



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



OLOMBRADA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

OLOMBRADA

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

Depósito legal: M. 13121-2007
ISBN: 978-84-7840-665-4
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) e INI MEDIO AMBIENTE. S.A. (INIMA), 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

J.A. Díaz de Neira (INYPSA). Cartografía y Memoria.
J.L. Muñoz del Real (INIMA). Cartografía y Memoria.
P. Cabra Gil (INYPSA). Cartografía del Cuaternario y Memoria.
F. López Olmedo (INYPSA). Cartografía y Memoria.
A. Lendínez González (INIMA). Cartografía y Memoria.
J. Solé Pont (INYPSA). Sedimentología.
P.P. Hernaiz Huerta (INYPSA). Tectónica.

ESTUDIO DE MUESTRAS

J.P. Calvo Sorando (UCM). Petrografía de carbonatos
J. Ramírez del Pozo. Micropaleontología y microfacies
M. Bustillo (UCM). Minerales pesados.
R. Fort (UCM). Minerales pesados.
J. Escuder. Petrografía de rocas metamórficas.
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	12
0.3.- MARCO GEOLÓGICO	15
1.- ESTRATIGRAFÍA	16
1.1.- PRECÁMBRICO-PALEOZOICO	17
1.1.1.- Rocas paraderivadas	20
1.1.1.1.- Esquistos, metaareniscas y pizarras (1). Precámbrico superior - Cámbrico.....	20
1.1.1.2.- Esquistos, cuarcitas y neises (2). Precámbrico superior - Cámbrico	21
1.1.2.- Rocas ortoderivadas	22
1.1.2.1.- Neises glandulares (3). Precámbrico superior - Cámbrico.....	23
1.2.- MESOZOICO	23
1.2.1.- Jurásico	24
1.2.1.1.- Calizas y dolomías (4). Lías.	24
1.2.2.- Cretácico	25
1.2.2.1.- Fm. Arenas de Utrillas (5). Albiense - Cenomaniense	27
1.2.2.2.- Fm. Areniscas y arcillas de Castro de Fuentidueña (6). Cenomaniense	28
1.2.2.3.- Fm. Arenas y arcillas de Segovia (7). Cenomaniense superior - Turoniense inferior	29
1.2.2.4.- Fm. Dolomías tableadas de Caballar (8). Turoniense	30
1.2.2.5.- Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno (11). Mb. Calizas de Linares (9). Margas y calizas margosas blanco-amarillentas (10). Turoniense - Santoniense	31
1.2.2.6.- m. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo (12). Campaniense	33
1.3.- TERCIARIO	35

1.3.1.- Mioceno inferior	37
1.3.1.1.- Conglomerados calcáreos (13). Mioceno inferior	37
1.3.2.- Mioceno medio - superior	38
1.3.2.1.- Arcosas, conglomerados, arcillas y paleosuelos (14). Orleaniense - Astaraciense	39
1.3.2.2.- Arcillas rojas y margas blancas (15). Orleaniense - Astaraciense	40
1.3.2.3.- Arenas y arcillas rojas (16). Astaraciense	41
1.3.2.4.- Margas blancas y calizas (17). Margas yesíferas blancas y yesos (18). Calizas (19). Astaraciense - Vallesiense inferior ...	42
1.3.3.- Mioceno superior	44
1.3.3.1.- Arenas, arcillas rojas, oncolitos y margas (20). Vallesiense	44
1.3.3.2.- Calizas (21). Vallesiense - Turolense	45
1.3.3.3.- Arcillas rojas y conglomerados (22). Vallesiense - Turolense .	45
1.3.4.- Plioceno	46
1.3.4.1.- Arcillas rojas (23). Plioceno	46
1.3.4.2.- Gravas cuarcíticas (unidad 24). Plioceno - Pleistoceno inferior	47
1.4.- CUATERNARIO	48
1.4.1.- Pleistoceno - Holoceno	48
1.4.1.1.- Arcillas de descalcificación (Fondos de dolina) (25). Pleistoceno-Holoceno	48
1.4.1.2.- Gravas, arenas y arcillas (Glacis) (26). Pleistoceno	49
1.4.1.3.- Gravas, arenas y arcillas (Terrazas) (27 y 28). Pleistoceno-Holoceno	49
1.4.2.- Holoceno	49
1.4.2.1.- Arenas (Grandes dunas, Dunas parabólicas, Campos de dunas y Mantos eólicos) (30, 31, 32 y 33). Holoceno	49
1.4.2.2.- Gravas, arenas y arcillas (Conos de deyección y abanicos) (34). Holoceno	51
1.4.2.3.- Arcillas, arenas y gravas (Coluviones) (35). Holoceno	51
1.4.2.4.- Limos y arcillas (Fondos endorreicos) (26). Holoceno	51
1.4.2.5.- Gravas, arenas y limos (fondos de valle) (37). Holoceno	52
2.- TECTÓNICA	52
2.1.- LA OROGENIA HERCÍNICA	54
2.1.1.- Primera y segunda fases de deformación hercínicas (F_1 y F_2)	54
2.1.2.- Tercera fase de deformación hercínicas (F_3)	56
2.1.3.- Plegamientos hercínicos tardíos	57
2.1.4.- Deformaciones finihercínicas	57
2.2.- LA OROGENIA ALPINA	58
3.- GEOMORFOLOGÍA	62
3.1.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA	62
3.2.- ANTECEDENTES	63
3.3.- ANÁLISIS MORFOLÓGICO	64
3.3.1.- Estudio morfoestructural	64
3.3.2.- Estudio del modelado	65
3.3.2.1.- Formas eólicas	65

