dos fases es dudosa no descartándose una cierta simultaneidad entre ambas, incluso, un orden invertido al aquí descrito. Cuando las macroestructuras de una y otra coexisten, localmente se puede producir un modelo de interferencia en domos y cubetas. Por otra parte, se ha sugerido la intrusión de, los granitoides del Sistema Central, que presentan una cierta foliación cataclástica norteada y subvertical, se produzca de forma sin a tardihercínica con respecto a esta fase.

2.1.2.2. 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 crociditas; 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 indicadores de una etapa temprana de extensión homogénea 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, y en particular el emplazamiento de las tonalitas de Ventosilla, estaría controlado por esta etapa extensional.

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 (PARGA PONDAL, 1969), 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 porfidos graníticos.

La segunda etapa o fracturación tardihercínica en sentido estricto, ha sido denominada por CAPOTE et al. (1987) "etapa Hiedelaencina" 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°.

2.2. LA OROGENIA ALPINA

La ausencia de depósitos correspondientes al periodo comprendido entre el Pérmico y el Cretácico inferior permite suponer que el grado de incidencia que tuvieron determinados eventos tectónicos del ciclo alpino (estructuración de cuencas pérmicas, rifting triásico y finijurásico) en el Sistema Central fue nulo o muy atenuado. Algunos de estos eventos, sin embargo, tienen un buen registro como p.e. en áreas próximas de entronque del Sistema Central con la Cordillera Ibérica, así como en la Sierra de Honrubia-Pradales, inmediatamente al norte del área estudiada.

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, 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. 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 la 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.

A tenor de la homogeneidad de las "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, POR-

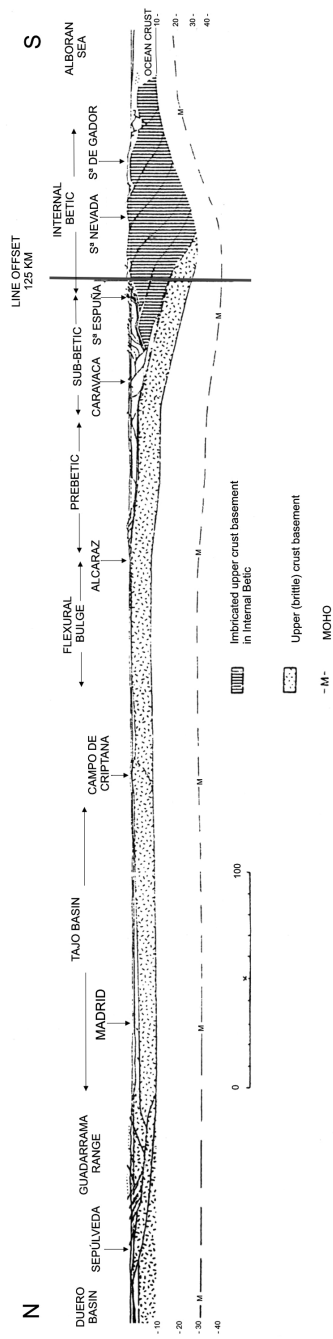


Figura 2.1. Transversal de la estructura alpina del Sistema Central y cordilleras béticas según Banks y Warburton 1991.

TERO 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 toda esta cuenca el que se muestra más activo, produciéndose el cabalgamiento de la Sierra de Altomira sobre la misma en respuesta a un acortamiento regional en sentido E-O ("etapa Altomira" CALVO et al., 1991).

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, (Fig. 2.1) estructura que se ha explicado recientemente como un mega "pop-up" (BUTLER, 1982) intracrático, emergente por encima de una superficie intracrustal de despegue, situada a unos 8 km. de profundidad que, procedente de las Cordilleras Béticas, transmitiría hacia el antepaís los esfuerzos derivados de la formación de esta última cadena (BANKS y WARBURTON, 1986; WARBURTON y ALVAREZ, 1989).

Aproximándose a esta idea, pero perfilando detalles de la geología de superficie e integrando datos de paleoesfuerzos y gravimétricos, DE VICENTE et al., (1991, 1992 y 1994) han propuesto un modelo general para la evolución alpina del Sistema Central cuya expresión en planta y perfil se recoge en las figuras adjuntas. 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 destrales) y N20° (desgarres sinestrales). Estos cabalgamientos enraizarían en una superficie intracrustal de despegue que con un perfil escalonado que 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; o 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 intracrustal de despegue podría justificar la asimetría de la cadena, cuya vertiente septentrional es más escalonada, con presencia de numerosos cabalgamientos de bajo o medio ángulo y un cabalgamiento frontal con menor salto que en la vertiente meridional; en ésta existen menos cabalgamientos, pero con mayor ángulo de buzamiento, permitiendo una imbricación "rápida" sobre la Cuenca del Tajo. Esta asimetría se pone también de manifiesto en la morfología actual de la cadena cuya zona axial, más elevada, está claramente desplazada hacia el margen meridional.

Dentro del esquema general de vergencias al sur en el margen meridional y al norte en el septentrional (Fig. 2.2), es frecuente, especialmente en éste último, la individualización de bloques a favor de retrocabalgamientos (como es el caso del macizo de Sta. María La Real de Nieva, Hoja nº 456 Nava de la Asunción, ITGE 1991) o cabalgamientos mayores. Uno de estos bloques sería el macizo de Sepúlveda que presenta continuidad de afloramiento por el norte con el macizo de Sierra de Pradales, mientras que por el sur se encuentra separado del resto del Sistema Central por un corredor de materiales terciarios. Así, la zona objeto de estudio se localizaría en una posición intermedia entre la vertiente norte del Sistema Central y el sector meridional del macizo de Sepúlveda. En ambos casos la configuración alpina viene determinada por cabalgamientos de direcciones NE-SO a ENE-OSO, que sin embargo, presentan características diferentes según se trate de uno u otro dominio.

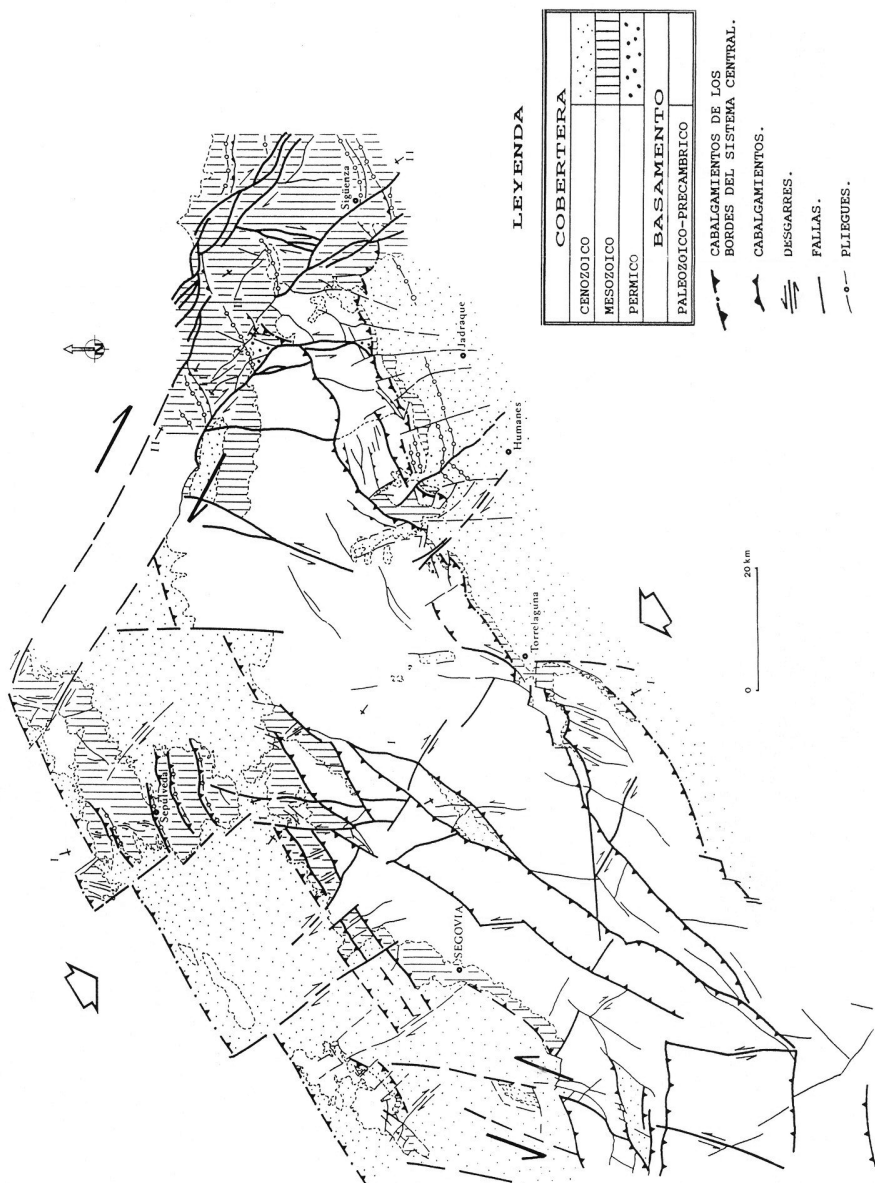


Figura 2.2. Esquema estructural del Sistema Central (De Vicente y González Casado, 1991).

Así en la vertiente norte del Sistema Central se observan tres escamas principales delimitadas por cabalgamientos con direcciones NE-SO y buzamientos acusados (superiores a los 60°) hacia el SE en cuyo núcleo afloran materiales ígneos y metamórficos del basamento hercínico que están orlados por bandas de sedimentos del Cretácico Superior-Paleógeno de la cobertera. Estos materiales dibujan estructuras anticlinales o anticlinoriales de gran radio, con direcciones paralelas a las de los cabalgamientos, que cierran por el NE en terminaciones periclinales allí donde se amortigua el salto de los cabalgamientos. La geometría de estas estructuras permite interpretarlas como “pliegues de acomodación” desarrollados por la adaptación de los bloques de techo a la morfología de las rampas sobre las que deslizan.

En el macizo de Sepúlveda, sin embargo, los cabalgamientos presentan trazas más curvadas, indicativas de superficies más tendidas, también hacia el SE, que separan escamas en las que, salvo casos excepcionales como es el pliegue de Sepúlveda, no afloran los materiales del basamento hercínico. En estas escamas, los anticlinales asociados a los cabalgamientos presentan perfiles apretados con charnelas agudas y flancos rectos, los septentrionales muy tendidos, subverticales o invertidos y los meridionales, indicando una clara vergencia al norte. Estas geometrías son más propias de “pliegues de propagación de falla” formadas por encima y simultáneamente al desarrollo de los cabalgamientos.

Respecto a la edad de los movimientos alpinos, existe una mayor imprecisión que en el margen meridional dada la mala correlación que todavía existe entre buena parte de los depósitos terciarios de ambas márgenes del Sistema Central y a su vez, entre la del margen septentrional y la de 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 la Hoja de Sepúlveda 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 heterocronía 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 inferiores del margen septentrional.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

La Hoja, escala 1:50.000, de Sepúlveda (431) se encuentra situada en el sector suroriental de la provincia de Segovia, estando su esquina SE en el límite de las provincias de Madrid y Guadalajara. Desde el punto de vista administrativo pertenece a la Comunidad Autónoma de Castilla-León. Fisiográficamente pertenece a la Cuenca del Duero localizándose en su borde meridional y en contacto con el Sistema Central, sector de Somosierra, que hace su presencia en el cuadrante SE de la hoja.

La altura media de la hoja está comprendida entre los 1000 y 1100 m. aunque en algunos puntos del valle del Duratón, concretamente en el borde oeste descendiendo hasta 880 m y en otros destacan las elevaciones de Somosierra con cotas superiores a los 2000 m. El paisaje es muy heterogéneo contrastando el sector central, de relieve suave, con los desniveles que ofrecen las áreas noroccidental y suroccidental de la zona.

A grandes rasgos el relieve de la hoja puede dividirse en tres sectores de muy diferente morfología. El primero de ellos ocupa gran parte del cuadrante noroccidental, sitúa y corresponde a las Hoces del Duratón, originadas por un espectacular encajamiento fluvial de trazado sinuoso-meandriforme que da lugar a un estrecho valle con escarpes superiores a los 100 m., habiendo sido declarado Parque Natural por constituir un paraje de singular belleza. El segundo sector se localiza al sur y sureste y está formado por las estribaciones septentrionales de Somosierra, concretamente del Pico Tres Provincias que ofrece un importante desnivel sobre la llanura. Esta llanura o área de relieve suave, constituye el tercer y último sector ocupado por una depresión terciaria, continuación del Corredor de Cantalejo, ofreciendo un relieve suave y ondulado que varía desde una morfología de campiña en la mitad occidental hasta otra de carácter mesetario, en la parte oriental.

La red fluvial se articula y ordena en torno al río Duratón que con una dirección SSE-NNO desciende de la Sierra, atravesando la cuenca terciaria, hasta llegar a los relieves mesozoicos, donde cambia de dirección para, con su trazado sinuoso, descender hacia la hoja de Cantalejo, con una dirección E-O. La morfología de este valle varía mucho del sector central donde atraviesa los materiales terciarios y desarrolla un gran número de terrazas, al sector septentrional donde se encaja bruscamente en los sedimentos mesozoicos. Sus principales afluentes proceden del sur destacando los ríos San Juan, Castilla y del Puerto, este último continuación natural del Duratón. Por la margen derecha afluyen los ríos Serrano, y Ayuso el primero, con un importante desarrollo de depósitos fluviales al igual que el río Duratón.

La observación de la red de drenaje permite deducir un importante control estructural por la presencia de algunos trazados muy rectilíneos según direcciones dominantes (SE-NO, M-S, etc). La morfología de la misma es compleja como corresponde a un área con gran diversidad litológica y estructural y se tratará de ella en el apartado correspondiente a la morfoestructura.

Climatológicamente el área pertenece al dominio mediterráneo templado con influencia continental, salvo en el sector suroriental donde el clima es mediterráneo fresco. En el cuadrante noroccidental de la hoja, el rango de precipitaciones medias anuales se establece en torno a los 600 mm. Para la mitad suroccidental para el mismo periodo (1940-85) es también de 600 mm. pudiendo llegar hasta 900 mm. en la parte más oriental.

La temperatura media anual (entre 1940 y 1985) es de 9 a 11°C, con una evapotranspiración potencial media entre 600 y 700 m.

3.2. ANTECEDENTES

Los trabajos geomorfológicos relacionados con este sector son numerosos, aunque, en su mayoría, de carácter regional tanto si se trata del borde meridional de la Cuenca del Duero o del Sistema Central.

Por lo que al macizo cristalino se refiere los principales trabajos son los relacionados con las grandes superficies de aplanamiento. 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 SCHWENZMER (1936) y SOLE (1952). Existen además una serie de autores que con posterioridad han realizado algunas aportaciones al tema, entre los que hay que destacar a PEDRAZA (1973), GARZÓN (1980), CABRA (1981), CENTENO (1982, 1988) y FERNÁNDEZ (1987).

La realización por el IGME de las hojas geológicas del entorno en el Plan MAGNA, ha sido de gran utilidad y aporta numerosos datos de carácter geomorfológico, al llevar como complemento un mapa dirigido a estos aspectos. Entre las hojas realizadas próximas a la de Sepúlveda, hay que destacar las de Peñafiel (374), Nava de la Asunción (456), Turégano (457) y Maderuelo ().

En lo referente a los depósitos cuaternarios, el mayor número de trabajos se refiere a los de carácter eólico, que aparecen en el límite oeste de la hoja como continuación de las grandes acumulaciones de arenas del Corredor de Cantalejo, son varios los autores que ya en el siglo pasado y a comienzos de este hacen mención a los arenales de la provincia de Segovia. Entre ellos que hay que destacar a CASIANO DEL PARADO (1854), CORTÁZAR (1890), MALLADA (1911) y HERNÁNDEZ PACHECHO (1923 a y b). Más recientemente ALCALA DEL OLMO (1974) aporta numerosos datos sobre la composición mineralógica y características texturales de estos depósitos. No hay que olvidar tampoco otra serie de trabajos en los que de una u otra forma se afronta el problema de las arenas eólicas del interior de España como son los de CASAS y LEGUEY (1971), CASAS LEGUEY y RODRÍGUEZ (1972), ALCALÁ DEL OLMO (1972 Y 1974) y PÉREZ GONZÁLEZ (1982).

Por último la realización del Mapa del Cuaternario de España, a escala 1.1000.000 por el IGME permite conocer regionalmente la distribución y límites de los sedimentos eólicos de la Meseta.

3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

El relieve de la hoja de Sepúlveda es la consecuencia de la actuación de los procesos externos sobre un sustrato con determinadas características litológicas y estructurales. En este apartado se describirán y analizarán la disposición estructural de los diferentes materiales (geomorfología estática) y los procesos externos que han actuado sobre el sustrato dejando su huella en el mismo.

3.3.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural son tres los dominios que pueden reconocerse en la hoja y que conforman el relieve que actualmente se observa. Estos dominios son:

- Sistema Central. Aparece ocupando gran parte del cuadrante SE y el borde sur de la hoja. Está constituido por rocas ígneas y metasedimentos de edad precámbrica y paleozoica con un revestimiento mesozoico
- Macizo de Honrubia-Pradales, en el cuadrante NO. Corresponde a las estribaciones más meridionales del mismo y está únicamente representado por los sedimentos mesozoicos que revisten el núcleo paleozoico. En este sector y en estos materiales es donde el río Duratón se encaja de forma violenta dando como resultado las famosas hoces.
- La Depresión del Duero. En este sector da lugar a una pequeña subfosa de dirección NE-SO, ubicada entre los dos dominios anteriores. Esta subfosa comunica por el oeste con el "Corredor de Cantalejo" y por el este con todas las series neógenas del sector Ayllón-Riaza.

La estructura general de la región se caracteriza por un zócalo antiguo, de edad precámbrica-paleozoico, con un mesozoico que lo reviste y que en la tectónica de compartimentación en blo-

ques, se comporta solidariamente con él. Los bloques, están mayoritariamente orientados NE-SO y tanto el zócalo como el tegumento mesozoico aparecen en las áreas levantadas. Por el contrario en los sectores hundidos es donde se produce la sedimentación terciaria, como sucede en la hoja de Sepúlveda, dando lugar con retoques posteriores, a la morfología resultante.

En cuanto a las formas estructurales de detalle se han reconocido y cartografiado resaltes, replanos, cuestras, diques e incluso fallas con expresión morfológica. Las cuestras son muy frecuentes en los materiales mesozoicos localizándose al norte del río Duratón, en los parajes de los Blancares y Castillejo y al sur, en el Cerro Valderroman y en Valdehornilla, ambos al oeste de la localidad de Siguero. Los replanos estructurales son más comunes en el Terciario detrítico, donde la diferente competencia de sus materiales (conglomerados areniscas y arcillas) y la disposición horizontal o subhorizontal de los mismos, los hace más factibles. Son frecuentes por tanto en la mitad occidental de la cuenca donde los pequeños replanos y mesas sobresalen suavemente dentro de la plana topografía.

También se han cartografiado aquellas fracturas que por una u otra causa alcanzan expresión morfológica, ya sea por medio de un escarpe o por el desplazamiento de cualquier otro rasgo. En las proximidades de Sepúlveda se ha representado un gran accidente que subparalelo al Duratón da lugar, en algunos sectores, a un acusado escarpe y en otros al trastocamiento de capas, cursos de agua, etc. Además se han representado los diques que aparecen al sur de Castroserna de Arriba y al este de Villarejo, incluidos en los metasedimentos.

Finalmente conviene hacer algunas consideraciones sobre la morfología de la red de drenaje, pues la existencia de tramos muy rectilíneos según determinadas direcciones y los cambios bruscos en sus perfiles longitudinales, hacen pensar en un gran control estructural de la misma. En general los cursos que parten del Sistema Central tienen una dirección SE-NO, perpendicular a la dirección de los bloques y dirigiéndose a la cuenca, pero al aproximarse a las estribaciones del Macizo de Honrubia-Pradales, la mayoría sufren un giro a la izquierda disponiéndose E-O. El río Duratón perfora incluso el macizo bruscamente dando lugar a un profundo cañón.

Otro hecho que se observa es que la dirección N.S, bastante frecuente, está ocupada en general por los cursos de primer orden es decir por las cabeceras y los cursos más jóvenes pudiendo indicar ajustes tectónicos recientes según esa dirección.

Este y otros hechos que se comentan más adelante en el capítulo de morfología fluvial hacen pensar en una fuerte influencia del factor estructural en la distribución y morfología de la red de drenaje.

3.3.2. Estudio del modelado

El estudio del modelado se refiere fundamentalmente a la variedad de formas, tanto erosivas como sedimentarias, que se producen como consecuencia de la actuación de los procesos externos sobre el sustrato anteriormente descrito.

En la Hoja de Sepúlveda son las formas fluviales las más destacadas, seguidas de las poligénicas, las estructurales y por último, las relacionadas con los procesos de disolución y de gravedad.

3.3.2.1. Formas fluviales

En la Hoja de Sepúlveda, las terrazas son las formas de carácter fluvial más significativas, destacando las de los ríos Duratón y Serano, el primero con ocho niveles y el segundo con siete. Curiosamente, en ambos casos, estos niveles se desarrollan en la margen izquierda. Otros ríos que también dejan terrazas en el proceso de encajamiento son el río Ayuso y el arroyo Cartagena, al norte y noreste respectivamente.

El río Duratón, en su travesía por la hoja de Sepúlveda, desarrolla niveles fluviales sólo al atravesar la cuenca terciaria, pues al llegar a los afloramientos mesozoicos del norte, estos actúan como un embudo, haciendo que el río erosione y se encaje bruscamente. Como ya se ha dicho el desarrollo de las terrazas sucede por la margen izquierda con alturas comprendidas entre +3 m y +70-75 m en relación al "talweg" actual y con alturas intermedias de +8-10 m, +15 m, +20 m, +25-30 m, +40 m y +50-55 m, algunos de los cuales se acuñan llegando a desaparecer.

Por su parte el río Serrano ofrece siete niveles de terrazas también por la margen izquierda, aunque en la margen derecha también ofrece algunos afloramientos. Se localizan a +3 m, +8-10 m, +12-15 m, +20 m, +25-30, +40-45 y +50-55 m sobre el nivel del cauce.

El resto de los ríos y arroyos con depósitos fluviales también los desarrollan por la margen izquierda a excepción del río Ayuso que lo hace por la derecha. Este hecho manifiesta una tendencia general de los cursos de agua a desplazarse hacia el norte y noroeste, lo que podría indicar movimientos tectónicos recientes de ajuste de bloques.

Por lo que se refiere a la morfología de las terrazas, destaca el alto de erosión que ofrecen estas plataformas escalonadas, bastante incididas por arroyos transversales y con escarpes muy degradados. El resultado son unas vertientes muy tendidas, llenas de cantos y con suaves escalones intermedios. El cualquier caso, la degradación es más acusada en el valle del Duratón que en el valle del río Serrano, donde las terrazas ofrecen una mayor continuidad longitudinal. En cuanto al dispositivo geomorfológico de instalación, los niveles superiores y medios corresponden a terrazas colgadas, es decir que entre unas y otras deja aflorar el sustrato, mientras que los niveles más bajos se asimilan a terrazas solapadas o encajadas. Otra de las observaciones realizadas es que el nivel más alto de terraza, tanto en el caso del Duratón como del Serrano, está levemente inclinado hacia el valle, lo que podría estar relacionado con los movimientos tectónicos recientes a los que se hace referencia más arriba.

Dentro de las formas de carácter fluvial son importantes los fondos de valle. Como se observa en el mapa geomorfológico son formas serpenteantes y alargadas, en planta, y a veces de gran linealidad. Dada la naturaleza de las áreas madre, sus depósitos son muy silíceos con arenas y gravas de cuarzo y cuarcita.

Por lo general en los sectores más pegados al relieve, es decir en los cursos altos se produce una sobreexcavación de estos depósitos. Su anchura varía entre pocos metros y 400 m.

Los depósitos de llanura de inundación sólo se reconocen en el valle del río Ayuso con una anchura aproximada de medio kilómetro. Esta llanura se pierde a media que se acerca a su confluencia con el Duratón, es decir al llegar al bloque mesozoico.

Los conos de deyección constituyen otra forma de origen fluvial de presencia muy significativa. Se encuentran en la salida de algunos barrancos y arroyos a otros cauces de rango superior, dando un depósito de forma triangular y perfil convexo muy característico. Son en general de pequeño tamaño y aparecen como formas aisladas o coalescentes cuando son muy numerosos en una misma vertiente. Este es el hecho que se observa en las márgenes derechas de los ríos Duratón y Serrano, más abruptas que las márgenes izquierdas y sembradas de multitud de arroyos de corto recorrido y gran capacidad erosiva, que dejan en su confluencia depósitos de deyección.

Los arroyos están tan próximos unos de otros que los conos llegan a unirse formando una banda continua paralela al cauce. Estos depósitos tienen una gran pendiente y pueden ser todavía funcionales en épocas de grandes lluvias.

En la margen izquierda del río Ayuso existen otra serie de conos de deyección pero de mayor tamaño y mucha menor pendiente debido a una margen más suave y a un curso de agua de más largo recorrido.

Una vez descritas las formas sedimentarias hay que hacer mención al menos, de las formas erosivas. Entre ellas se han cartografiado zonas de cárcavas con sus cabeceras correspondientes, bien desarrolladas en los valles del borde norte de la hoja y en las márgenes derechas de los ríos Serrano, Cerezuelo, Castilla y de los arroyos de Valarte y de Valdelagua. Estas formas tienen lugar en materiales detríticos, como arcillas, areniscas y conglomerados del Terciario. Sobre los sedimentos carbonatados del Cretácico, los ríos encajan bruscamente dando lugar a hoces, cañones y profundos barrancos. Tal es lo que sucede en las conocidas “Hoces del Duratón”, y de forma más modesta en el río San Juan, y en el arroyo Beguera. Otras formas de erosión fluvial son las aristas, los surcos de arroyada, la red de incisión y los escarpes de origen fluvial que se forman en las terrazas, glaciares y depósitos de Raña.

3.3.2.2. *Formas de ladera*

Están representadas única y exclusivamente por los coluviones. Son formas poco frecuentes y aparecen al pie de las laderas dando bandas paralelas al cauce, coexistiendo y mezclándose a veces, con los conos de deyección. Su composición está íntimamente relacionada con la litología y la textura de los materiales de los cuales proceden. En general no hay ningún depósito que destaque ni por su tamaño ni por su potencia.

3.3.2.3. *Formas eólicas*

En este grupo se encuentran representadas las acumulaciones de arenas que aparecen en el límite oeste de la hoja y que representan los afloramientos más orientales de los depósitos eólicos del Corredor de Cantalejo. Dentro de ellos se han diferenciado varias morfologías como campos de dunas, cordones dunares y manto eólico. A este último grupo corresponden las arenas de la hoja de Sepúlveda. Se caracterizan por ser de naturaleza silíceas, muy blancas, con un aspecto muy homogéneo y que probablemente corresponda a un antiguo campo de dunas, actualmente degradado, perdiendo su morfología externa. Concretamente aparecen en el borde oeste de la hoja, en zonas próximas al río Duratón y en la esquina NO. Encima de estos depósitos se han encontrado ventifactos o cantos facetados.

3.3.2.4. Formas kársticas

Este tipo de formas se desarrolla sobre los sedimentos calcáreos del Cretácico del Macizo de Honrubia-Pradales. Se manifiestan en pequeñas dolinas, sin representación cartográfica, y un importante lapiaz. El producto del proceso de disolución son las arcillas de descalcificación que cubren gran parte de este microrelieve.

3.3.2.5. Formas poligénicas

Las formas poligénicas son todas aquellas que necesitan dos o más procesos para su formación. En la Hoja de Sepúlveda están representadas por las superficies, la Raña y los glacis. En cuanto a las primeras se han diferenciado tres tipos: una desarrollada sobre el macizo, otra sobre los sedimentos mesozoicos y la última sobre la Cuenca.

La primera de ellas se trata de una superficie de tipo pediment que se instala sobre el macizo de rocas cristalinas y metasedimentos, es decir sobre la vertiente septentrional de Somosierra.

En el Sistema Central han sido numerosos los autores que han trabajado sobre las superficies, pero entre los primeros estudios los más interesantes son los de SCHWENZNER (1936) que reconoce cuatro niveles de aplanamiento correspondientes a otros tantos episodios de arrasamiento: Una "Superficie de Cumbres" y tres "Superficies de meseta", la primera post-oligocena y pretortonense, la segunda finimiocena y dos pliocenas. Años más tarde SOLE (1952) se inclina más por un arrasamiento total desnivelado posteriormente. 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 GARCIA (1987) que defienden que las Rampas o "superficies de tipo pediment" serían el resultado de un proceso exhumatorio de las antiguas superficies, enterradas por los sedimentos terciarios. En definitiva se trata de un relieve de superficies escalonadas hacia la cuenca.

Concretamente en la hoja de Sepúlveda se puede hablar de una sola superficie en el sector de Somosierra que correspondería con una superficie de tipo pediment o Rampa y que desciende desde aproximadamente los 1300 m hasta algo menos de los 1100 m en forma de glacis erosivos y con menor recorrido que en otros sectores de este borde septentrional. La característica principal de esta superficie es su morfología en orla, alrededor de la sierra. Aunque se trata de un plano inclinado con cierta concavidad en el sector más próximo al relieve, en detalle es irregular por la incisión de los arroyos y por la presencia de pequeños relieves.

La segunda superficie cartografiada es la que aparece sobre los sedimentos carbonatados del Cretácico, prolongándose por la contigua hoja de Cantalejo. Se desarrolla entre los 1020 y 1080 m y aunque las calizas y dolomías del mesozoico están suavemente deformadas pudiendo parecer que la superficie coincidente con un plano de estratificación, no es así y, en los cortes producidos por el Duratón, puede observarse como esta superficie corta a los diferentes estratos. Tanto por la cota a la que aparece como por sus características se puede asimilar a la Superficie de Erosión Fundamental, definida por PEÑA MONNE (1974) para todo el ámbito de la Cordillera Ibérica. Dicha superficie desarrolla a techo una serie de procesos kársticos que aunque en esta hoja están poco desarrollados se manifiesta en pequeñas dolinas y un lapiaz, dando como producto residual de la disolución, una arcilla roja muy frecuente en el plano "al aire" que da la su-

perficie. La edad de esta superficie se supone relacionada con el fin del ciclo neógeno en la cuenca. La dificultad de una datación precisa hace que se le asigne una edad comprendida entre el Vallesense y el Plioceno.

La tercera superficie se localiza en la depresión pero en los sectores más próximos a la Sierra. Se sitúa sobre las zonas más altas o divisorias desarrollándose entre los 1050 y 1100 m casi como continuación natural de la superficie tipo pediment, pero su pendiente y geometría son muy distintas. En este trabajo se apunta por una edad similar a la de la superficie de Madrid de RIBA, definida en el borde Meridional por tener varias coincidencias con la misma y aparecer a cotas similares a las de la Raña.

Otra de las formas aquí incluida corresponde a la raña. Sobre la Raña existen numerosos trabajos en otros sectores de la Cuenca del Duero, entre los que hay que destacar por su proximidad el de ORDOÑEZ et al (1976) sobre el borde norte de la Sierra de Honrubia-Pradales. También son de interés los trabajos de PEREZ GONZALEZ y GALLARDO (1987) en el borde sur del Sistema Central, MOLINA et al (1986) y MARTIN SERRANO (1988-1991). Todos estos trabajos ponen de manifiesto el problema principal de los depósitos de la Raña que es su datación. Aunque aquí se les ha asignado una edad Plio-Pleistoceno, es muy probable que no sea sincrónica en todos los bordes de la Cuenca del Duero.

Procedente de los relieves de Somosierra, de la contigua hoja de Riaza, los depósitos de la raña penetran por el este de la hoja con su característica morfología de abanicos aluviales. La incisión de la red fluvial da lugar a formas redondeadas y lobuladas en los bordes distales con escarpes netos hacia los valles. El depósito está constituido por bloques, cantos y gravas de cuarcita y cuarzo con una matriz-arcilloso-arenosa roja. Con estos sedimentos se cierra el ciclo neógeno y se inicia el proceso de encajamiento de los principales cursos de agua con la formación de las primeras terrazas. En el siguiente apartado se describen las características litológicas y texturales de estos depósitos.

Y por último, los glaciares, íntimamente relacionados con los principales valles en los que aparecen terrazas.

Por lo general, en esta hoja de Sepúlveda, los glaciares se encuentran siempre a media ladera sirviendo como enlace entre diferentes niveles de terraza, entre la Raña y las terrazas o entre los interfluvios y el valle. Se trata de formas de mediano y pequeño desarrollo y en ocasiones, como sucede en el valle del Duratón, su depósito es muy similar a las terrazas (glaciares-terrazas).

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

En este apartado se describirán todas las formas del relieve que tengan asociado un depósito ya sea consolidado o no y que estén relacionados con la evolución geomorfológica del paisaje actual. Las formaciones superficiales se caracterizan por ser cartografiables a la escala de trabajo, y se definen por su geometría, textura, litología, potencia, tamaño, génesis y en algunos casos, cronología. Al haber sido ya definidos muchos de estos atributos, en el apartado anterior, se prestará aquí mayor atención a la litología, la textura y la potencia.

Dentro de las formaciones de carácter fluvial se describen en primer lugar las terrazas, por su amplia representación, principalmente las de los ríos Serrano y Duratón. Su composición y textura

son prácticamente iguales, pues proceden del mismo área madre y ofrecen un idéntico desarrollo. Son depósitos constituidos por gravas y cantos de cuarcita y cuarzo con algunas pizarras y sílex. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 4 y 7 cm, con un aumento de los cuarzos en las fracciones menores. El tamaño mayor observado en campo es de 25 cm aunque es probable que puedan existir tamaños algo superiores. La matriz arenosa, tiene cierto contenido en fracción fina y varía de media a gruesa.

En los niveles superiores se pueden observar cantos con patinas negras debidas a los óxidos de manganeso. Las secuencias más completas del Duratón se observan en la pista que sale de la localidad que lleva dicho nombre y que con una dirección SSO corta la margen izquierda del valle atravesando casi todos los niveles. En cuanto al río Serrano, también existen varias pistas que cortan las terrazas e incluso pueden hacerse algunas observaciones a lo largo de la carretera que va desde Castillejo de Mesleón a Cerezo de Abajo, en dirección sur. La potencia de las terrazas es variable pero en ningún caso supera los 3-4m.

El redondeamiento de los cantos es de subanguloso a subredondeado, aumentando la angulosidad hacia los niveles inferiores lo mismo sucede con los tamaños.

Los niveles más altos desarrollan, a techo, suelos rojos de carácter fersialítico, aunque la degradación de estas superficies no permite una completa descripción.

Los fondos de valle aunque de composición similar a las terrazas, tienen una textura más arenosa, y un menor número de gravas y cantos. La potencia no supera los 4 m, pero en los más amplios es posible que pueda sobrepasar los 5 m. Se les asigna una edad holocena.

Los conos de deyección muy abundantes en los valles de los ríos Serrano y Duratón están formados por gravas, arenas y limos procedentes de los materiales terciarios que constituyen el sustrato. Las gravas son en general de naturaleza silícea, están muy redondeadas y son minoritarias dentro del depósito, presentándose en hiladas o lentejones. Su potencia es variable, oscilando entre 2 y 10 m.

En cuanto a la llanura de inundación del río Ayuso, sus características texturales no varían mucho de las que poseen los fondos de valle salvo en el último metro del depósito, donde hay una acumulación de fracción fina (arena+limo+arcilla) con escasa presencia de gravas y que corresponde a las facies de desbordamiento o inundación. La potencia, aunque no visible totalmente, se supone de unos 5-6 m. Al igual que los fondos de valle y los conos de deyección, se considera de edad holocena.

Por lo que se refiere a las formaciones superficiales de ladera, los únicos representantes son los pequeños coluviones que se disponen en bandas al pie de las vertientes. Su composición, al igual que ocurre con los conos de deyección, está íntimamente ligada a las características del material del cual proceden. Por lo general, son bastante arenosos con arcillas y gravas de cuarzo. Se les da una edad Holoceno por su situación en las áreas más bajas de los valles y por su relación con los depósitos fluviales más recientes.

Los depósitos eólicos no son muy abundantes en esta hoja de Sepúlveda, pero si lo son en la contigua hoja de Cantalejo y en toda la provincia de Segovia, lo que ha aportado una abundante li-

teratura al respeto. Estas arenas han sido estudiadas por CASAS y LEGUEY (1971), CASAS, LEGUEY y RODRÍGUEZ (1972) y ALCALÁ DEL OLMO (1972 Y 1974). El último autor aporta numerosos datos acerca de las características texturales y mineralógicas de estos sedimentos. Señala un predominio de las arenas finas (0,5-0,2 mm) y de la fracción arena muy fina (0,2-0,05 mm). Los limos, arcillas y gravas (fracción mayor de 2 mm) tienen muy escasa representación con porcentajes medios de 3-4%. La composición mineralógica de la fracción ligera está dominada por el cuarzo con porcentajes comprendidos entre el 52 y el 68%, seguido por el feldespato potásico y en menor proporción por los calcósicos, estos últimos con porcentajes que no superan el 8%. La asociación de minerales pesados es turmalina-granate-andalucita. La potencia de estos depósitos no supera en este sector los 4-5 m. Por lo que se refiere a la edad, no existen datos concretos, aunque los diversos autores les asignan una edad amplia Pleistoceno medio-Holoceno.

Finalmente se describen las formaciones superficiales de carácter poligénico entre las que se encuentran: los glacias y la Raña. Los primeros tienen un depósito relacionado directamente con el sustrato del que derivan y, como en la hoja de Sepúlveda, proceden siempre del Terciario detrítico. Se caracterizan por la abundante presencia de cantos y gravas cuarcíticas, envueltos en una matriz arenoso-arcillosa roja. El tamaño de los cantos varía de unos puntos a otros, siendo los mayores los que pertenecen a los glacia que proceden de la Raña y menores los que se sitúan en posiciones más centrales de la cuenca. La potencia es de 2-3 m, no superando casi nunca los 4 m y la edad es Pleistoceno por su posición, muy descolgada de los fondos de valle actuales.

En cuanto a la Raña puede decirse que está formado por cantos de naturaleza cuarcítica (cuarzo y cuarzo) fundamentalmente y en menor proporción por esquistos, gneises, etc. El conjunto aparece incluido en una matriz areno-arcillosa roja que da lugar morfológicamente a extensas parameras y planicies en la mitad oriental de la Hoja.

El estudio mineralógico de las arenas presenta el siguiente espectro respecto a la fracción ligera: el cuarzo es bastante abundante con porcentajes comprendidos entre el 36-72%, el feldespato y en menor proporción la hace entre el 6-13%. Los fragmentos de rocas plutónicas son muy escasas (1%) mientras que los procedentes de rocas sedimentarias (21%) y/o metamórficas (13%) son más abundantes.

Respecto a la fracción pesada la estauroлита (16-80%) es el mineral que aparece en mayor proporción, seguido de la turmalina (4-30 %), circón (7-25%), sillimanita (1-20%) y distena (6-10%). El rutilo (0,5-3%), granate (0,5-5%), esfena (1 %) y broquita (1-2%) son los más escasos y a veces no siempre están presentes.

Desde el punto de vista sedimentológico al menos en la hoja y en la vecina de Riaza, la raña representa características de abanico aluvial, correspondiendo a un importante aparato sedimentario con distintos ápices aunque el principal se localizaría en la estación de La Pinilla.

3.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

Este apartado requiere una breve introducción sobre la situación de la hoja en un contexto regional más amplio. En este sentido la hoja de Sepúlveda, se sitúa en el borde meridional de la Cuenca del Duero, reconociéndose varios dominios. El Sistema Central al S y SE en su sector de Somosierra, el macizo de Honrubia-Pradales al NO y la Cuenca del Duero, entre ambos en su

continuación del Corredor de Cantalejo. Los dos primeros son bloques levantados y el último constituye una subfosa dentro de la gran cuenca. La evolución de este sector, está por tanto bastante controlada por el comportamiento tectónico de los diferentes bloques y por la distribución de los mismos. Estos bloques han sufrido una serie de episodios erosivos relacionables con los distintos episodios de relleno de la cuenca. La erosión queda impresa en el relieve mediante las superficies de erosión. Tres son las reconocidas y cartografiadas en la hoja de Sepúlveda. La primera es la que arrasa a los relieves mesozoicos y como ya se ha dicho serie equivalente a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica. Esta superficie, en gran parte de los bordes de la Cuenca, se encuentra entre los 1000 y 1100 m enrasando con los sedimentos más modernos de la depresión. La edad de estos sedimentos es imposible de precisar en los bordes, y en el centro de la Cuenca, puesto que los datos paleontológicos son poco claros. Por este motivo se le ha asignado una edad Vallesiense-Turolense, aunque no se descarta la posibilidad de que pueda llegar al Plioceno. La otra superficie de erosión es la que constituye la “Superficie tipo pediment” o Rampa que tendría el mismo significado que la anterior, pero desarrollada en los bordes de un gran macizo. La edad que le suponen los diversos autores es Plioceno.