3.3.2.2.-	Formas fluviales	68
3.3.2.3.-	Formas de ladera	69
3.3.2.4.-	Formas lacustres	69
3.3.2.5.-	Formas kársticas	69
3.3.2.6.-	Formas poligénicas	70
3.4.-	FORMACIONES SUPERFICIALES	71
3.5.-	EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	73
3.6.-	DINÁMICA ACTUAL - SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	74
4.-	PETROLOGIA	74
4.1.-	DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES	74
4.1.1.-	Rocas metamórficas	75
4.1.1.1.-	Metasedimentos (1 y 2)	75
4.1.1.2.-	Ortoneises glandulares (3)	76
4.2.-	GEOQUÍMICA	76
4.3.-	CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO	77
4.4.-	GEOCRONOLOGÍA	78
5.-	HISTORIA GEOLÓGICA	78
6.-	GEOLOGÍA ECONÓMICA	85
6.1.-	HIDROGEOLOGÍA	85
6.1.1.-	Climatología	85
6.1.2.-	Hidrología	85
6.1.3.-	Características hidrogeológicas	85
6.2.-	RECURSOS MINERALES	89
6.2.1.-	Minerales metálicos y no metálicos	89
6.2.1.1.-	Arenas silíceas	89
6.2.2.-	Rocas industriales	90
6.2.2.1.-	Aridos naturales	90
6.2.2.2.-	Caliza y dolomía	90
6.2.2.3.-	Yeso	90
6.3.-	GEOTECNIA	90
6.3.1.-	División en Areas y Zonas geotécnicas	91
6.3.2.-	Estudio de las Areas y Zonas	91
6.3.2.1.-	Area I	92
6.3.2.2.-	Area II	92
6.3.2.3.-	Area III	92
6.3.2.4.-	Area IV	94
7.-	PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO (PIG)	95
7.1.-	TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA	95
7.2.-	ITINERARIO RECOMENDADO	95
8.-	BIBLIOGRAFÍA	98

0. INTRODUCCION

0.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja a escala 1:50.000 de Olombrada (402) se encuentra situada al norte de la provincia de Segovia, en su límite con la de Valladolid, que ocupa su sector noroccidental; forma parte del ámbito suroriental de la Depresión del Duero, en su confluencia con el borde septentrional del Sistema Central, representado en esta zona por los macizos de Honrubia-Pradales y Santa María la Real de Nieva (Fig. 0.1).

Desde un punto de vista fisiográfico, incluye fundamentalmente tres dominios : macizo de Honrubia-Pradales, Páramos de la Cuenca del Duero y Tierra de Pinares (Fig. 0.2). El macizo de Honrubia-Pradales se alza hacia el E e incluye las principales elevaciones de la Hoja, destacando los vértices Santa Lucía (1.172 m), Pedernillas (1.153 m) y Altos Negros (1.150 m). Se caracteriza por sus importantes desniveles y escarpes, en buena media producidos por la erosión de los numerosos arroyos que vierten sus aguas en el río Duratón, que discurre por el borde occidental de este dominio; a lo largo de su curso se encuentran los embalses de las Vencías y Burgomillodo, ubicados en zonas donde la incisión fluvial ha esculpido profundos cañones de trazado sinuoso que configuran paisajes de extraordinaria belleza, destacando en este sentido el Parque Nacional de las Hoces del río Duratón, situado al sur de la cerrada del embalse de Burgomillodo.

La mayor parte de la Hoja se incluye en el dominio de los Páramos de la Cuenca del Duero, región de paisaje monótono, con amplios relieves en mesa. A grandes rasgos, se trata de una extensa superficie basculada hacia el Oeste, de forma que pasa insensiblemente de los 1.000 m del sector oriental a los 900 m del occidental, únicamente interrumpida por los valles excavados por la erosión fluvial, destacando entre ellos el del río Duratón, en el que se encuentran las altitudes mínimas, ligeramente inferiores a 800 m.

El sector meridional posee los rasgos característicos de la denominada Tierra de Pinares, comarca de gran monotonía, caracterizada por su espesa cobertera arbórea y por la ausencia de relieves contrastados, que ha favorecido la formación de numerosas lagunillas. Dentro de este dominio se encuentran las estribaciones nororientales del macizo de Zarzuela del Pinar, que conforman una moderada elevación que interrumpe la señalada monotonía.