Existe todavía una tercera superficie que afecta a los materiales de la cuenca y que sería posterior a la “Superficie tipo pediment”.

El relleno de la cuenca llega a su fin, y se produce un cambio en la morfogénesis pasando de un régimen endorreico a otro exorreico en el que se iniciarán los procesos de erosión. En este momento de transición y con un cierto carácter erosivo tendría lugar la instalación de la Raña que por su disposición y características ya indica un grado de relación con la red de drenaje. Uno de los hechos que influye de manera fundamental en todo el proceso de encajamiento de los ríos es el basculamiento de la Meseta hacia el Atlántico durante el Plioceno medio y superior. Movimientos de ajuste locales, ocurridos con posterioridad a la fragmentación general en bloques, son los responsables de la jerarquización principal de la red.

A medida que el proceso de incisión avanza durante el Cuaternario en los ríos Duratón y de Serrano, a su paso por la depresión, se originan una serie de plataformas conglomeráticas escalonadas o terrazas que representan los niveles del fondo del valle en épocas pasadas.

Por otra parte, en un momento determinado del Cuaternario, difícil de precisar existe un cambio en las condiciones climáticas, que da lugar a la aparición de fuertes vientos que procedentes de SO, recubren gran parte de la hoja contigua de Cantalejo y de otras próximas, llegando a afectar al sector oeste de la hoja de Sepúlveda. Según PÉREZ GONZÁLEZ (1979) en los territorios de la Cuenca del Duero, los vientos efectivos, responsables de los procesos de erosión y acumulación eólicas son los vientos del SO. La formación del paisaje eólico requiere, en conjunto, un clima algo más seco que el actual, quizás con precipitaciones inferiores a los 350 mm/año y con una vegetación clareada y arbustiva (PÉREZ GONZÁLEZ 1982) los últimos retoques son debidos a la acción fluvial en su proceso de encajamiento que paulatinamente va limitando la zona de acción de las aguas por lo que las llanuras de inundación y los fondos de valle son cada vez menores. La aparición de nuevos arroyos y los procesos erosivos, en los mismos, terminan por definir la morfología local.

3.6. DINÁMICA ACTUAL Y SUBACTUAL. TENDENCIAS FUTURAS

En la hoja de Sepúlveda, los únicos procesos activos que se observan, de carácter externo, son debidos a la erosión fluvial. Este hecho se produce en las márgenes derechas de los ríos Duratón

y Serrano y en muchos otros del sector septentrional, manifestándose en cárcavas, retroceso de cabeceras, incisión lineal, etc. Por otra parte los procesos kársticos del borde mesozoico del macizo de Honrubia-Pradales siguen su curso, aunque no ofrecen una gran espectacularidad en este sector.

Los procesos eólicos, aunque con escasa representación dentro de la hoja, también son funcionales en la actualidad pero de forma suave, limitándose a movilizar superficialmente las arenas.

Finalmente hay que señalar que en esta hoja los procesos erosivos van a tender a rebajar el relieve de los bloques levantados por medio de la erosión fluvial y de los procesos de gravedad, pero en ningún caso se van a producir grandes modificaciones en el paisaje, al menos en un futuro inmediato.

4. PETROLOGÍA

4.1. INTRODUCCIÓN

En el borde meridional de la Hoja y preferentemente en el cuadrante suroriental aflora un conjunto de materiales, que han sufrido importantes procesos de deformación y metamorfismo durante la orogenia hercínica y en la actualidad constituyen el zócalo regional.

A grandes rasgos los afloramientos de estas rocas se corresponden en la zona estudiada, con los relieves de las estribaciones de Somosierra, teniendo su continuidad por las vecinas Hojas de Pradena y Riaza, sectores donde aparecen bien caracterizados los procesos y zonaciones metamórficas. Por tal motivo y en ocasiones muchas de las referencias y/o descripciones de los siguientes apartados están realizados en base a los datos allí expuestos.

En el sector de Somosierra-Sierra de Ayllón (Hojas de Sepúlveda 431 y Riaza 432) exista una interesante zonación metamórfica normal a las grandes estructuras hercínicas regionales.

En líneas generales puede observarse un incremento del metamorfismo desde las zonas más orientales con condiciones de metamorfismo de la facies de los esquistos verdes en su parte menor T hasta las de la facies anfibolítica. Este aumento en el grado metamórfico culmina con la desarrollo de las condiciones de alto grado aflorantes en el extremo SE de la Hoja, las cuales se relacionan con procesos anatéticos y un magmatismo granítico sin y tardicinemático.

Como ya se ha expuesto en el Apartado 2.2. de Estratigrafía, según MACAYA et al. (1991), en el Sistema Central se diferencia dos sectores claramente contrastado de características litológicas estructurales y metamórficas bastante diferentes: El Dominio Oriental o de Somosierra y el Dominio Occidental o de Guadarrama. El Dominio oriental está constituido por una potente secuencia siliciclástica de cobertera datada como Ordovícico inferior - Devónico inferior, que descansa discordante sobre un conjunto de ortogneises y rocas metasedimentarias cuya edad es Precámbrico superior, a tal vez Cámbrico inferior (SCHÄFFER, 1969; GONZALEZ LODEIRO, 1981)

En el Dominio Occidental, situado estructuralmente por debajo del oriental está caracterizado por una potente secuencia preordovícica, constituida fundamentalmente por paragneises pelíti-

cos y semipelíticos que intercalan delgados tramos de cuarcitas, a veces mármoles, gneises calcosilicatados y grandes macizos de ortogneises glandulares y leucogneises. Esta caracterizado este dominio por su alto grado metamórfico y la existencia de procesos de fusión parcial.

La Hoja se encuentra ubicada en las estribaciones más orientales de este último dominio, muy próximo al accidente de La Berzosa por lo que las características de los materiales se ajustan en líneas generales a los descritos para este sector.

Las texturas de reacción presentes en los metasedimentos son en general complejas, y sugieren varios estadios de crecimiento mineral en relación a tres etapas deformativas principales. En particular, las relaciones microtexturales que presentan los porfiroblastos indican una mayor blastesis en momentos sin y postcinemáticos a las fases F_1 y F_2 . Los minerales asociados a las estructuras de F_3 representan un estadio de blastesis tardío y mucho menos importante que en las etapas precedentes.

4.2. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

De acuerdo con lo expuesto en el apartado anterior el área estudiada se sitúan en el Dominio Occidental de MACAYA et al (1991). Concretamente en la Hoja afloran rocas metamórficas de distinta naturaleza y composición (unidades 3 a 6) así como también se localiza un pequeño afloramiento de rocas ígneas tardihercínicas de composición tonalítica (unidad 1) en los relieves próximos al Sistema Central.

4.2.1. Rocas metamórficas

Se han diferenciado cuatro tipos en la cartografía, dos de ellos de origen ortoderivados (unidades 3 y 5) y otros dos paraderivados (unidades 4 y 6).

Todo el conjunto a nivel regional ha sido interpretado como una serie sedimentaria con intercalaciones volcánicas e intrusiones graníticas metamorfizadas conjuntamente durante la orogenia hercínica.

4.2.1.1. Rocas ígneas prehercínicas

4.2.1.1.1. Ortogneises glandulares

Se trata de un conjunto rocoso muy característico y extenso en la Sierra de Guadarrama y que en la Hoja aparece bien representado en el sector de Somosierra.

El principal rasgo y distintivo de estas rocas es la presencia de megacrístales de feldespato de hasta 10 cm de tamaño, englobados en una matriz oscura, fundamentalmente biotítica, cuya orientación define la fábrica principal y que generalmente suele ser plano-lineal.

La textura general es blastoporfídica ("augen") observándose a veces también texturas granolepidoblástica granoblástica poligonal o bandeada, con niveles alternantes biotítico-sillimaníticos y cuarzo-feldespatíticos.

Como minerales principales aparecen el cuarzo, la ortosa, microclina, plagioclasa, biotita, moscovita, sillimanita y a veces cordierita y como accesorios: circon, turmalina, apatito y esfena. Como minerales de origen secundario aparecen moscovita, sericita, clorita, andalucita o sillimanita y a veces esfena.

El feldespato potásico es el componente mineral de los megacristales o glándulas correspondiente a una ortosa con macla de Carlsbad, si bien la plagioclasa o el cuarzo a veces también forman glándulas aunque de menor tamaño. La S_1 ha dado lugar a la formación de “augen” asimétricos, cataclastizados a veces con “pull apart” de los fragmentos.

La foliación o esquistosidad principal suele estar definida por una alternancia milimétrica de capas claras cuarzo-feldespáticas y minerales félicos ricos en biotita sillimanita y a veces granates. La lineación mineral principal viene definida por el estiramiento de la sillimanita y la cola cuarzo-feldespática de recristalización en las glándulas.

Con frecuencia se observa como la esquistosidad principal (Sp) aparece deformada por una esquistosidad extensional (Sc) dando lugar a la formación de sillimanita abundante moscovita y “ribbons” de cuarzo alargados.

En ocasiones aparece la Sp microplegada por una esquistosidad de crenulación definida por arcos poligonales de biotita y plegamiento de bandas cuarzo-feldespáticas que aparecen libres de deformación interna y con microtexturas ígneas formando un agregado granoblástico poligonal con puntos triples, lo que implica que la esquistosidad de crenulación es al menos pre o sin pico térmico.

La asociación mineral ligada al “peak” metamórfico es de cuarzo + ortosa + oligoclasa ácida + sillimanita + biotita de alto grado, con ausencia de moscovita primaria que se nuclea desde la biotita, no observándose texturas de inestabilidad ligadas a una migmatización en el “peak”.

Con la evolución retrógrada a facies de los esquistos verdes se forma moscovita secundaria, cloritización en biotitas, esfenas, rutilo y epidotas, así como también se produce sericitización de los feldespatos y sillimanitas.

De acuerdo con lo expuesto, la roca original de composición granodiorítica o granítica sufrió los efectos de un metamorfismo regional de alto grado, dentro de la zona sillimanita + feldespato potásico. La evolución metamórfica debió culminar con un proceso retrógrado en el que se alcanzarían condiciones de menor grado en la zona de la moscovita + clorita.

4.2.1.1.2. Leucogneises a veces con glándulas

Corresponde esta unidad a otro conjunto rocoso leucocrático muy característico, cuyos afloramientos se localizan en distintos puntos, al sur de la Hoja.

Se trata de rocas gneísicas, cuarzo-feldespáticas, con carácter hololeucocrático y fábrica plano-linear manifiesta por la elongación del agregado cuarzo-feldespático, la orientación de pequeños lepidoblastos biotíticos submilimétricos, así como por bandas de deformación subparalelas, con reducción del tamaño de grano.

En ocasiones de visu se observan megacristales de feldespatos si bien no las glándulas no constituyen un carácter dominante ni distintivo de este grupo petrográfico. El tamaño de grano suele ser de medio a fino y a microscopio se reconoce una textura granoblástica poligonal y a veces lepidoblástica.

Como minerales principales se encuentran el cuarzo, oligoclasa, microclima, sillimanita, turmalina y biotita. Como accesorios aparecen, turmalina, esfena, circón, apatito y en ocasiones rutilos. Finalmente y como minerales secundarios aparecen moscovita, clorita, sericita, albita, a veces esfena, sillimanita, andalucita.

La relación con el resto de materiales a veces es difícil de establecer ya que los afloramientos suelen aparecer, individualizados formando el zócalo sobre el que se depositan los materiales mesozoicos no pudiéndose establecer una relación con otro tipo de rocas. A veces se presentan como una ancha banda asociados a los ortogneises-glandulares pareciendo intruir sobre los metasedimentos, como se pone de manifiesto en la cartografía de la Hoja de Pradena (ITGE 1991).

El carácter ortoderivado de estas rocas fue puesto ya de manifiesto ya en los trabajos de BISCHOFF et al. (1973), BELLIDO et al., (1981), ARENAS et al. (1981), y VILLASECA (1983), relacionándose estas rocas con términos muy evolucionados de un magmatismo al menos pre-D₂ y probablemente relacionado con los ortogneises glandulares del Guadarrama. VIALETTE et al. (1986, 1987) precisan la edad prehercínica del protolito leucogranítico intrusivo sobre las series más antiguas en 470 ± 12 m.a.

Con frecuencia en este tipo de rocas se observan al menos dos eventos tectonometamórficos diferentes, por un lado se ve un proceso de fusión parcial del protolito (leucogranitos con turmalina) con formación de texturas ígneas migmatíticas en el agregado cuarzo feldespático y ligado al pico térmico del metamorfismo. También se observan procesos de recristalización-rehidratación de la parte fundida así como neoformación de moscovita. Finalmente se observa una deformación, discreta dúctil, no coaxial, subsólidas de la roca formadas en condiciones retrógradas de bajo y medio grado, correspondientes a la facies de los esquistos verdes con desarrollo de fábricas oblicuos, con cataclasis de turmalinas, estiramientos de sillimanita, clorización de biotitas y deformación interna en las moscovitas, así como inclusiones de esta mica en la sillimanita y transformaciones de estas sillimanitas en andalucita como xenoblastos poiquiolíticos.

Por lo general, la esquistosidad o foliación principal (Sp) de la roca está definida por una alternancia milimétrica de láminas o "ribbons" poco manifiestos de niveles más o menos densos, ricos en cuarzo y feldespatos, delgados niveles de biotitas y micropismas de sillimanita. La recristalización post-Sp ha dado lugar a la formación de un agregado granoblástico, regular, poligonal, en el que son visibles los signos de deformación plástica. Estos suelen ser "twinning" de plagioclasa, formación de agregados de feldespatos o subgranos producto de la destrucción de blastos de mayor tamaño, contactos entre granos irregulares, estiramientos de la fibrolita sillimanítica y simetría S-C en algunos porfiroblastos de plagioclasa reconocibles en colas feldespáticas asimétricas.

4.2.1.2. Metasedimentos

Los metasedimentos aflorantes en la Hoja corresponden al denominado Dominio Occidental (MACAYA et al 1991) constituyen una potente serie definida originariamente como "Formación

Buitrago" por FERNÁNDEZ CASALS (1974). GONZÁLEZ LODEIRO (1978, 1981) distingue en ella dos miembros: uno inferior constituido por esquistos, paragneises y rocas 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 Precámbrico-Cámbrico inferior (MACAYA et al., 1991).

En conjunto todos estos materiales constituyen una secuencia estructural en la que la intensidad de la deformación D_2 decrece progresivamente hacia los niveles más altos, es decir, hacia el contacto con los metasedimentos del Dominio Occidental localizado a partir del detachment del arroyo de la Garganta (Hoja de Riaza). En estos niveles estructuralmente más altos, las rocas metamórficas muestran una heterogénea deformación no-coaxial D_2 caracterizada por la formación de fábricas protomiloníticas y miloníticas S_2 , y en las que las microestructuras indican una recrystalización dinámica durante D_2 en condiciones de progresivamente menor T. Los indicadores cinemáticos en estas milonitas muestran un consistente sentido de cizallamiento de techo hacia el SE.

En el extremo suroriental de la Hoja y con continuidad por las lindantes de Pradena y Riaza, aflora una serie heterogénea preordovícica de rocas paraderivadas y formadas por un conjunto de paragneises pelíticos, neises bandeados, metareniscas, rocas calcosilicatadas, esquistos, etc, que por su disposición han sido englobados en una sola unidad cartográfica, aunque petrograficamente presentan diferentes características composicionales.

La única excepción, a nivel cartográfico corresponde a los neises bandeados que han sido diferenciados del resto de metasedimentos por la peculiar morfología que a veces estos presentan con respecto al resto de todo este conjunto litológico.

A continuación se hace una descripción de los tipos más representativos de los tipos de rocas aflorantes.

4.2.1.2.1. Paragneises, gneises, metareniscas y esquistos

Dentro de este apartado se incluye un conjunto heterogéneo de metasedimentos aflorantes en el ángulo suroriental de la Hoja y que constituyen parte de los relieves del entorno al Pico Tres Provincias, así como los afloramientos del zócalo aflorantes también en el límite oriental de la Hoja, sector donde predomina un conjunto variado de paragneises pelíticos a veces con estructura estromática o de tipo bandedo.

Todo el conjunto de se presenta como una sucesión alternante de paragneises que intercalan esquistos, rocas calcosilicatadas a veces parafibrolitas y metareniscas que en ocasiones se ven intruidas por rocas ortoderivadas (ortogneises glandulares y leucogneises).

Por lo general los paragneises semipelíticos presentan una textura granolepidoblástica. Se trata de rocas de cuarzo plagioclásicas, a veces muy micáceas, esquistosas, con fábrica planar o plano lineal. Como minerales principales se encuentran el cuarzo, plagioclasa, biotita, granate y sillimanita y como accesorios apatito, circón, turmalina, esfena, ilmenita, epidota, magnetita y opacos. Como minerales de neoformación, aparecen generalmente andalucita, moscovita, sericita, clorita y a veces rutilo y albita.

Este tipo de rocas se han visto afectados por un grado de deformación y metamorfismo, cuyo grado o tipo de textura evidencian una fuerte recrystalización ligada al “peak” y al desarrollo de una marcada esquistosidad en relación con la F_2 . También es frecuente la presencia a veces de un microbandeado de origen tecnometamórfico constituido por una alternancia de minerales cuarzo-feldespáticos y fémicos.

Con frecuencia se observa como posteriormente a la creación de la Sp . tiene lugar el desarrollo de una esquistosidad de crenulación con generación de micropliegues menores y desarrollo de una foliación de plano axial sin F_3 .

Durante esta fase se forman micropliegues menores pliegues “kink” en las biotitas, dando cuenta de una deformación a menor temperatura que la Sp probablemente en condiciones retrógradas, correspondiendo a un metamorfismo del tipo de las facies de los esquistos verdes, con neoformación de minerales tales como cloritización de biotitas, que forman exudaciones de rutilo singenético, opacos, moscovitización de biotitas y sericitización de plagioclasas.

Las rocas calcosilicatadas son bastante frecuentes intercaladas en la serie detrítica (metareniscas y cuarcitas). Presentan textura granoblástica nematoblástica y lepidoblástica, apareciendo como minerales principales el cuarzo, plagioclasas, hornblenda, anfíbol y epidota. Como minerales accesorios aparecen circón, ilmenita, apatito, turmalina, clinozoirita y magnetita y calcita.

Se trata pues de rocas paraderivadas muy ricas a veces en minerales calcosilicatadas de protolito calcomargoso o terrígeno mixto carbonatado, con fábrica plano linear y textura bandeada a veces compleja, en general definida por cambios composicionales ricos en plagioclasa (anortita) y anfíbol tipo hornblenda poiquilítica. En ocasiones el bandeo corresponde a la presencia de minerales tipo granate, clinopiroxeno relacionado con el “peak” térmico.

Finalmente los metasedimentos más detríticos (metareniscas) son de composición variada generalmente cuarzofeldespática y fábrica planolinar y se intercalan de forma indistinta a lo largo de toda la serie. Presentan textura granoblástica y granolepidoblástica donde el bandeo cuarzo feldespático, biotita y sillimanita definen la foliación. Como minerales principales aparecen: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita. Entre los accesorios circón, apatito, granate y opacos y como secundarios moscovita, sericita y clorita.

4.2.1.2.2. Paragneises estromáticos

Afloran en el límite oriental de la Hoja, en la cabecera del Arroyo Valseco junto a unas casas forestales.

En general, constituyen metasedimentos de protolito pelítico entre los que se intercalan bandas semipelíticas. Microscópicamente son muy heterogéneos y se presentan estructurados en pares leucosoma-melanososma, o bien en forma de un mesosoma bandeado composicionalmente. En ellos, las bandas leucocráticas pueden aparecer plegadas de forma intrafoliar por un conjunto de pliegues isoclinales D_2 , cuyas morfologías son tanto cilíndricas como no cilíndricas. La foliación de plano axial de estos pliegues, S_2 , micropliega en zonas de charnela a una foliación biotítica anterior. Aunque gran parte de los leucosomas están estructurados paralelamente a S_2 , la fusión parcial de estos metasedimentos se inició por lo tanto al menos entre D_1 y D_2 .

La etapa de deformación principal D_2 está asociada con la etapa de anatexis extensa ya que el bandeo estromático de estas metatexitas está generalmente desarrollado paralelo a la foliación S_2 . Esta foliación se presenta localmente desestructurada y discontinua como consecuencia del desarrollo de diatexitas con estructuras “*schlieren*” y nebulíticas, así como de bolsadas de leucogranitos anatécicos de tipo-S. Los pliegues D_3 son cilíndricos, abiertos y cerrados, deforman el bandeo estromático y las fábricas S_2 , y presentan planos axiales orientados NO-SE con buzamientos al E desde medios subverticales.

El mesosoma presenta una fábrica de biotita y está compuesto por biotita, plagioclasa, cuarzo, cordierita, granate, sillimanita, apatito, con zircón 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 ilmenita, apatito y zircón. El leucosoma desarrolla espesores entre 0,4 y 5 cm y esta compuesto por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, sillimanita, granate, apatito.

En los niveles cerca del contacto con los metasedimentos en el “detachment” del Arroyo de la Garganta, ya en la Hoja de Riaza, los efectos retrógrados de D_2 son muy intensos. La foliación S_2 en los paragneises y en los esquistos cuarzosos con sillimanita, que resultan de su milonitización sin D_2 , esta generalmente afectada por la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional. Estas zonas de esquistosidad definen bajos ángulos (20-30°) con la traza de la superficie principal S_2 y definen en general un movimiento normal de techo hacia el SE. Las microestructuras desarrolladas adyacentemente incluyen la deformación plástica de porfiroblastos de feldespatos y micas, la cloritización de la biotita, cloritización de la biotita, y la moscovitización de feldespatos, sillimanita y cordierita, con una recrystalización menor del cuarzo.

La fábrica de la zona de esquistosidad está definida normalmente por cuarzo, moscovita, clorita, biotita y óxidos de hierro, indicativa de condiciones para la deformación D_2 de la facies de los esquistos verdes. Estas zonas de esquistosidad extensional, representan la superposición de fábricas S_2 tardías desarrolladas de forma menos penetrativa y en condiciones metamórficas más bajas que la foliación milonítica S_2 principal.

4.2.1.2.3. Gneises bandeados

Afloran estructuralmente por debajo de los paragneises estromáticos siguiendo una banda de orientación NNE-SSO con anchura hectométrica, prolongándose hacia el NE por la vecina Hoja de Riaza. Aunque han sido relacionados con protolitos ortoderivados (BISCHOFF et al., 1973; FERNANDEZ CASALS, 1976), el alto contenido que generalmente presenta en biotita y sillimanita es propio de materiales metasedimentarios. A favor de esta asignación está la frecuente intercalación en ellos de niveles boudinados de parafibrolitas y cuarcitas.

Presentan un bandeo migmatítico característico (S_2), formado por la alternancia de niveles cuarzofeldespáticos claros muy continuos con otros delgados y oscuros ricos en biotita y sillimanita. En detalle, se agrupan tipos más o menos biotíticos y/o ricos en segregaciones leucosomáticas y gneises biotítico-plagioclásicos, todos ellos caracterizados por una textura gneíscica definida por una fábrica biotítica que individualiza segmentos cuarzofeldespáticos. Las texturas que presenta son granoblásticas poligonales y elongadas o granolepidoblásticas microbandeadas.

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

La biotita y el granate son reemplazados por la sillimanita fibrolítica y menos comúnmente por la 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, granate, y cuarzo en gotas. El feldespato potásico es perítico y está reemplazado por moscovita y cuarzo. El cuarzo forma granos xenomorfos y agregados lenticulares muy alargados ("ribbons"), que se presentan extensamente recrystalizados. La clorita y la moscovita aparecen comúnmente como productos de la transformación secundaria de la biotita.

Estas rocas en la Hoja y en las proximidades del Arroyo de la Garganta (Hoja 432 Rianza) se encuentran intensamente intruidas por enjambres de diques leucograníticos y pegmatíticos que se presentan heterogéneamente cizallados durante la D_2 . En zonas de alta deformación los diques se muestran intensamente boudinados y rotados hacia un paralelismo con S_2 , transformándose en tectonitas protomiloníticas de los tipos L o L-S. El sentido de cizalla obtenido desde el boudinamiento asimétrico de pequeños diques y la asimetría de grandes porfiroclastos de feldespatos en los pegmatoides, es igual al obtenido en los metasedimentos próximos e indica un movimiento de techo hacia el SE.

4.2.2. Rocas plutónicas hercínicas

Corresponde a este apartado los afloramientos de una pequeña masa de tipo granitoide de composición tonalítica-granodiorítica (unidad 2) intrusiva en los leucogneises al sur, en la localidad de Ventosilla. Relacionado con estas manifestaciones ígneas hercínicas tardías aparece también asociado un cortejo filoniano de cuarzo de escasa y reducidas dimensiones, que ocasionalmente ha sido representado en la cartografía (Unidad 1).

No se observa ningún tipo de fábrica en este conjunto rocoso, teniendo claramente un carácter de emplazamiento tardío.

4.2.2.1. Tonalitas

Se trata de un conjunto rocoso aparentemente de gran homogeneidad tanto litológica como de tamaño de grano aunque puntualmente se observan pequeñas variaciones.

Se trata de rocas de color oscuro y tamaño de grano fino a medio. La textura es holocristalina equigranular, aunque ocasionalmente puede ser porfídica. Composicionalmente se puede decir que se trata de rocas ricas en plagioclasa, biotita y hornblenda y como accesorios apatito, circón y opacos.

Las plagioclasas son idiomorfas y subideomorfas y muestran un zócalo normal continuo con el núcleo más sericitado que puede incluir biotitas. En ocasiones son porfídicos. Son muy frecuentes las maclas de albita. Carlsbad y polisintéticas.

Los cristales de cuarzo subdiomorfos presentan débil extinción ondulante y “golfos de corrosión” así como crecimientos micrográficos.

Las biotitas suelen ser tabulares y con frecuencia ideomorfas en placas hexagonales e incluyen opacos y circones. En ocasiones aparecen como aureolas en los anfíboles y pueden estar cloritizadas.

Los anfíboles aparecen frecuentemente macados y generalmente corresponden a hornblendas a veces idiomorfas o subideomorfas.

4.3. GEOQUÍMICA

La descripción de los principales rasgos geoquímicos de las rocas metamórficas e ígneas han sido extraídas en su mayor parte de los datos proporcionados por los análisis químicos llevados a cabo en la Hoja y Hojas colindantes, así como de los datos encontrados en la vecinas Hoja de Pradena, Turégano y Segovia (ITGE, 1991) donde estos materiales afloran ampliamente. También se hace referencia a los trabajos de FUSTER y RUBIO (1980) sobre las tonalitas aflorantes en Ventosilla.

4.3.1. Rocas metamórficas

El carácter orto y paraderivado de las series metamórficas aflorantes en la Hoja implica lógicamente unas variaciones composicionales importantes en el protolito.

Con respecto a las rocas ortoderivadas, conviene advertir que dentro de las rocas denominadas gneises glandulares se incluye un conjunto de rocas gneísicas entre las que destacan las “gneises mesocratos-melanocratos” diferenciados en la cartografía de las Hojas vecinas por su composición, al presentar este tipo de rocas a veces valores reducidos de sílice y cuarzo normativo.

En general y desde el punto de vista del contenido de los elementos traza, el contenido y porcentajes de estos está de acuerdo con el de otras áreas del Sistema Central, y en particular del Guadarrama con variaciones relativamente importantes de Ba y Rb, disminuyendo el valor de la relación, en el grupo de los leucogneises (menor contenido en Rb) y aumentando en el grupo de los gneises glandulares.

La proyección en un diagrama triangular Rb, Ba, Sr, (ITGE, 1991) de los análisis de rocas ortoderivadas muestran una asociación característica granítica-alumínica, por lo que quedarían incluidos en el campo de los granitos colisionales.

De las muestras analizadas en la Hoja de Sepúlveda y correspondientes a gneises glandulares (Cuadro 4.1), la 9103 es más leucocrática que la 9104. Ambas tienen en común el ser muy peraluminosas, con bajos contenidos de CaO y Na₂O y elevados o moderadamente elevados contenidos de K₂O. La composición de elementos traza es muy similar a la de las muestras descritas como “granitos” de las cuales podrían representar la fuente anatética, o al menos un componente importante de dicha fuente. Los contenidos de tierras raras, especialmente de las ligeras, son mayores en la muestra menos silícica, y en ambos casos se caracterizan por una moderada fraccionación de tierras raras ligeras (LREE) a pesadas (HREE) y una discreta anomalía negativa del Eu, que en el caso de la muestra 9103 es llamativamente pequeña ($Eu/Eu^* = 0,81$).

CUADRO 4.1. ANÁLISIS QUÍMICOS DE GNEISES GLANDULARES Y LEUCOGNEISES

MUESTRAS	GNEISES GLANDULARES					LEUCOGNEISES	
	9040	9103	9104	9801	9802	9100	9105
SiO ₂	68,17	71,09	68,96	73,68	70,15	75,99	72,68
TiO ₂	0,32	0,38	0,86	0,30	0,58	0,08	0,41
Al ₂ O ₃	18,56	14,41	15,12	13,56	15,32	13,30	13,89
FeO*	2,38	2,69	5,11	2,56	4,20	1,26	2,15
MgO	0,59	0,91	1,19	0,59	1,11	0,15	0,61
MnO	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04
CaO	0,41	0,89	0,67	0,89	0,52	0,36	1,03
Na ₂ O	2,02	2,37	2,37	2,66	2,56	2,94	2,89
K ₂ O	5,60	4,83	3,53	4,22	3,88	4,47	4,01
P ₂ O ₅	0,24	0,25	0,28	0,17	0,20	0,23	0,28
LOI	1,63	1,89	0,99	0,93	0,95	1,22	1,52
TOTAL	99,95	99,73	99,13	99,60	99,52	100,02	99,51
Q	32,99	35,36	36,90	38,70	36,20	41,07	37,95
Cor	9,16	4,35	6,98	3,45	6,53	3,56	3,66
Ort	33,65	29,16	21,20	25,30	23,30	26,73	24,17
Ab	17,38	20,48	20,40	22,80	22,00	25,17	24,94
An	0,48	2,84	1,52	3,35	1,29	0,29	3,35
Hy	4,77	6,02	9,77	4,97	8,32	2,27	3,75
Il	0,62	0,74	1,66	0,58	1,12	0,15	0,79
Mag	0,39	0,44	0,84	0,50	0,82	0,21	0,71
Ap	0,58	0,60	0,68	0,41	0,48	0,55	0,68
ITT	84,01	85,00	78,60	86,80	81,40	92,97	87,06
% An en pl	2,66	12,19	6,94	12,80	5,56	1,13	11,83
ISA	1,94	1,42	1,83	1,33	1,73	1,36	1,35
Li	68,52	57,49	101,73	45,74	37,61	92,41	81,57
Rb	209,31	125,73	141,38	207,81	150,02	368,22	145,82
Cs	10,45	4,93	7,07	6,76	4,66	13,48	9,30
Be	1,70	1,57	4,15	1,77	3,02	0,74	4,26
Sr	84,18	105,81	120,31	82,64	122,03	17,17	95,44
Ba	555,43	630,18	691,42	271,38	655,39	25,53	490,06
Sc	4,47	5,29	13,11	5,08	7,85	4,31	6,50
V	22,56	28,80	79,38	28,71	45,32	1,29	29,61
Cr	0	0	21,45	0	0	0	0
Ni	0	0	10,55	0	24,14	0	0
Cu	0	0	16,68	0	17,27	0	2,45
Zn	25,77	14,48	76,21	37,24	86,17	18,41	37,73

FeO* : Todo e Fe como FeO

Las muestras 9040 pertenece a la Hoja de Cantalejo (430)

Las muestras 9103, 9104, 9100 y 9105 pertenecen a la Hoja de Sepúlveda (431)

Las muestras 9801 y 9802 pertenecen a la Hoja de Riaza (432)

Las muestras de los leucogneises analizadas tienen un quimismo compatible con el de granitos muy peraluminosos, y parecen estar relacionadas entre sí por un mecanismo de diferenciación. La muestra menos silícica, 9105 tiene contenidos elevados de Li y moderadamente elevados de Rb, Sr, Ba, metales de transición, Th, U y REE. El espectro condrítico de tierras raras muestra una fraccionación notablemente uniforme desde La hasta Lu ($La_N/Lu_N = 9.2$) y una pequeña anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0.5$). La muestra más silícica, 19-17/9100 se caracteriza por un fuerte empobrecimiento en Sr, Ba, V, Zn, Th y REE, pero está enriquecida en Li, Rb, Cs y U. El espectro de tierras raras en casi plano ($La_N/Lu_N = 2.5$), con un fuerte incremento de la anomalía negativa del Eu ($Eu/Eu^* = 0.2$) y la aparición de una pequeña anomalía negativa de Nd. Estas características indican la fraccionación simultánea de feldespatos y monacita y ocurren en leucogranitos peraluminosos muy diferenciados.

4.3.2. Rocas plutónicas hercínicas

Una de las dos muestras analizadas (Cuadro 4.2), la 9101 tiene una composición química correspondiente a las tonalitas. Se trata de una roca moderadamente silícica, calcoalcalina, aunque algo peraluminosa, con contenidos elevados de CaO y Na₂O, y Na₂O < K₂O. La muestra 9102 es algo más silícica y potásica, pero comparte el mismo tipo de quimismo que la anterior. Respecto a los elementos traza se destacan por elevados contenidos de Sr y un espectro de REE con muy pequeña o nula anomalía del Eu. Estas características son muy comunes en los "precursores básicos" de los granitoides hercínicos de la zona centro ibérica.

Diversos análisis llevados a cabo en el macizo de Ventosilla por FUSTER Y RUBIO (1980) ponen de manifiesto un relativo mayor contenido en S₂O₃ y K₂O en las zonas más internas del macizo, que en las áreas de borde o próximas donde parece existir mayor basicidad y riqueza en félicos y Al₂O₃.

Respecto a las variaciones Rb y Sr. Esta relación es mayor al aumentar los contenidos de S₂O₃ y K₂O y disminuir la proporción de biotita modal, es decir hacia las zonas más internas del plutón. También es de destacar, en las zonas más de borde del granitoide, al margen de la pobreza de cuarzo y ortosa, una mayor abundancia de anortita, distena, ilmenita, hipestena y magnetita.

La proyección de este tipo de rocas en un diagrama Q, Ab, Or y su relación con los eutécticos apoyan la hipótesis de un proceso anatexia de neises y su posterior emplazamiento en etapas tardías de la Orogenia Hercínica. Dicho emplazamiento se llevaría a cabo en condiciones térmicas similares, dado la falta de una aureola de contacto en el límite con las gneises intruidos.

CUADRO 4.2. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS TONALITAS DE VENTOSILLA

	9101	9102	2**	3**	4**	5**	6**
SiO ₂	62,18	68,96	62,00	60,45	60,50	70,50	69,60
Al ₂ O ₃	17,35	14,92	16,39	15,88	15,88	13,57	13,83
Fe ₂ O ₃	-	-	1,38	1,24	1,19	0,21	0,56
FeO*	5,06	2,92	4,05	4,31	4,69	2,48	2,47
MnO	0,09	0,06	0,07	0,09	0,09	0,04	0,04
MgO	2,56	1,21	2,87	3,25	3,63	1,91	1,72
CaO	4,25	2,49	5,89	6,11	5,89	2,68	2,94
Na ₂ O	3,16	3,08	3,07	3,56	3,02	2,97	3,24
K ₂ O	2,76	3,96	2,31	2,31	2,36	3,52	3,47
TiO ₂	0,84	0,41	0,83	0,85	0,89	0,44	0,44
P ₂ O ₃	0,26	0,24	0,20	0,14	0,24	0,12	0,19
H ₂ O	0,97	0,87	0,94	1,72	1,59	1,46	1,18
TOTAL	99,48	99,80	99,80	99,95	99,97	99,90	99,95
Q			17,40	12,65	14,71	29,80	27,97
Qrt			13,63	13,65	13,65	20,80	20,51
Ab			25,98	30,13	25,56	25,13	25,42
An			24,13	20,54	22,81	22,51	12,95
Di			3,10	7,41	3,96	-	0,32
Hy			10,85	10,12	13,43	8,48	7,55
Mt			1,71	1,80	1,73	0,30	0,81
Ilm			1,58	1,61	1,69	0,84	0,84
Ap			0,46	0,35	0,56	0,28	0,44
C			-	-	-	0,29	-

*FeO: Incluye todo el Fe y FeO

**Según FUSTER y RUBIO (1980)

9101 y 9102 : Análisis químicos sobre muestras recogidas

4.4. CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO

El metamorfismo hercínico del Sistema Central ha sido objeto de numerosos trabajos que han puesto de manifiesto el carácter polifásico y plurifacial del mismo con desarrollo al menos, de dos importantes etapas metamórficas: la primera desarrollada bajo condiciones de presión intermedia y la segunda de baja presión. Posteriormente se desarrolló una tercera etapa retrometamórfica.

Se trata pues de una compleja historia tecnometamórfica monoclinica ligada al desarrollo de la deformación hercínica y subdividida en tres eventos tecnotermale o estudios masivos, continuos y evolutivos caracterizadas por procesos tectónicos propios a escala de orógeno.

Los materiales metamórficos aflorantes en la Hoja: metasedimentos prehercínicos, ortogneises y leucogneises, representan los afloramientos más orientales del Dominio Occidental del Guadarrama (MACAYA et al 1991), han sufrido una serie de procesos y deformaciones de alto grado (zona de la sillimanita). Caracterizada por la coexistencia de sillimanita y feldespato potásico y por la desaparición de la moscovita primaria, implicando esto la formación de una fase fundida. No obstante a continuación de forma más detallada se sintetizan a continuación las principales características de este metamorfismo.

En la vecina Hoja de Pradena (ITGE 1991) en donde tienen más continuidad y desarrollo las unidades aflorantes en la Hoja se considera que también existen al menos dos etapas de metamorfismo o eventos tecnotermiales importantes y un tercero de menor intensidad y retrógrado.

La primera etapa (M_2) se produce durante las fases D_1 y D_2 hercínicas con desarrollo de una paragénesis de grado medio con granate, distena y sillimanita. Durante la fase D_1 se produce la blástesis del granate hasta el comienzo de la fase D_2 , momento en el cual ya tiene lugar la blastesis de sillimanita, mineral que constituye la paragneises más frecuente.

La etapa metamórfica M_2 comienza durante la etapa D_2 y persiste hasta el final de la D_3 siendo la blastesis de cordierita y la retrogradación del granate las que marcan la finalización de la D_2 y la aparición de nuevos gradientes con descenso de presión y ligero aumento de temperatura.

Durante esta etapa se producen procesos de migmatización y nebulitización de las rocas preexistentes.

Finalmente un tercer evento tiene termometamórfico (M_3) parece ponerse de manifiesto como consecuencia del descenso de presión y temperatura con formación de clorita, moscovita y albita.

En el sector de Riaza-Sierra de Ayllón (Hoja 432 Riaza) por donde también tienen continuidad las rocas metamórficas aflorantes en la Hoja, estas se ven interrumpidas bruscamente por un importante accidente, el “detachment” del Arroyo de la Garganta, que pone límite al Dominio Oriental del Guadarrama (MACAYA et al 1991) y por lo tanto a las características petrológicas y litoestratigráficas de los materiales, desarrollándose a partir de dicho accidente una zonación metamórfica de tipo barroviense decreciente en intensidad hacia el Este, encontrándose caracterizada en poco espacio desde la zona de la sillimanita, localizada en el límite con la Hoja de Sepúlveda a la zona de la clorita ya en sectores más alejados, en la Sierra de Ayllón.

En la Hoja de Riaza, se reconocen también los tres eventos tecnometamórficos aunque los estudios e investigaciones realizados motivan a reinterpretar los procesos y a pensar en la existencia de una fase extensional sobreimpuesta a un régimen compresivo anterior, y teniendo como consecuencia dicho proceso un metamorfismo asociado.

Así se observa una etapa progrado inicial (D_1) contemporánea con el desarrollo de la primera fase de deformación compresiva (sin D_1) y con la etapa intercinemática posterior (inter F_1 y F_2). La presencia de minerales índice relacionados con la fábrica S_1 permite identificar esta etapa como del tipo distena-sillimanita o barroviense.

El segundo evento metamórfico o tecnotermal D_2 está relacionado con un proceso extensional de la corteza siendo el metamorfismo contemporáneo, tardío y posterior a la formación de la fábrica S_2 .

El desarrollo de un proceso de cizalla ductil extensional desestructura la configuración termal D_1 y aproxima durante D_2 niveles térmicos de distinta T : un nivel inferior mas caliente constituido por rocas del Dominio Occidental (Hoja de Sepúlveda y Ríaza) y un nivel superior con las rocas más frías del Dominio Oriental (Hoja de Ríaza).

La tectónica de “detachments” de bajo grado sobrepuestos explicaría las discontinuidades metamórficas, creándose en esta zona fábricas S_2 en condiciones de la facies de los esquistos verdes.

En el Dominio Occidental, es decir en la Hoja, durante esta fase D_2 se produce primero una evolución descompresiva acompañada por procesos de fusión parcial y a continuación una evolución retrógrada, intensa en los niveles estructurales más altos y próximos al “detachment” de bajo grado del Arroyo de la Garganta, muy próximo al límite de la Hoja. Esta evolución $P-T$ estaría relacionada con el enfriamiento como consecuencia del levantamiento profundo y relativo del Dominio Occidental con respecto al Oriental, así como con la fuerte retrogradación que se observa en la parte superior donde se registran los movimientos tardíos. Durante este evento tectonometamórfico sin y post D_2 , tendrían lugar los procesos anatéticos a toda esta región.

Finalmente durante el tercer evento metamórfico (D_3) existe una evolución retrógrada a condiciones de las facies de los esquistos verdes, ya iniciada en la etapa anterior (D_2) cuyas características ya han sido expuestas con anterioridad.

4.5. GEOCRONOLOGÍA

En general son escasos los datos geocronológicos que en la actualidad se tienen sobre las rocas metamórficas e ígneas del Sistema Central Español y en particular del Guadarrama.

Como ya se ha señalado en el capítulo correspondiente a Estratigrafía, la edad atribuida a los ortogneises glandulares reviste un especial interés en lo relativo a su interpretación, para poder ser considerados bien como cuerpos intrusivos en la serie metasedimentaria o como zócalo regional sobre el que se depositaría dicha serie.

En el momento actual los únicos datos, en cuanto a edad se refiere y que se encuentran publicados son los de VIALETTE et al. (1986) mediante el método Rb/Sr y los de WIELDEBERG et al. (1989) por el método U/Pb . Sin embargo a esta corta lista hay que añadir recientemente los proporcionados por los estudios llevados a cabo en la ejecución de las vecinas Hojas de Ríaza y Tamajón (ITGE, in litt) del Plan MAGNA, así como los procedentes de los trabajos de la tesis doctoral en curso de VALVERDE VAQUERO sobre este sector de Somosierra.

Por lo que se refiere a las rocas metamórficas y en particular a los gneises, los datos de VIALETTE et al. (1986) sugieren edades del orden de los 471 ± 12 m.a. WILDBERG et al. (1989) atribuye edades del orden de 540 ± 30 m.a para el gneis de El Cardoso, afloramiento situado al sur de Somosierra así como una edad de 380 m.a para el metamorfismo de la zona.

Las dataciones realizadas durante la ejecución de las Hojas de Ríaza y Tamajón (ITGE in litt), están más de acuerdo con las que presentan los primeros autores. Así para el gneis de El Cardoso salen edades de 480 ± 2 m.a, invalidando pues la edad de WIELDBERG et al. (1989), por lo que esos gneises serían contemporáneos con otros de similares características del Guadarrama

Occidental, resultando además este equivalente extrusivo de los protolitos graníticos del gneis de Buitrago. Por otro lado, el gneis de Riaza, el más cercano a los afloramientos de esta Hoja, presenta una edad, para su protolito, de 468 ± 16 -8 m.a, estando pues también bastante de acuerdo con los datos de VIALETTE et al. (1986).

Todo ello parece sugerir y apunta pues a la presencia en este sector de Somosierra y del Guadarrama a la existencia de un plutonismo de dimensiones batolíticas acaecido durante del Ordovícico inferior.

Al margen de los datos cronológicos expuestos para los gneises de la región y por el mismo método (U/Pb) se ha datado el evento metamórfico en los micaesquistos de la Pinilla y en los del Puerto de la Hiruela, alternándose edades de 330 ± 2 m.a y de 327 ± 3 m.a respectivamente, para el pico metamórfico.

En lo referente a los granitoides hercínicos de la Sierra de Guadarrama sólo cabe decir que tampoco son excesivamente abundantes, pero en cualquier caso han señalado edades extremas de 345 ± 26 m.a para los afloramientos de Villacastín y de 276 ± 8 m.a para los de La Granja. Es decir todos ellos se emplazarían dentro del intervalo de tiempo comprendido entre el Carbonífero y el Pérmico inferior (IBARROLA et al., 1986). Finalmente el granito de La Cabrera, por su relativa proximidad a la Hoja interesa destacar que por el método Rb/Sr presenta una edad que fluctúa entre los 310 ± 14 m.a y 285 ± 5 m.a según VIALETTE et al. (1981).

5. HISTORIA GEOLÓGICA

El conjunto de los materiales aflorantes en la Hoja de Sepúlveda refleja la existencia de una prolongada historia geológica, cuyo origen puede remontarse al Precámbrico superior y que está condicionada por dos acontecimientos fundamentales: las orogenias hercínica y alpina. No obstante, dicha historia resulta bastante incompleta debido a las importantes lagunas que se localizan en la columna estratigráfica y que comprenden la mayor parte del Paleozoico y Mesozoico, así como una buena parte del Terciario. Por ello, para su reconstrucción es preciso recurrir a datos de carácter regional, tanto del Sistema Central, como de sus cuencas adyacentes; Cuenca de Madrid y Cuenca del Duero, cuya evolución parece haber seguido un cierto paralelismo. En cualquier caso, a pesar de la gran cantidad de trabajos realizados en la región, aún persisten algunas dudas importantes, destacando la cronología e interpretación de los materiales preordovícicos, la relación entre las fases de deformación y etapas de recrystalización metamórfica hercínicas y la edad precisa de las series terciarias.

Aunque 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, son numerosas las evidencias de procesos magmáticos de naturaleza ácida próximos al límite Precámbrico-Cámbrico BISCHOFF et al, 1986, propone una edad de 560 m.a. para el conjunto ortogneísico de Hiendelaencina, por lo que este episodio magmático estaría relacionado con un evento cadomiense, responsable de una ligera deformación, cuyo resultado sería la disposición discordante de los materiales cámbricos suprayacentes, que 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 es mucho más evidente, como señalan fundamentalmente dos hechos: por una parte, una serie de dataciones realizadas en el conjunto de ortogneises de la región, sugieren que durante el tránsito Cámbrico-Ordovícico, el Sistema Central fue afectado por un intenso plutonismo (VIALETTE et al. 1986) de carácter granítico y granodiorítico y por otra parte, la discordancia que separa los materiales ordovícicos de las series infrayacentes en los dominios Oriental y Occidental (BELLIDO et al. 1981), y en el Macizo de Santa María, lo que implica la deformación de los materiales preordovícicos y posteriormente una intensa acción de los procesos erosivos.

Aunque en el ámbito del Sistema Central, la sedimentación se restableció en el Ordovícico y probablemente se prolongó, en un ambiente de plataforma silicástica, con esporádicos episodios turbidíticos, al menos hasta el Devónico inferior, poco puede decirse de este periodo en el ámbito del dominio Central (BELLIDO et al. 1981) aunque los retazos de materiales ordovícicos conservados en el Macizo de Santa María, parecen confirmar una sedimentación de plataforma en la zona.

Pese a la existencia de los movimientos prehercínicos señalados (cadomienses y sárdicos), la orogenia hercínica es, sin duda, la responsable de la estructuración principal del Sistema Central, si bien la macroestructura visible actualmente se debe a las reactivaciones producidas por la orogenia alpina. La orogenia hercínica 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 conocida de un modo impreciso. A grandes rasgos se puede señalar como acontecimientos principales la existencia de un régimen compresivo bajo el que se desarrollaron tres fases de deformación principales, que coincidirían en el tiempo con dos episodios metamórficos, el paso a un régimen extensional que iría acompañado por el emplazamiento de granitoides y de sus facies marginales más básicas (Tonalitas de Tejadilla) y por un evidente retrometamorfismo. Sus últimas manifestaciones están relacionadas con el denominado periodo tardihercínico, caracterizado por la creación de una densa red de fracturación que favoreció el emplazamiento de cuerpos filonianos.

De acuerdo con los trabajos regionales en toda la región, la primera fase de deformación desarrolló una foliación (S1) retocada por las fases posteriores, con vergencia hacia el NE-E. El paso de la segunda fase es gradual y culmina con la génesis de bandas de cizalla dúctil relacionada con el desarrollo de cabalgamientos vergentes hacia el N-NE, que provocaron un importante engrosamiento cortical, condicionante de una primera etapa metamórfica de presiones intermedias, en condiciones de grado medio.

No obstante, los trabajos llevados a cabo con motivo de la resolución de esta Hoja y la vecina de Rianza (432), ponen en evidencia la existencia de una esquistosidad S₂, relacionada con una etapa externa posterior a las fases comprensivas con desarrollo finalmente de detachments importantes (Arroyo la Garganta Corvimal) que en la vecina Hoja delimitarían en parte el occidente de La Berzosa.

Probablemente aún en el Devónico superior sobrevino una tercera fase de deformación, que dio lugar a pliegues retrovergentes que muestran una dirección variable al estar afectados por una fase posterior, en relación con ella se generó una crenulación que localmente puede ser muy penetrativa. Coincidiendo con esta fase, adquirió su principal desarrollo la segunda etapa metamórfica.

fica, en condiciones de grado alto, etapa que se había iniciado en los estadios finales de la segunda fase de deformación, como consecuencia de la disminución en la velocidad de engrosamiento, con el consiguiente predominio de la temperatura sobre la presión. Este cambio en el régimen térmico podría estar relacionado con el paso a un periodo extensional y con la descarga erosiva de la cadena.

La cuarta fase generó pliegues y fracturas que afectan suavemente a las estructuras anteriores, sin génesis de estructuras penetrativas, posiblemente, durante su desarrollo habían dado comienzo los procesos de emplazamientos de granitoides y de retrometamorfismo, caracterizado por moscovitizaciones y en general blastesis mineral en condiciones de grado bajo, bajo un claro régimen extensional, que se prolongaría a lo largo del Carbonífero.

El periodo extensional posterior a la tercera fase coincide con el emplazamiento de los granitoides, proceso que fue acompañado de un incremento térmico notable en algunos puntos. También en relación con el periodo extensional finihercínico, se produjo la creación de accidente tectónico, como el un detachment extensional de movimiento aproximado norte-sur (ITGE, 1991) del Macizo de Santa Maria o los del Cervunal y arroyo.

Tras este periodo se desarrolló una importante red de fracturación, coincidente con el denominado periodo tardihercínico acaecido en el Pérmico, siendo uno de sus rasgos principales, la inyección filoniana producida a favor de la red de fracturación, en él pueden distinguirse dos etapas (CAPOTE et al. 1987). La primera etapa, denominada Malagón, dio lugar a fallas de dirección E-O, iniciándose con un régimen distensivo en el que se emplazarían los típicos pórfidos y rocas afines a ellos, en la segunda etapa, denominada Hiendelaencina, se producirían desgarres normales dextrales de dirección N10-30° y siniestrales orientados según N70-90° y con ella se relacionaría el emplazamiento de la mayor parte de los diques de cuarzo, que constituyen la última manifestación de la orogenia hercínica, aunque conviene señalar que la fracturación tardihercínica jugó un destacado papel durante el ciclo alpino, al crear zonas de debilidad que limitarían las cuencas sedimentarias en las etapas distensivas, siendo reactivadas posteriormente, durante la compresión.

La ausencia de registros sedimentarios pérmicos y mesozoicos anteriores al Cretácico superior, en el área no permite excesivas precisiones sobre las primeras etapas posthercínicas en la región. No obstante, la relativa proximidad de materiales triásicos y jurásicos al norte de la Hoja (macizo de Honrubia) sugiere que en ella debió tener lugar sedimentación de materiales triásicos y de jurásicos que posteriormente los procesos erosivos intracretácicos han borrado no sólo cualquier vestigio de aquellos, sino también la mayor parte del conjunto premesozoico de la Sierra de Guadarrama, conservándose únicamente en la Hoja los niveles estratigráficos más bajos, constituidos por las series preordóvicicas y los granitoides hercínicos incluidos en ellas.

No se descarta la posibilidad de que durante el Cretácico inferior existiese en la región algún episodio sedimentario de relativa importancia que quedaría preservado localmente de los procesos erosivos posteriores (ortocuarzitas de Tejadilla) y previos siempre al inicio de la sedimentación detrítico-carbonatada del Cretácico superior.

Como consecuencia de los movimientos austrícos, la cuenca de sedimentación, abierta a las influencias marinas hacia regiones septentrionales y orientales, se estructuró de forma escalonada

debido a la creación o reactivación de diversos accidentes de dirección NO-SE, que condicionaron la distribución de espesores y facies, como ocurre con los denominados "escalones de Pedraza y Sepúlveda" (ALONSO 1981).

De acuerdo con dicho autor (Fig. 5.1), la sedimentación durante el Cretácico superior se desarrolló en dos episodios transgresivos-regresivos, el primero iniciado en el Cenomaniense y el segundo en el Coniaciense. El control sedimentario entre ambos ciclos vendría fijado por el accidente de zócalo de Pedraza, accidente paleogeográfico que se pone claramente de manifiesto en el ángulo suroccidental de la Hoja en los alrededores de Valleruelo de Pedraza, donde sólo existe registro del segundo ciclo.

El primer ciclo se inicia con la sedimentación terrígena de la "Fm. Arenas de Utrillas", episodio al que le sigue un tímido máximo transgresivo durante el Turoniense en la zona, caracterizado por ambientes de llanuras de mareas (Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña) y cuyo límite más occidental lo marcaría el accidente de Pedraza.

Un retroceso marino, caracterizado por un claro carácter extensivo con respecto al anterior, propició el final del primer ciclo y el inicio del segundo, a comienzos del Coniaciense, de tal forma que sus depósitos avanzaron considerablemente hacia el suroeste, al menos hasta las proximidades de Villacastín. El comienzo de este segundo ciclo viene registrado por la instalación de un sistema fluvial típico en la región correspondiente a la "Fm. Arenas y arcillas de Segovia", cuyo área madre, de naturaleza ígnea y metamórfica, se encontraría en sectores más occidentales.

Este breve episodio continental finalizó a mediados del Coniaciense con un rápido impulso transgresivo en el que dominarían ambientes mareales ("Fm. Dolomías tableadas de Caballar"), si bien más hacia el oeste, fuera de la Hoja y durante estos tiempos se deja sentir ya una cierta influencia continental.

En algunos puntos y a veces coincidiendo con el núcleo de las principales estructuras (Sepúlveda, Urueña) se observa un comportamiento de subsidencia diferencial del zócalo, observándose espesores anómalos y reducidos en el entorno de los núcleos con respecto a los flancos, así como a veces algunos cambios laterales de facies condicionados por tal subsidencia.

En el Coniaciense, la plataforma parece homogeneizarse y estabilizarse, reconociéndose facies someras, de off-shore de alta energía correspondiendo estos depósitos a los de la "Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno", que presentan una tendencia a la somerización puesta de manifiesto en el Campaniense con los depósitos de la "Fm. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo", que en algunos puntos de la región refleja condiciones supramareales, en un ambiente de acusada aridez e incluso de cierta influencia continental.

La existencia de afloramientos aunque muy locales, de un Cretácico Terminal-Paleógeno pone en evidencia una sedimentación continental arcilloso- evaporítica atribuible a la tradicional "Facies Garumn" materiales depositados en ambientes tipo sebkha y que marcan el inicio a la implantación de un régimen continental que va a perdurar durante todo el Cenozoico. La existencia de depósitos silíceos en áreas relativamente próximas (Armuña y Segovia Hojas de Navas de La Asunción 456 y Segovia 483), atribuible al Maastrichtiense sugieren que a finales del Cretácico

y el inicio del Terciario toda la región estuvo sometida a un régimen sedimentario similar al de los depósitos reconocidos al sur del Sistema Central, lo que sugiere que el levantamiento de este aun no se había iniciado a principios del Terciario.

No obstante la compresión alpina debió iniciarse durante el Paleógeno probablemente en el Oligoceno. La presencia de conglomerados calcáreos atribuidos al intervalo Oligoceno-Mioceno inferior adosados y discordantes sobre los relieves cretácicos ponen en evidencia además del área madre la existencia de relieves y estructuras mesozoicas incipientes así como la insinuación de elevaciones ya en el actual Sistema Central y otros relieves próximos tales como el Macizo de Honrubia-Pradales o el de Santa María.

Así pues, es a partir de finales del Paleógeno, cuando comienza la sedimentación y relleno de la Cuenca del Duero cuya configuración distaba entonces mucho de la actual.

De acuerdo con la edad aragoniense atribuida a los primeros depósitos polimícticos (Abanico de Santa Marta) que se sitúan discordantes sobre los conglomerados calcáreos, estos materiales representan la primera manifestación claramente postectónica y se relacionarían con la denominada fase Guadarrama (CALVO et al 1991) (Fig. 5.2) y con el relleno de una depresión abierta como consecuencia hacia el este, así como también con el relleno incipiente y soterramiento de los relieves del sector central de la Hoja. Este pequeño corredor comunicaría el actual entrante sur-occidental de la Cuenca del Duero con el denominado Corredor de Cantalejo (Hoja 430). La sedimentación se llevaría a cabo mediante la instalación de un sistema de abanicos con sus ápices preferentemente instalados próximos a los bordes o estribaciones actuales del Sistema Central, comenzando de esta forma también el desmantelamiento parcial de los relieves metamórficos del Guadarrama (Abanico de Somosierra) al margen las ya creadas definitivamente estructuras mesozoicas.

Durante todo el Aragoniense pues y por correlación con otros sectores próximos de la Cuenca del Duero existen evidencias de una sedimentación importante como lo corrobora el importante acumulo de sedimentos detríticos que se registran en la mitad oriental de la Hoja y que forman parte del relleno al menos en zonas marginales de dicha cuenca.

La existencia de discontinuidades importantes denuncian varios ciclos de relleno de carácter detrítico y acotados en el tiempo, a falta de datos más concretos, entre el Mioceno medio y el superior individualizando dichas discontinuidades con los denominados Abanicos de Santa Marta, Somosierra y Riaza, este último, el más moderno de todos ellos y con el que finalizaría el ciclo neógeno y que tendría sus equivalentes carbonatados (caliza de los páramos) datadas al menos como vallesienes en sectores relativamente próximo que se situarían más hacia el S.E. ya en plena Cuenca del Duero.

A finales del Mioceno parece tener lugar un importante periodo de arrasamiento con importantes procesos de karstificación y formación de costras carbonatadas en zonas próximas, así como el desarrollo de una importante superficie de erosión a nivel regional.

Esta fase erosiva trae consigo, en zonas próximas a los relieves (Sistema Central) a la instalación y desarrollo de abanicos aluviales ("rañas") que constituyen extensas y características plataformas de "canturrales" que marcan el inicio de un ciclo sedimentario durante el Plioceno y que va a perdurar durante el Cuaternario.

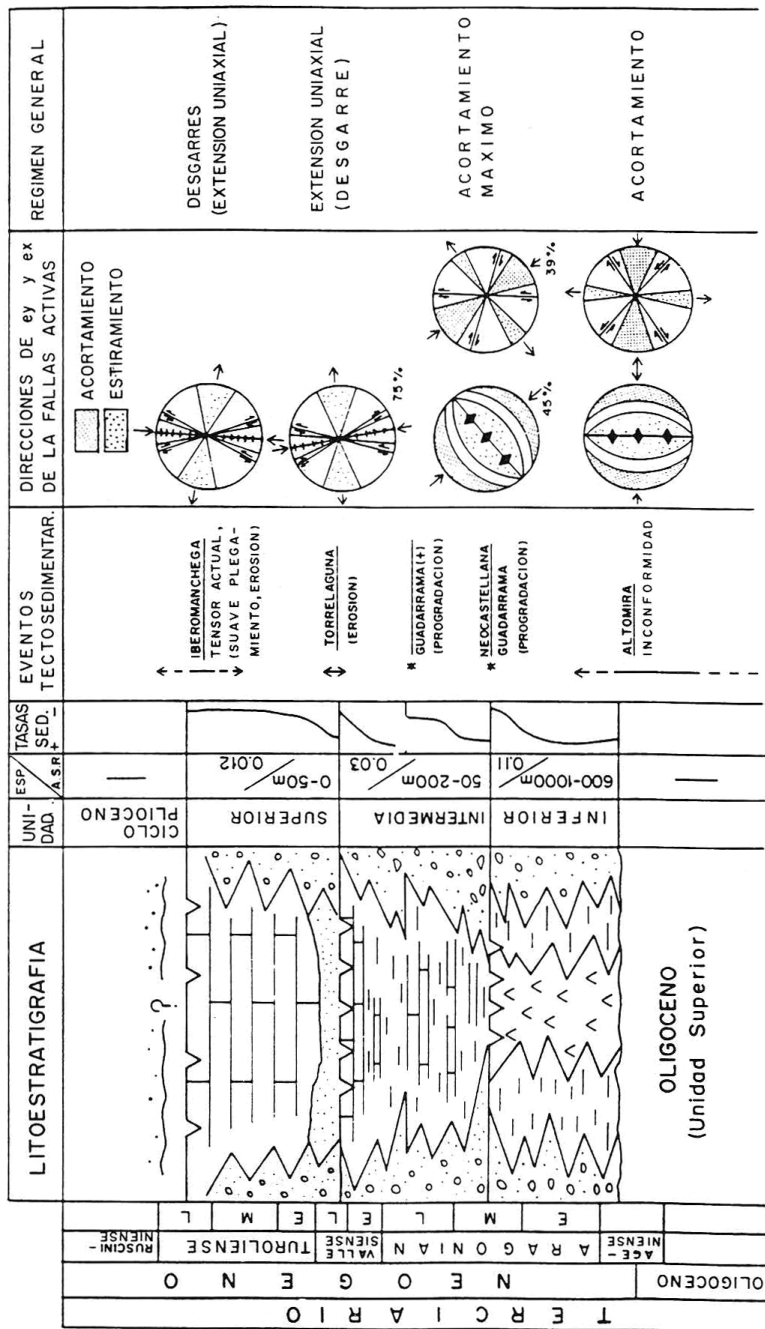


Figura 5.2. Cuadro de correlación entre unidades tectosedimentarias y campos de esfuerzo en la cuenca de Madrid durante el Neogeno (según Calvo et al. 1991).

La edad de la raña, aunque discutible, parece situarse aproximadamente en el límite Plioceno-Pleistoceno. (Villafranquiense). Es pues en estos tiempos cuando parecen acontecer una serie de cambios climáticos importantes además de acabar y pasarse de un régimen de endorreísmo a otro exorreico, régimen que va a perdurar durante todo el Cuaternario.

Durante el Pleistoceno tiene lugar un marcado encajamiento de la red fluvial a través de un escalonamiento muy gradual con importante desarrollo de terrazas, fundamentalmente en torno a los ríos Serrano y Duratón y cuya acción más espectacular es el profundo encajamiento de dicho río en este macizo.

A lo largo de todo el Cuaternario ha tenido lugar el modelado actual desarrollándose además otro tipo de depósitos (conos aluviales, coluviones, glaciares), en el que hay que destacar la actual e importante actividad eólica que en el borde occidental de la Hoja se observa y que tiene notable continuidad y desarrollo más al oeste en los alrededores de Cantalejo.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

6.1.1. Hidrología y Climatología

6.1.1.1. Climatología

El ámbito de la Hoja de Sepúlveda, (según la clasificación de Papadakis) presenta un clima mediterráneo templado, salvo en el sector suroriental donde el clima es mediterráneo fresco. La topografía de la hoja se sitúa en torno a los 1000 m excepto en el sector suroriental donde se localizan alturas de hasta 1900 m.

En el cuadrante noroccidental de la hoja, en el periodo estudiado de 1940-85, se establece un rango de precipitaciones medias anuales en torno a los 600 mm (Fig. 6.1). Para la mitad suroriental de la Hoja, en el periodo 1940-85, se establece un rango de precipitaciones medias anuales de 600 mm hasta 900 mm, según mapa pluviométrico MOPU/Conf. hidrográfica del Duero 1988.

La temperatura media anual, en el periodo 1940-85, se establece en torno 9-11°C. La evapotranspiración potencial media anual es de 700 mm para la zona noroccidental, de 650 mm para la central y 600 mm para la suroriental.

6.1.1.2. Hidrología

El área estudiada pertenece a la cuenca hidrográfica del Duero y está ubicada en su margen suroriental.

La red hidrográfica principal está formada por el río Duratón que recoge las aguas de los afluentes San Juan, Casilla y Ayuso. Dicho río presenta una aportación media anual de 88 Hm³ con un caudal medio anual de 2,8 m³/s.

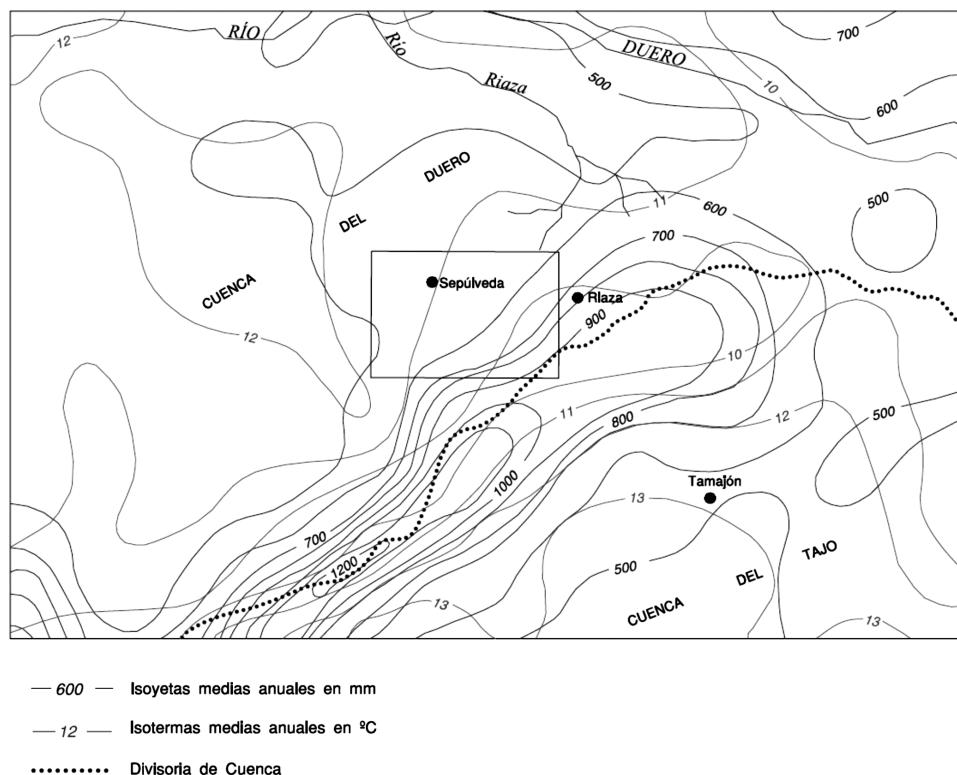


Figura 6.1. Mapa de Isoyetas.

6.1.2. Características hidrogeológicas

6.1.2.1. Introducción

La Hoja presenta una heterogeneidad litológica que abarcan edades desde el Precámbrico hasta el Cuaternario. En el cuadrante suroriental aparecen materiales de edad Precámbrico-Cámbrico pertenecientes al zócalo hercínico.

En los sectores meridionales y noroccidentales afloran materiales detríticos en Facies Utrillas y carbonatados del Cretácico superior.

El resto está caracterizado por formaciones fundamentalmente detríticas del Terciario, sobre los que se sitúan indistintamente depósitos cuaternarios relacionados con los procesos fluviales.

A continuación se describen las formaciones que presentan interés desde el punto de vista hidrogeológico.

6.1.2.2. Descripción de formaciones

- Paleozoico

En esta formación se engloban, un conjunto de materiales metamórficos donde se distinguen; ortogneises glandulares, gneises bandeados, leuconeises y metasedimentos (paragneises, cuarcitas, esquistos) así como las tonalitas hercínicas de los alrededores de la localidad de Ventosilla y ocasionalmente rocas filonianas preferentemente aflorantes alrededor del pequeño plutón en el sector suroriental de la Hoja.

- Cretácico superior

Se han distinguido tres formaciones que se describen a continuación y que de muro a techo son:

Areniscas, arenas y arcillas de edad Cenomaniense a Coniaciense. De manera puntual presentan algún nivel margoso. Son asimilables a las facies Utrillas, s.l. presentándose discordantes sobre el zócalo paleozoico.

Dolomías masivas, dolomías tableadas y margas de edad Coniaciense-Santonense. Concordantes con la formación anterior afloran en el sector suroccidental y noroccidental de la Hoja

Margas y localmente dolomías tableadas de edad Campaniense, Se sitúan a techo del Cretácico y afloran en el sector meridional y noroccidental.

- Terciario

Se distinguen tres formaciones y que de muro a techo son:

Conglomerados calcáreos y lutitas rojas de edad Oligoceno-Mioceno. Aflorantes por los sectores meridionales y septentrionales se sitúan discordantes sobre el Cretácico carbonatado, predominando las lutitas en los sectores próximos al macizo de Sepúlveda.

Conglomerados, areniscas y arcillas de edad Mioceno inferior y medio afloran preferentemente en el sector central de la Hoja.

Areniscas y arcillas de edad Mioceno superior. Corresponden a zonas proximales de abanicos aluviales. Presentando un mayor porcentaje de detríticos gruesos si bien en su mayoría se trata de depósitos bastante arcillosos. La mayor parte de los afloramientos se encuentran situados en la mitad oriental de la Hoja.

- Cuaternario y Plioceno

Gravas, arenas y arcillas Corresponden a depósitos aluviales, coluviales glaciares, y aparecen distribuidos entorno a los valles fluviales, principalmente de los ríos Duratón, San Juan, Casilla se incluye en esta unidad la raña del noroeste de la Hoja.

A continuación se detallan las características hidrogeológicas e hidrodinámicas, así como diversas consideraciones de las diferentes formaciones

- Paleozoico

Estos materiales, de forma general, presentan escaso interés desde el punto de vista de explotación de recursos hídricos.

Las rocas graníticas y metamórficas presentan una permeabilidad muy baja mostrándose localmente susceptibles de albergar agua en zonas de intensa fracturación o alteración.

- Cretácico superior

En los materiales cretácicos pueden distinguirse tres grupos en función del grado de permeabilidad que presentan:

Areniscas, arenas y arcillas (Cenomaniense-Coniaciense). Presentan una permeabilidad media-baja debida a la disolución de cemento y porosidad intergranular. Desde el punto de vista de explotación de recursos hídricos, no tienen gran interés debido a la individualización por niveles de arcilla (prácticamente impermeables) de los cuerpos arenosos (permeables) de la formación, que localmente pueden dar lugar a surgencias pluripuntuales

- Dolomías masivas, tableadas y margas (Coniaciense-Santoniense). Estos materiales presentan una permeabilidad media-alta debida a fisuración y karstificación con una transmisividad aproximada de 200-500 m²/día según datos extrapolados de ensayos de bombeo realizados en la formación en las proximidades de Segovia. Estos materiales forman parte del acuífero carbonatado perteneciente al Sistema acuífero nº 11 (P.I.A.S, ITGE) con carácter de acuífero libre en donde aflora y confinado y anisótropo en el resto. El sistema presenta una superficie de 700 km² y un espesor en torno a los 100 m en el ámbito de la hoja con unos recursos hídricos de 100 Hm³/año. La facies hidroquímica dominante es bicarbonatada cálcica, sin presentarse anomalías en los valores de cloruros, sulfatos y nitratos.

El acuífero se recarga principalmente por infiltración de agua de lluvia en las zonas aflorantes y debido a la conexión de este con el acuífero detrítico terciario. En numerosas zonas, se producen recargas y descargas en función de las condiciones hidrodinámicas. Existen algunos sondeos que explotan el agua del acuífero carbonatado en el ámbito de la Hoja con unos caudales en torno a 40 l/s.

- Margas y dolomías (Campaniense). Presentan una permeabilidad baja-muy baja, funcionando estos materiales como sello prácticamente impermeable con respecto a la formación anterior y como barrera y/o sustrato impermeable de los materiales detríticos suprayacentes del Terciario, allá donde no haya sido erosionada, circunstancia esta que se da en la zona de Sepúlveda principalmente.
- Terciario

En los materiales terciarios pueden distinguirse tres grupos en función del grado de permeabilidad que presentan:

Conglomerados calcáreos y lutitas rojas (Oligoceno-Mioceno) presentan una permeabilidad media por porosidad intergranular y disolución de cemento calcáreo

Conglomerados, areniscas, arcillas (Mioceno inferior y medio) presentan permeabilidad media-baja por porosidad intergranular

Areniscas y arcillas (Mioceno superior). Presentan una permeabilidad de baja a muy baja.

Las formaciones permeables del Terciario constituyen el acuífero detrítico del Sistema Acuífero nº 11 (según P.I.A.S., ITGE) (Fig. 6.2) siendo los materiales más importantes de dicho sistema acuífero por el volumen de agua almacenado.

Se trata de un acuífero único, heterogéneo y anisótropo, con transmisividad baja que funciona en régimen de confinamiento o semiconfinamiento mientras que en los lugares aflorantes lo hace de forma libre. Este sistema acuífero presenta una superficie de 1650 km² y en la zona de la hoja presenta un espesor creciente en dirección noroeste, desde pocas decenas de metros hasta valores superiores a los 300 m.

El acuífero se recarga principalmente por infiltración de aguas de lluvia, por los aportes del acuífero carbonatado infrayacente y por el detrítico cuaternario suprayacente, además del retorno de agua de riego, mientras que la descarga se produce principalmente, a los cursos fluviales que surcan estos materiales y también mediante las extracciones artificiales por bombeo en pozos.

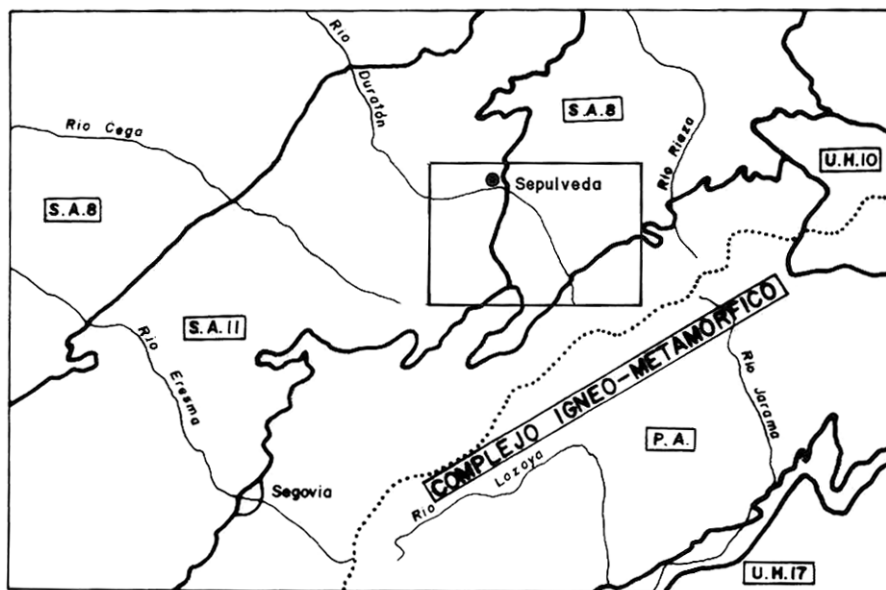
En la Hoja, este sistema se explota por medio de numerosos sondeos de profundidades variables entre 100 y 500 m, siendo los más numerosos los que se sitúan en torno a los 300 m.

El volumen de agua extraído mediante sondeos presenta dos zonas diferenciadas:

- Un sector de afloramientos terciarios entre las localidades de Aldealcorvo, Villafranca, Castroserna de Arriba, Castroserna de Abajo y Santa Marta del Cerro (zona de más densidad de sondeos) que presenta un volumen de extracción entre 1000-5000 m³/km²/año.
- Un segundo sector, que corresponde casi al resto de la Hoja con sondeos esporádicos y valores por debajo de 500 m³/km²/año. (ITGE 1991).

La utilización del agua se centra en el abastecimiento urbano y en el riego. La calidad del agua presenta en general valores uniformes siendo aceptable para ambos usos.

No existen datos sobre la composición del agua si bien los análisis realizados en las proximidades de Cantalejo (Hoja 430) por la Red de Vigilancia de Calidad, lo dan como aguas del tipo bicarbonatada cálcico-magnésica presentando valores significativos de nitritos y nitratos por influencia de abonos. Los valores de conductividad de estas aguas rondan en torno a los 530 µS/cm.



Escala 1:1.000.000

P. A. Paleozoico de la Sierra de Madrid

CUENCA DEL TAJO

U.H.17 Unidad Hidrogeológica del Rebordo Mesozoico del Guadarrama

CUENCA DEL DUERO

S.A.8 Sistema Acuífero del Terciario detrítico central del Duero

U.H.10 Unidad Hidrogeológica cártica del extremo Septentrional de la Ibérica

S.A.11 Sistema Acuífero del Terciario y Cretácico de la Fosa Segoviana

— Límite de Sistema o Unidad Hidrogeológica

..... Divisoria hidrográfica

Figura 6.2. Esquema hidrogeológico regional.

- Cuaternario y Plioceno

Se trata de un conjunto de depósitos relativamente homogéneo y reciente que han sido englobados en la misma formación hidrogeológica. Se distinguen por un lado las "rañas" del Plio-cuaternario con cantos sobredondeados en una matriz areno-arcillosa y espesores de 4-5 metros como máximo y por otro, los depósitos pertenecientes a terrazas, formadas por gra-

vas cuarcíticas con niveles arenosos en matriz areno-limo-arcillosa que presentan espesores de 1-2 m en zonas de mayor desarrollo.

Por último se incluyen también en este apartado los fondos aluviales, depósitos de pie de talud y un pequeño afloramiento de arenas eólicas del sector noroccidental que alcanzan su máximo desarrollo más al oeste en la Hoja de Cantalejo.

El conjunto de todos estos materiales constituidos por gravas, arenas y arcillas presentan una permeabilidad media-alta por porosidad intergranular.

La recarga se produce principalmente por infiltración de agua de lluvia y los aportes laterales y verticales del acuífero detrítico terciario, mientras que la descarga se produce en los ríos, en el acuífero también detrítico y del terciario infrayacente, así como artificialmente por el bombeo en pozos.

Desde el punto de vista hidrogeológico se trata de un acuífero libre, de poco espesor que puede tener interés local en la explotación de agua a pequeña escala, tanto en los depósitos aluviales, (terrazas y rañas) como en los arenales eólicos. En estos últimos, en la Hoja de Cantalejo, se han obtenido valores de transmisividad entre 50-100 m²/día alcanzando espesores de hasta 20 m que albergan interés hidrogeológico no sólo por la explotación de agua sino por su acción de recarga al acuífero detrítico terciario sobre el que se sitúan.

6.2. RECURSOS MINERALES

La minería en la Hoja de Sepúlveda se reduce exclusivamente a dos indicios de (Sb) y Plata (Ag) localizados en los alrededores de Cerezo de Arriba.

En cuanto a los minerales no metálicos hay que destacar la abundancia de indicios y explotaciones de arenas silíceas en relación con los depósitos detríticos del Cretácico en facies Utrillas. Algunas de las canteras se mantienen actualmente en activo y el producto se destina principalmente a la industria del vidrio.

Las calizas del Cretácico superior presentan diversos aprovechamientos como rocas industriales. La mayor parte de las canteras se encuentran en los alrededores de Sepúlveda donde las calizas son cortadas en bloques para su uso en mampostería.

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

6.2.1.1. *Minerales metálicos*

. Antimonio

El indicio corresponde a la mina de antimonita de “El Cerezuelo” sobre la que consta un Permiso de Investigación. Se encuentra al sureste de Cerezo de Arriba en la ribera del río Cerezuelo a su paso por el paraje de la Loma de los Hoyos. Actualmente se encuentra inactiva, aunque se reconocen antiguas labores de extracción a cielo abierto.

Consiste en una mineralización de antimonita y pirita en ganga de cuarzo, barita, y en menor medida, calcita.

La morfología es de tipo filoniano y está formada por una red difusa de diques de cuarzo de dirección Este-oeste y Noroeste-Suroeste encajados en gneises.

. Plata

Al sur de la mina de antimonita se encuentra referenciado un indicio de plata. Se desconoce la morfología de la mineralización y no se reconocen actualmente las labores, que en cualquier caso debieron ser de poca importancia. Corresponde probablemente a una mineralización de sulfuros metálicos con plata.

6.2.1.2. *Minerales no metálicos*

. Arenas silíceas

Se han listado un total de ocho canteras repartidas entre los términos municipales de Ventosilla-Tejadilla, Valleruela de Pedraza, Orejana y Sepúlveda. Todas las canteras se sitúan sobre las arenas en facies Utrillas s.l. de la parte inferior de la serie cretácica. El porcentaje en sílice es muy elevado y presentan un característico color amarillento a blanquecino como consecuencia de la naturaleza caolinífera de la matriz. En su mayor parte, las canteras son de magnitud pequeña, con un sólo frente de considerable longitud. Únicamente muestra cierta actividad, las de Valleruela de Pedraza que es de magnitud mediana contando con varias palas excavadoras y una planta de lavado y clasificación. El producto se destina a su uso como vitrificante y en menor medida a filtros y a material para la construcción.

. Yeso

Existe un único indicio que se encuentra en las cercanías de la Ermita de la Virgen de Vargas, en el término municipal de Sto. Tomé del Puerto. Se trata de una pequeña cantera actualmente abandonada cuyo producto se utilizó como aglomerante en la construcción para cubrir demandas locales. Estratigráficamente corresponden a los materiales en Facies Garumn del tránsito Cretácico-Terciario. Litológicamente son yesos sacaroideos en bancos métricos de morfología irregular alternando con arcillas rojas o versicolores.

6.2.2. **Rocas industriales**

6.2.2.1. *Áridos de trituración*

. Calizas

Se han listado un total de doce canteras en la que se extraen calizas del Cretácico superior. La mitad de ellas se encuentran en los alrededores de Sepúlveda, donde la empresa Marmolera Vallisoletana mantiene varias canteras en activo cuyo producto se usa esencialmente en mampostería. El resto de canteras de caliza se encuentran inactivas en la actualidad, y su producto ha tenido diversos usos, en la construcción y para la obtención de áridos de machaqueo.

Las calizas usadas en mampostería corresponden texturalmente a biomicritas y bioesparitas ligeramente arenosas, poco dolomíticas con un contenido apreciable en óxidos de hierro. Forman bancos de morfología tabular con superficies de estratificación muy netas, lo que facilita su extracción en bloques.

Los carbonatos extraídos para su uso como áridos de machaqueo consisten en calizas dolomíticas generalmente muy recrystalizadas.

6.2.2.2. Áridos naturales

Se ha reconocido un punto de extracción de áridos naturales en el término municipal de Castillejo de Mesleón. Situado sobre depósitos de terrazas del río Serrano. Se trata de gravas cuarcíticas de cantos heterométricos en matriz arenoso-arcillosa rojiza. Presenta un funcionamiento intermitente y el producto es transportado a El Olmo donde existe una importante planta de tratamiento de áridos para su uso en la construcción de carreteras.

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 ésta a su vez en zonas, en función de criterios geológicos, entendidos estos 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, ripabilidad, 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 10 Zonas.

Área I Constituida por rocas metamórficas y granitoides hercínicos. Se diferencian

Zona I₁, Formado por rocas ígneas (unidades cartográficas 1 y 2). Zona I₂. Donde se agrupan las rocas metamórficas orto y para derivadas (con cartografías 3 a 6)

Área II Incluye todo el conjunto de materiales cretácicos tanto de naturaleza detrítica (Zona II₁ unidades 7 a 10) como carbonatada (Zona II₂ unidades 11 a 15)

Área III Dentro de este apartado se engloban la casi totalidad de materiales terciarios aflorantes en la Hoja. A pesar de la homogeneidad litológica se pueden diferenciar las siguientes zonas.

Zona III₁. Formados por materiales yesíferos y arcillosos con algún nivel de areniscas (unidades 17 y 18).

Zona III₂. Formada por conglomerados calcáreos, arcillas rojas y a veces margas ocreas (unidad 18)

Zona III₃. Engloba un conjunto heterogéneo de conglomerados y arenas con cantos de distinta naturaleza (metamórficas, ígneas y calcáreas) con lutitas rojas y ocreas (unidades 19 a 25)

Área IV Finalmente se incluye en este área todo el conjunto de depósitos cuaternarios y plio-cuaternarios subdivididos en las siguientes zonas:

Zona IV₁. Formada exclusivamente por arenas de origen eólico (unidad 32)

Zona IV₂. Incluye los depósitos de origen fluvial: rañas, terrazas y fondos de valle (unidades 26 a 30, 34 y 36)

Zona IV₃. Agrupa materiales asociados a coluviones, glaciares y conos de deyección (unidades 31, 33 y 34)

6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas

6.3.2.1. Área I

En este apartado se han incluido todo el conjunto de rocas metamórficas e ígneas que constituyen el zócalo hercínico aflorantes en el Sistema Central y sus estribaciones.

Zona I₁. Dentro de esta zona se incluyen los afloramientos de rocas ígneas posthercínicas (tonalitas) aflorantes en los alrededores de Tejadilla

Se trata de rocas oscuras de gran dureza, con poco grado de alteración, disyunción bolar a escala métrica y sin apenas recubrimientos. Su permeabilidad es nula, condicionada solo al grado de fracturación. La capacidad de carga es alta y sin problemas de asentamientos diferenciales.

Zona I₂. Constituyen un grupo heterogéneo formado por rocas metamórficas orto y paraderivadas del tipo gneises y/o, leucogneises, cuarcitas y esquistos aflorantes en el cuadrante sureste y en el borde meridional de la Hoja.

Los principales condicionantes geotécnicos son la fracturación y la esquistosidad. Se pueden plantear problemas de drenaje y de alteración siendo mayor en los metasedimentos (metareniscas, esquistos y paragneises), así como puede haber posibilidad.

Los ortogneises y leucogneises presentan capacidad de carga alta y no son previsibles problemas de asentamientos diferenciales. Taludes en general estables, aunque pueden plantearse problemas por fracturación y/o debido a su fábrica planar.

6.3.2.2. Área II

Se incluyen aquí todo el conjunto de materiales detríticos y carbonatados cretácicos aflorantes en la mitad occidental y que constituyen al macizo de Sepúlveda y las estructuras mesozoicas más meridionales.

Se han diferenciado las siguientes zonas:

Zona II₁ Incluye todos los materiales detríticos que constituyen la base de la serie cretácica y que en la memoria se engloban bajo el nombre de Fm. Arenas de Utrillas y Fm. Arenas de Segovia.

Se trata de un conjunto de arenas, gravas y/o conglomerados y de arcillas versicolores, fácilmente identificables en el paisaje, que en ocasiones son objeto de intensa explotación.

Presentan una permeabilidad relativamente baja (semipermeable) realizándose el drenaje mediante escorrentía superficial y en menor medida por infiltración. Son materiales ripables con una capacidad de carga media. Su fácil erosionabilidad y la posibilidad de asientos diferenciales en las cimentaciones constituyen uno de los riesgos geotécnicos más relevantes.

Zona II₂ En este apartado se incluyen todo el conjunto de unidades carbonatadas del Cretácico superior. Destacan los potentes farallones calizo-dolomíticos que contribuyen a formar parte de la arquitectura de las estructuras mesozoicas.

Este grupo se comporta de forma permeable, tanto por fisuración como por karstificación, por lo que su drenaje se efectúa fundamentalmente por infiltración, si bien en las zonas de afloramientos margosos, éste se lleva a cabo generalmente por escorrentía superficial. No son ripables y su capacidad de carga es alta-media, aunque en las zonas con alto grado de diaclasado y karstificación, disminuye sensiblemente. El riesgo más frecuente es la posibilidad de hundimientos y desprendimientos en las áreas karstificadas.

6.3.2.3. Área III

Se incluyen aquí todos los sedimentos terciarios aflorantes en la Hoja, constituyendo una unidad de gran heterogeneidad, motivo por el cual ha sido necesario llevar a cabo varias subdivisiones y a pesar de ello, pueden existir variaciones geotécnicas aun dentro de una misma zona.

Zona III₁ Dentro de este apartado se incluye un pequeño afloramiento situado cerca de Sigüero donde la litología dominante son los yesos y las lutitas de tonalidades verdes y rosadas.

Se trata de materiales impermeables fácilmente ripables, con alto grado de erosionabilidad, capacidad de carga media a baja y donde se pueden presentar problemas de asientos y disolución a veces importantes.

Zona III₂ Corresponde a la unidad de conglomerados calcáreos, en general fuertemente cementados, que se presentan adosados a los relieves mesozoicos.

Su erosionabilidad es baja, al igual que su permeabilidad, cuando la roca se encuentra fresca. No obstante la disolución de los constituyentes carbonatados puede aumentar considerablemente este parámetro, aunque en principio la escorrentía se lleva a cabo superficialmente. Son de elevada dureza, no ripables, siendo su capacidad de carga media-alta; sus principales riesgos geotécnicos son los derivados de los procesos de disolución y fracturación.

Zona III₃ Resulta una de las zonas de mayor complejidad litológica y como consecuencia de comportamiento geotécnico, pues aunque en conjunto se trata de una unidad detrítica heterogénea de conglomerados, cantos, bloque y lutitas, en detalle, las variaciones litológicas implican cambios en los parámetros geotécnicos, si bien el predominio de finos es más abundante en las zonas más alejadas de los relieves cretácicos y/o del Sistema Central, sectores donde predominan unidades de granulometría gruesa.

Su permeabilidad es muy variable, con zonas muy permeables en las que el drenaje se efectúa por infiltración, frente a otras prácticamente impermeables, de drenaje superficial o de acusadas tendencias endorreicas. En general, presentan una fácil ripabilidad y una capacidad de carga media-baja. Los taludes son verticales y estables. Su principal riesgo geológico es la fácil erosionabilidad, especialmente al aumentar las proporciones de la fracción arcillosa, y la posible presencia de asientos diferenciales en cimentaciones superficiales.

6.3.2.4. Área IV

En ella se incluyen los sedimentos cuaternarios y pliocuaternarios, de naturaleza detrítica y génesis variada, que cubren gran parte de la superficie de la Hoja.

Zona IV₁ Engloba los mantos arenosos de espesor irregular y origen eólico, aflorantes en el borde occidental.

Aunque con poco espesor y escasa representatividad, su elevada permeabilidad favorece un drenaje por infiltración. Su mínimo grado de consolidación hace que sean fácilmente excavables y erosionables, presentando una capacidad de carga media-baja. El condicionante geotécnico más importante es su escasa consolidación.

Zona IV₂ Dentro de esta zona se incluyen todos aquellos depósitos de origen fluvial. A destacar la naturaleza detrítica de los materiales que están formados por gravas cuarcíticas y arenas de poco espesor, que se extienden de forma escalonada desde los páramos que constituyen las rañas hasta los fondos de los valles, a través de un variable y escalonado número de plataformas (terrazas), caracterizadas por “canturrales” fundamentalmente cuarcíticos.

Estos depósitos por lo general se consideran permeables y/o semipermeables, por lo que el drenaje se efectúa por escorrentía superficial e infiltraciones. La ripabilidad está asegurada y la capacidad de carga es media o baja. Los principales riesgos geotécnicos se relacionan con asientos diferenciales y con la presencia de nivel freático a escasa profundidad, con posibles problemas de agotamiento en zanjas y excavaciones. Se trata además de zonas con riesgo de inundaciones eventuales.

Con frecuencia se utilizan estas litologías como áridos para obras de infraestructura (autovías, carreteras, etc.)

Zona IV₃ Está representada por los materiales detríticos asociados a coluviones, conos de deyección y glaciares, en general de poco espesor.

Su permeabilidad es muy variable por lo que el drenaje se efectúa tanto por infiltración, como por escorrentía superficial. Poseen una fácil ripabilidad y una capacidad de carga media-baja. El principal problema se plantea con la posible existencia de asientos diferenciales en cimentaciones.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

7.1. INVENTARIO Y CATALOGACIÓN DE LOS PIG

Dentro de la Hoja de Sepúlveda se han inventariado y catalogado los siguientes Puntos de Interés Geológico (PIG):

- Hoces del río Duratón
- Pliegue de Sepúlveda
- Cretácico de La Matilla
- Sección del Cretácico-sup-Terciario de Sigüero
- Valle del Río San Juan
- Piedemonte de Somosierra. Raña de Riaza
- Tonalitas de Tejadilla

De todos ellos se han seleccionado y desarrollado los tres primeros considerando necesario especial protección, el correspondiente a las Hoces del río Duratón para su conservación como patrimonio natural, si bien dicha protección se contempla en la actualidad, al quedar incluido este dentro del Parque Natural de las Hoces del Río Duratón

7.2. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA

La testificación de la metodología que se ha empleado permite afirmar que la relación de los puntos relacionados e inventariados, siete en total, refleja las características geológicas de la Hoja. En el listado adjunto se exponen los PIG inventariados atendiendo al tipo de interés principal de cada uno de ellos.

PUNTO DE INTERÉS GEOLÓGICO

- Hoces del Río Duratón
- Pliegue de Sepúlveda
- Cretácico de la Matilla
- Sección del Cretácico-Terciario de Sigüero
- Tonalitas de Tejadilla
- Valle del río San Juan
- Piedemonte de Somosierra

INTERÉS PRINCIPAL

- Geomorfológico
- Tectónico
- Estratigráfico-Sedimentológico
- Estratigráfico
- Petroológico
- Estratigráfico
- Geomorfológico

Todos estos puntos se han clasificado al margen además de por su contenido e interés principal, de acuerdo a su utilización (turística, didáctica, científica y económica) así como a su repercusión (local, regional, etc).

7.3. ITINERARIOS RECOMENDADOS

Los Puntos de Interés Geológico señalados pueden ser visitados, la mayoría de ellos, mediante una serie de itinerarios, de corto recorrido, tomando Sepúlveda como inicio o final del recorrido de los mismos, dada la ubicación estratégica de dicha localidad y los buenos accesos y/o comunicaciones, que presenta tanto con respecto a la N-I como al resto de los parajes y localidades de la zona.

A continuación se proponen tres recorridos para llevar a cabo la visita y observaciones a los PIG más destacados (Fig. 7.1).

- Itinerario 1 Somosierra-Sepúlveda-Somosierra

Se trata de un itinerario bastante completo que se desarrolla por los sectores centrales de la Hoja y que permite un reconocimiento tanto de la estructura de los materiales que configuran la misma, como de las características estratigráficas-sedimentológicas de la región.

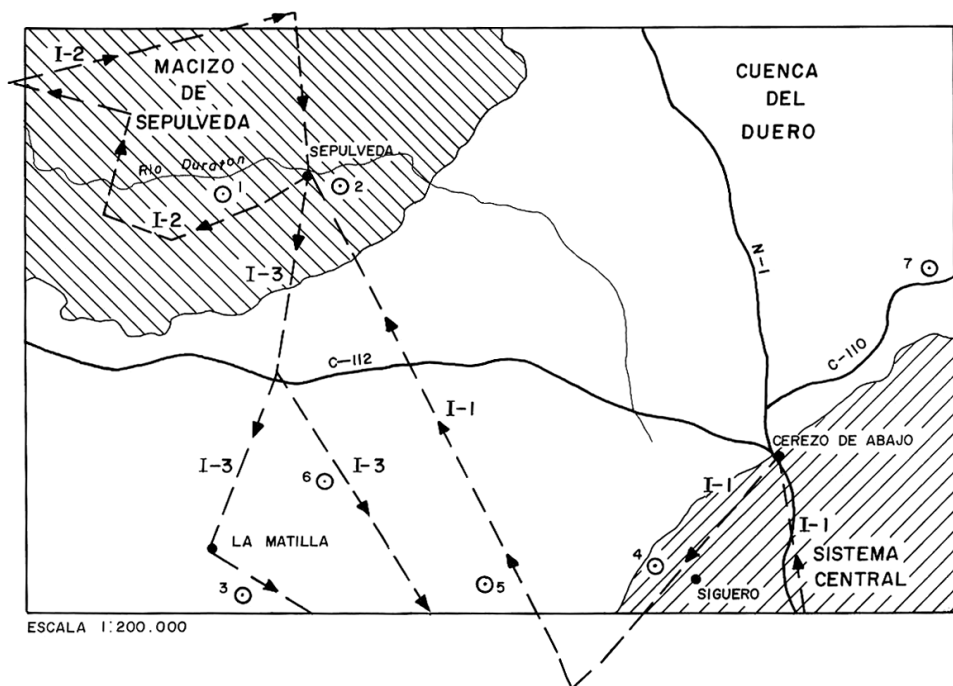
El recorrido comienza en las inmediaciones de la vertiente norte del puerto de Somosierra, desde donde se puede observar el borde meridional de la Cuenca del Duero, el zócalo y los relieves que configuran el Sistema Central, así como también las series neógenas de relleno, el piedemonte (raña) que se sitúa hacia el este, y más al norte en el horizonte los relieves mesozoicos destacados que configuran el macizo de Sepúlveda y la Sierra de Honrubia-Pradales.

En las proximidades de Sigüero, ya en la carretera en dirección hacia Segovia, se pueden reconocer los ortogneises glandulares que constituyen el zócalo en este sector. Siguiendo en dirección a Torrecaballeros se pasa de forma brusca, mediante un importante accidente (cabalgamiento) reconocible en Sigüero y Casla que pone en contacto a las series carbonatadas del Cretácico superior, con el zócalo pudiéndose observar además junto a la Ermita de la Virgen de Vargas el Cretácico terminal continental y las series terciarias suprayacentes.

A poca distancia de la localidad de Casla, tomando la carretera en dirección a Sepúlveda, el primer punto de atención lo constituyen los materiales detríticos en Facies Utrillas que son objeto de explotación cerca de Tejadilla así como reconocer otra vez el zócalo, constituido aquí por rocas ígneas tardihercínicas de composición tonalítica a granodiorítica y la discordancia con las series detríticas suprayacentes.

En dirección a Sepúlveda y a techo de los materiales carbonatados se reconocen los primeros sedimentos terciarios, paleógenos, adosados discordantes sobre las estructuras mesozoicas. Sobre estos a su vez, se dispone discordante también una monótona serie detrítica cuyas observaciones pueden realizarse indistintamente a lo largo de la carretera hasta Perorrubio y Velosillo, localidades estas donde la serie neógena aparece bien caracterizada en corte.

Continuando el itinerario hacia Sepúlveda destacan los relieves mesozoicos que configuran la estructura del macizo. En lo alto de los relieves antes de iniciar la bajada hacia dicha localidad y en



- PUNTO DE INTERÉS GEOLOGICO
 — — — — — ITINERARIOS
- 1 HOCES DEL RIO DURATON
 - 2 PLIEGUE DE SEPULVEDA
 - 3 CRETACICO DE LA MATILLA
 - 4 SECCION DEL CRETACICO-TERCIARIO DE SIGUERO
 - 5 TONALITAS DE TEJADILLA
 - 6 VALLE DEL RIO SAN JUAN
 - 7 PIEDEMONTE DE SOMOSIERRA

Figura 7.1. Esquema de situación de P.I.G. e itinerarios recomendados.

dirección hacia el S y SE hay una magnífica panorámica que permite observar el itinerario hasta ahora recorrido, los relieves del Sistema Central y las series neógenas de relleno de toda la Depresión tanto hacia el oeste a la depresión o corredor de Cantalejo, como hacia el este es decir hacia la Cuenca del Duero.

En las proximidades de Sepúlveda y desde distintos puntos se puede reconocer la estructura de los materiales mesozoicos (pliegue en rodilla) y las características estratigráficas-sedimentológicas de los mismos, así como la morfología del paisaje. De regreso y en las cercanías de la localidad

de Duratón se observa la discontinuidad entre las series neógenas más bajas (Abanico de Santa Marta) y los suprayacentes del Mioceno superior (Abanico de Riaza). Ya en las proximidades de Cerezo de Abajo, junto al cruce de Riaza afloran las series detríticas formadas por arcosas y cantos de rocas metamórficas (Abanico de Somosierra), así como el contacto casi neto entre estos materiales y las series paleógenas infrayacentes las del propio zócalo metamórfico que constituye las "rampas" de Somosierra, finalizándose así el itinerario comenzado en las proximidades del puerto.

- Itinerario 2. Alrededores de Sepúlveda

El macizo de Sepúlveda presenta un alto interés geológico tanto por las características estratigráficas-sedimentológicas de los materiales que lo conforman como por la estructura y/o la arquitectura de todo el macizo así como por el modelado actual del mismo, que en la actualidad recibe la denominación del "Parque Natural de las Hoces del río Duratón", paraje de singular belleza, tanto geológica como faunística.

El itinerario aquí propuesto es circular y transcurre, tanto por dentro como por fuera del Parque. El primer punto de observación se sitúa en las afueras de Sepúlveda en dirección hacia Pedraza ya que desde la misma carretera se observa el pliegue en rodilla vergente hacia el norte, reflejo de una típica tectónica de revestimiento en la que la cobertera cretácica se adapta al zócalo, aflorando este junto a un viejo molino en el inicio del recorrido turístico a las Hoces del río Duratón.

Esta segunda parada permite observar, además del afloramiento de gneises glandulares, las series detríticas que se sitúan inmediatamente discordantes sobre el zócalo así como los primeros niveles marinos carbonatados que constituyen la base y el inicio de la sedimentación del Cretácico superior en la región.

Mayores precisiones tanto estratigráficas como estructurales se pueden también llevar a cabo en el mirador Ignacio Zuloaga, en la carretera a Pedraza o en los afloramientos del mismo fondo del valle.

En dirección a Sebulcor, una antigua cantera abandonada en la Fm Arenas y arcillas de Segovia constituye un excelente mirador sobre las Hoces del río Duratón y permite recrearse además paisajísticamente en las características de tan singular paraje.

En este punto son múltiples las observaciones, para poder realizarse tanto de tipo geomorfológico; encajamiento de la red fluvial, hoces y barrancos, meandros abandonados, como tectónicos: pliegue en rodilla y recuperación de la estructura, fracturación asociada a la deformación etc, y estratigráficos sedimentológicos; diferenciación de unidades, cambios laterales en facies o espesor, transición de series continentales a marinas etc.

Cerca de Villar de Sobrepeña y antes de llegar, existen unas explotaciones en las calizas y dolomías del Cretácico superior que son utilizadas como rocas para construcción y que ponen de manifiesto el interés económico de estos materiales.

Al iniciar el descenso hacia el río Duratón y antes del cruce de carreteras de Sebulcor y Villaseca existe otro excelente punto de observación para ver, tanto la estructura del macizo, como las uni-

dades estratigráficas y la morfología del río en este paraje. Ya en el cruce y en dirección a Villaseca, antes de llegar al río se observan densos pinares que fijan arenas de origen eólico y que se extienden ampliamente más hacia el oeste por la vecina Hoja de Cantalejo.

Continuando el itinerario hacia Villaseca el profundo encajamiento del río Duratón permite la observación de nuevos ejemplos del característico estilo de plegamiento de la zona, encontrando asociadas estructuras menores y deformaciones a mesoescala. En la citada localidad se puede tomar una pista que en pocos km conduce a la Ermita de San Frutos, espectacular paraje, donde se pueden también realizar observaciones de todo tipo (geológicas, paisajísticas y faunísticas).

Finalmente de regreso hacia Sepúlveda, por la carretera a Urueñas se puede reconocer también otra estructura anticlinal aunque menos espectacular que la de Sepúlveda y que responde también a otro accidente de zócalo. Ya en los alrededores de esta localidad se pone de manifiesto otra vez de nuevo la peculiar y singular morfología que caracteriza a la región, concluyendo así este itinerario circular propuesto.

- Itinerario 3. Sepúlveda-Pradena

Este último recorrido discurre prácticamente desde el norte de la Hoja hasta el sur de la misma, al pie de los relieves o estribaciones del Sistema Central.

El itinerario comienza en Sepúlveda donde pueden realizarse algunas de las observaciones descritas en los apartados anteriores, con especial atención a la columna estratigráfica de la zona y a la estructura de los materiales. Tomando la carretera en dirección a Pedraza se abandonan los relieves mesozoicos y se entra ya en la depresión terciaria de Duruelo-Perorrubio y en el relleno neógeno de la misma, pudiéndose reconocer estos materiales junto al río San Juan.

En el cruce con la comarcal de Cuellar se pueden elegir dos alternativas: la primera, en dirección a La Matilla permite reconocer en los alrededores de dicha localidad las características de la Fm. Arenas de Utrillas y de las Arenas y arcillas de Segovia, así como observar la estructura y las explotaciones de las arenas. La segunda alternativa, tan interesante como la anterior, transcurre por el valle del río San Juan por un pequeño desfiladero donde se pueden reconocer los términos carbonatados del Cretácico superior y discordantes en su parte alta los del Terciario.

En las proximidades de Castroserna de Arriba se localiza un importante accidente (cabalgamiento) que pone en contacto el Cretácico con el zócalo constituido en este paraje por un extenso afloramiento de leucogneises, afectados por intrusiones tardihercínicas de rocas ígneas de composición tonalítica - granodiorítica así como un cortejo filoniano asociado, de cuarzo fundamentalmente reconocible también en la misma carretera.

Finalmente y sobre el km 10,500 de la carretera, en el límite meridional de la Hoja un pequeño afloramiento en estos leucogneises permite llevar a cabo interesantes observaciones puntuales sobre la microestructura de estos materiales y los relieves próximos del Sistema Central.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AGUILAR, M.J. y PORTERO, J.M. (1984). "Las arenitas de los abanicos aluviales del borde suro-oriental del Sistema Central", I Cong. Esp. Geol. 3, 147-158.
- AERO-SERVICE LTED. (1967). "Mapa geológico de la Cuenca del Duero. Escala 1:250.000". Instituto Nacional Colonización I.G.M.E. Madrid.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española". Trabajos Neógeno-Cuaternario, 5, 7-29.
- ALBERDI, M.T.; DOADRIO, I.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; HOYOS, M.; JIMÉNEZ, E.; LÓPEZ, N.; MARTÍN ESCORZA, C.; MAZO, A.V.; MORALES, J.; ORDÓÑEZ, S.; SÁNCHEZ, F.B.; SESE, C. y SORIA, D. (1981). "Paleoecología del yacimiento del Neógeno Continental de los Valles de Fuentidueña (Segovia)". Fundación Juan March, Serie Universitaria, 154, 9-55.
- ALCALÁ DEL OLMO, L. (1974). "Estudio edáfico-sedimentológico de los arenales de la Cuenca del Duero". Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid
- 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 FLOQUET, M. (1982). "Sedimentation et environnement au Turonien en Vielle Castille (Espagne): Un modele d'exolution en domine de Plateforme". Mem. Mus. Nat. His. Nat. París, 49, 113-128
- 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.
- ÁLVAREZ, F. (1982). "Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva". Temas Geol. Min., 6 (1), 87-108.
- APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CARBALLO, J.M.; PEINADO, M. y TINAO, J.M. (1975). "Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central español". Memorias IGME, 88, 1-147.
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L.; GARCÍA CACHO, L. y SANTOS, V. (1983). "Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central español". Inst. Geol., 39, 271-306.
- APARICIO, A.; GARCÍA CACHO, L. y PEINADO, M. (1975). "Sobre la petrogénesis de las Formaciones glandulares del Sistema Central". Bol. Geol. Min., 86, 416-427.
- ARMENTEROS, I. (1986). "Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del Sector Suroccidental de la Depresión del Duero". Eds. Diputación de Salamanca

- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR M.; MARTÍN, L.M.; MARTÍNEZ, J.R. y PÉREZ, A. (1992). "Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olla de Sapo". En GUTIÉRREZ, J.; SAAVEDRA, S. y RABANO, I. (Eds.). "Paleozoico Inferior de Ibero-América". Universidad de Extremadura, 25, 469-483.
- BANKS, C.J. Y WARBURTON, J. (1991). "Mid crustal detachment in the Betic system of southeast Spain". Tectonophysics, 191, 275-289.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. Y MATTE, P. (1970). "Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale)". C.R. Acad. Sci. Paris, 270, 2630-2633.
- BARRERA, J.L.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L. y PEINADO, M. (1981). "Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del Macizo Hespérico (Sector Español)". Cuad. Geol. Iber., 7, 219-234.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981). "Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central español". Cuad. Geol. Ibérica, 7, 15-52.
- BERGAMÍN, J.F.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. Y PEINADO, M. (1988). "La falla de Santa María la Real de Nieva. Un accidente extensional hercínico en el S.C.E. Interpretación geofísica y geológica". X Reunión Geología del Oeste Peninsular. Coimbra-Salamanca
- BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K. y WALTER, R. (1973). "Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien)". Münst. Forsch. Geol. Paläont., 28-275.
- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. y BAUMAN, A. (1986). "Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain". Intern. Conf. Iber. Terranes Proj., 233-239.
- BRANDEBOURGER, E. (1984). "Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne). Petrographie et géochimie". Tesis Doctoral, 1-209.
- BRAVARD, I. (1965). "Notes morphologiques sur la Tierra de Pinares (province de Segovie, Espagne)". Rev. Geogr. Alpine, 53, 245-264.
- BUTLER, R. W. H. (1982). "The terminology of structures in thrust belts". Journal of structural Geology, 4, 239-245.
- CALVO, J.P.; VICENTE, G. DE y ALONSO, A.M. (1991). "Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno". I Congr. Grupo Español del Terciario, Actas, 55-58.
- CAPDEVILLA, R.; CORRETGE, G. y FLOOR, R. (1973). "Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique". Bol. Soc. France, 15, 209-228.

- CAPOTE, R. (1972). "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila". Tesis. Fac. Ciencias. Univ. Complutense. Madrid, 1-289 (inédita).
- CAPOTE, R. (1983). "La estructura de la extensión SE de la Zona Centroibérica en el Sistema Central". Libro Jubilar J.M. Ríos, 1, 467-476.
- CAPOTE, R. (1985). "Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica". Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat., 79 (4), 511-522.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977). "The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif". Est. Geol., 33 (4), 343-356.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1981). "La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español". Cuad. Geol. Iber., 7, 455-470.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1982). "Los grandes complejos estructurales del Sistema Central : Modelo de evolución tectonometamórfica". Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat., 76 (2), 313-331.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1975). "Las series anteordovícicas del Sistema Central". Bol. Geol. Min., 86 (6), 581-596.
- CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y VICENTE, G. DE (1987). "Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el Sector Central, Sistema Central Ibérico". Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 11, 305-314.
- CASAS, I. y LEGUEY, S. (1971). "Estudio mineralógico de los sedimentos detríticos del borde Norte del Guadarrama en la Cuenca del río Eresma (provincia de Segovia)". I Congr. His. Luso-Amer. Geol. Econom., 1, 115-138.
- CASAS, J.; LEGUEY, S. y RODRÍGUEZ, J. (1972). "Mineralogía y sedimentología de las arenas que recubren el terciario entre los ríos Pirón y Voltoya". Est. Geol. 28, 287-296.
- CASCOS, C.S. (1991). "La Serrezuela de Pradales, Estudio geomorfológico". Serie Geografía nº 3. 606 p.p. Universidad de Valladolid.
- CASQUET, C. (1975). "Metamorfismo plurifacial Hercínico intermedio de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español)". Est. Geol., 31, 217-239.
- CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1988). "Extensional Tectonics and Granite Emplacement in the Spanish Central System. A discussion". European Geotraverse (FGT) Project, 65-76.
- CHAPPELL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1974). "Two contrasting granite types". Pacific Geol., 8, 173-174.

- CORTÁZAR, S. (1890). "Descripción física y geológica de la provincia de Segovia". Bol. Com. Mapa Geol. España, 17, Madrid.
- FERNÁNDEZ, 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.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1974). "Significado geotectónico de la formación gneises de La Morcuera". Stv. Geol. Salm., 7, 87-106.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1976). "Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfico de Somosierra (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, 1-305.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1970). "La Tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya". Bol. Geol. Min., 81, 562-568.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1971). "Los gneises glandulares del Guadarrama Oriental". Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 69, 1, 69-80.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1985). "Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central Español". Rev. Real. Acad. Cien. Fis. Exac. Nat., 74,4, 487-509.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A. y MELÉNDEZ, A. (1982). "El Cretácico superior". En: El Cretácico de España. Univ. Compl. Madrid, 7, 387-456.
- FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974). "Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español". Bol. Geol. Min., 85, 595-600.
- FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M. y VILLASECA, C. (1981). "Relaciones entre ortogneises y series volcano-sedimentarias en el macizo de El Caloco (Guadarrama Central)". Cuad. Geol. Iber., 7, 161-171.
- FUSTER, J.M. y VILLASECA, C. (1979). "Migmatización en las series metamórficas de la vertiente norte de la Sierra de Guadarrama". Est. Geol., 35, 285-290.
- FUSTER, J.M. y VILLASECA, C. (1987). "El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central Español. Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". En BEA et al., Ed. Rueda, 27-35.
- GARCÍA ABBAD, F. y REY SALGADO, G. (1973). "Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid". Bol. Geol. Min., 84, 213-227.
- GARCÍA CACHO, L. (1973). "Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesivas en el sector oriental del Sistema Central Español". Tesis. Fac. Ciencias. Univ. Compl. Madrid, 1-319.

- GARCÍA DEL CURA, A. (1975). "Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero (Zona Oriental)". Actas I Congr. Inter. Bioest. Cont. Neóg. sup. Cuat. inf (Ed. por M.T. Alberdi y F. Aguirre), 77-81.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981). "Estudio geológico-estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)". Tesis Univ. Salamanca, 1-365.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1978). "Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central". Bol. Geol. Min., 89 (2), 109-113.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1923). "Las arenas voladoras de la Provincia de Segovia". Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 23, 211-216.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASQUET, C. (1986) "Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". Intern. Conf. Iber. Terranes. Proj., 233, 31.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASQUET, C. (1987). "Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". En: "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Libro homenaje a L.C. García Figuerola, 377-384.
- IGME (1973). Mapa de rocas industriales de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 38, Segovia.
- ITGE (1991). Mapa hidrogeológico de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 38, Segovia.
- ITGE (ÁLVAREZ, F.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; MARTÍN, L.M.; MARTÍNEZ, J. y PEINADO, M.) (1991). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Nava de la Asunción (456).
- ITGE (ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; VILLASECA, C.; DEL OLMO, A. y PINEDA, A.) (1991). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Turégano (457).
- ITGE (AZOR, A.; CASQUETE, C.; MARTÍN PARRA, I.M.; NAVIDAD, M.; A. DEL OLMO; PEINADO, M.; PINEDA, A.; VILLAR, P.; VILLASECA, C.; (1991). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Pradena (458).
- ITGE (LÓPEZ, F.; ENRILE, A. y CABRA, P.) (1992). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Peñafiel (374).
- JAMISON, R., (1987). "Geometría analysis of fold development in overthrust terranes". Journal of structural Geology, (9), 2, 207-219.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974). "Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000". IGME, 1-113.
- LÓPEZ, N.; GARCÍA, E. y ÁLVAREZ, M.A. (1985). "Paleontología y Bioestratigrafía (Micromamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la Cuenca del Duero". Stvdia Geol. Salmant., 22, 191-212.

- LÓPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1975). "El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)". Mem. IGME, 86, 1-127.
- LOTZE, F. (1945). "Eipige Probleme des Iberischen Meseta". Geotekt. Forsch, 6, 1-12.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (1991). "Continuos deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". Tectonophysics, 191, 291-309.
- MALLADA, L. (1911). "Sistema Diluvial. Explicación del Mapa Geológico de España". Mem. Inst. Geol. Min. de España, 15.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1989). Características, rango, significado y correlación de las series ocreas del borde occidental de la Cuenca del Duero. Studia Geologica Salmanticensia. Vol. 5. Ediciones Universidad de Salamanca. Pág. 239-252.
- MARTÍN-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. Pág. 334-351
- MENDES, F.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. y FERNÁNDEZ SANTÍN, S. (1972). "L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Systeme Central Espagnol)". Rev. Fac. Sci. Lisboa, 17, 345-365.
- M.O.P.U. (DIRECCIÓN GENERAL DE OBRAS HIDRÁULICAS) (1988). "Plan Hidrológico Nacional. Cuenca del Duero".
- NAVIDAD, M. (1975). "Caracterización petrológica de los gneises glandulares del Macizo de Hiendelaencina (Guadarrama Oriental)". Est. Geol., 31, 343-350.
- NAVIDAD, M. (1978). "Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del Macizo Ibérico". Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, 1-235.
- NAVIDAD, M. (1979). "Las serie glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental)". Est. Geol., 35, 31-48.
- NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1977). "Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español)". Stv. Geol. Salm., 12, 137-159.
- ORDÓÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, F. y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1976). Estudio geológico de las "facies rojas" pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). Estudios Geológicos 32: 215-220
- PAPADAKIS, J. (1966). "Climates of the world and their agricultural potentialities". Buenos Aires
- PARGA, I.; MATTE, P. y CAPDEVILLA, R. (1964). "Introduction a la geologie de Ollo de Sapo. Formation porphyroide antesilurienne du NW de Espagne". Not. Com. IGME, 76, 119-154.

- PARGA PONDAL, J.R. (1969). "Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". Geol. Rundschau, 59, 323-336.
- PEINADO, M. (1973). "Evolución metamórfica en el Macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, 1-199.
- PEINADO, M. y ÁLVARO, M. (1981). "Magmatismo pre e intrahercínico en el sector metamórfico de El Escorial (Sistema Central Español)", Cuad. Geol. Iber., 7, 201-216.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979). "El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos". Trabajos Neógeno-Cuaternario, 9, 23-36.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982). "Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo". Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid, 1-787.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. y GALLARDO (1987). "La raña al sur de Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquense medio. Geogaceta 2, pp 29-32.
- PLATT, J.P. Y VISSERS, R.L.M. (1980). "Extensional structures in anisotropic rocks". Journal of structural Geology, 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 Congreso Español de Geología, 3, 253-263.
- PORTERO, J.M.; DEL OLMO, P.; RAMÍREZ, J. y VARGAS, I. (1979). "Síntesis geológica de la Cuenca del Duero". 1ª Reunión Geología Cuenca del Duero. Salamanca. Publ. Temas Geológico Mineros. IGME, 6.
- PORTERO, J.M. y OLIVE, A. (1983). "El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra". En : Libro Jubilar homenaje a J.M. Ríos, 2, 527-534.
- RZEPKA, C. (1979). "Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa María la Real de Nieva". Tesis de Licenciatura Fac . Cc. Geológicas. Univ. Compl. Madrid, 1-135.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1978). "Planteamiento provisional de la distribución de facies de la Cuenca del Duero". Proyecto MAGNA. IGME.
- SCHÄFER, G. (1969). "Geologie und Petrographie in östlichen kastilischen Haupts Scheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)". Münster Forsch.Geol.Paläont., 10, 1-207.
- SOERS, E. (1972). "Stratigraphie et Geologie Structural de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)". Studia Geologica, 4, 7-94.
- SUPPE, J. (1985). "Principles of structural geology". Prentice Hall, N. Jersey, 1-537.

- TORNOS, F. y CASQUET, C. (1982). "Caracterización de neises glandulares del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespato potásico". Bol. Geol. Min., 93, 67-68.
- VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J.T.; SURINACH, E. y MARCOS, A. (1990). "Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System". Tectonophysics, 184, 367-378.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO M. y VILLASECA, C. (1986). "Orogenic granitic magmatism of prehercynian age in the Spanish Central System". Terra Cognita, 6 (2), 1-1606.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987). "Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". N.Jb. Miner. MB, 465-479.
- VICENTE, G. DE y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1991). "Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español". III Reunión de la Comisión de Tectónica de la S.G.E.
- VICENTE, G. DE; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; BERGAMÍN, J.F.; TEJERO, R.; BABÍN, R.; RIVAS, A.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; GINER, J.; SÁNCHEZ, F.; MUÑOZ, A. y VILLAMOR, P. (1992). "Alpine structure of the Spanish Central System". III Congr. Geol. España-VIII Congr. Latinoam. Geol. Actas, 1, 284-288
- VICENTE, G.DE.; GONZÁLEZ CASADO, J.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. y RODRÍGUEZ, M.A. (1994). "Structure and alpine evolution of the Madrid Basin". En : FRIEND, P.F. y DABRIO, C. (Eds.), Tertiary Basin of Spain, Cambridge Univ. Press, Cambridge (en prensa).
- VILLASECA, C. (1983). "Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama". Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, 1-331.
- VILLASECA, C. (1985). "Los granitos de la Sierra de Guadarrama". Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat., 79 (4), 573-587.
- WAARD, D. (1950). "Paligenetic structures in augen gneises of the Sierra de Guadarrama, Spain". Bull. Com. Geol. Finlande, 23, 51-56 (Trad. A. San Miguel, 1953: "Estructuras palinogénicas en los gneises de la Sierra de Guadarrama"). Pub. Extr. Geol. Esp., 7, 267-285.
- WARBURTON, J. y ÁLVAREZ, C. (1989). "A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama mountains, Spanish Central System". Asoc. Geol. Geof. Esp. del Petróleo (AGGEP). Libro homenaje a Rafael Soler, 147-157.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 978-84-7840-663-0



9 788478 406630