El principal curso fluvial es el citado río Duratón, que discurre de sureste a noroeste por la mitad oriental de la Hoja, en torno al cual se articula la red hidrográfica, excepción hecha del sector suroccidental, perteneciente a la cuenca del río Cega. Por otra parte, la ausencia de relieves contrastados en el sector meridional dificulta la delimitación de las divisorias hidrográficas, además de haber provocado una acusada tendencia al endorreísmo, con formación de lagunillas, algunas de las cuales mantienen un cierto nivel incluso en períodos de estiaje.

De entre los numerosos municipios de la Hoja destacan Olombrada, Sacramenia, Hontalbilla, Fuentesauco de Fuentidueña y Torrecilla del Pinar, situados en el área de influencia de Cuéllar y Cantalejo. La mayor parte de su población se dedica a labores agrícolas, llamando poderosamente la atención su industria forestal relacionada con los extensos pinares; igualmente, es preciso destacar la relativa abundancia de granjas, dedicadas fundamentalmente al ganado porcino. Por último, existe una densa red de carreteras, que cubre la práctica totalidad de la Hoja, observándose en cualquier caso una clara tendencia a la emigración.

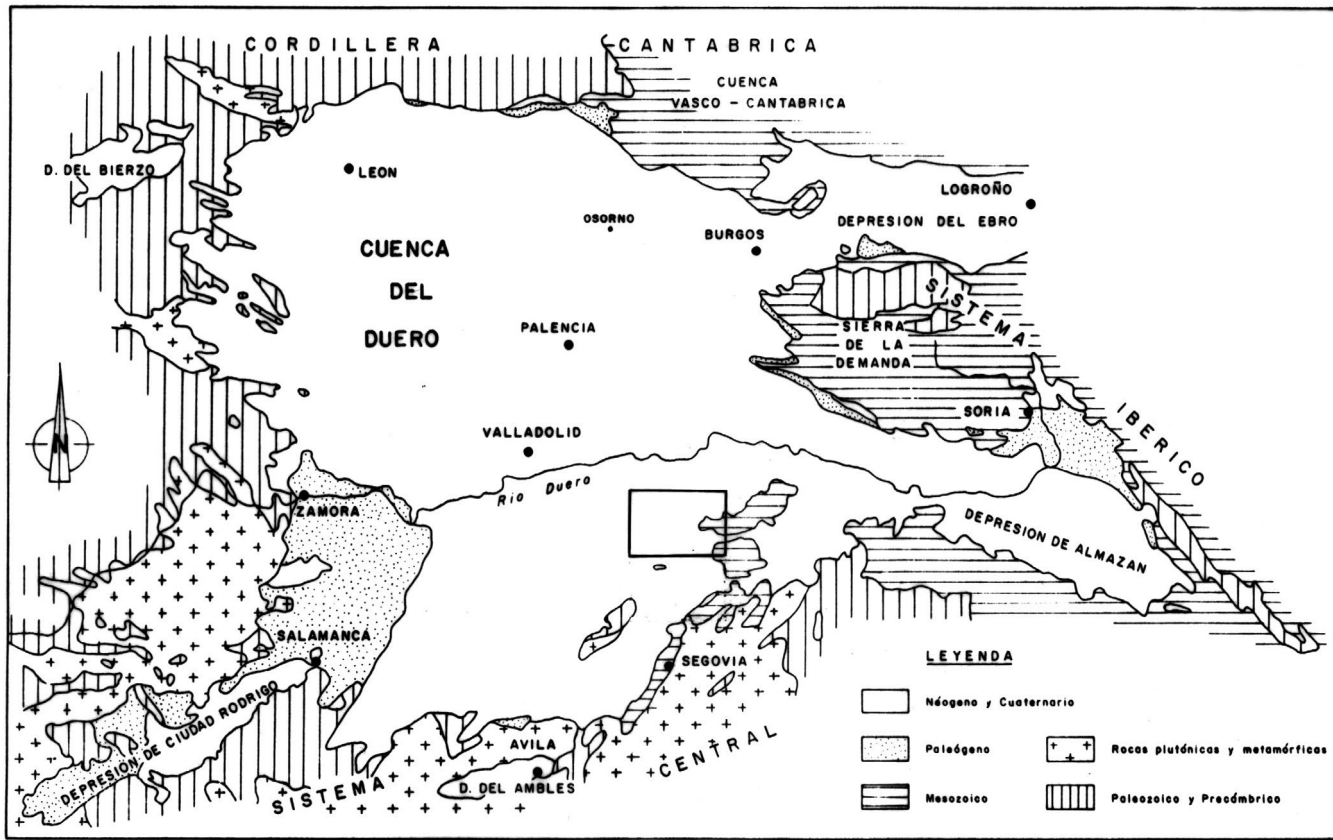


Figura 0.1. Esquema de situación de la hoja en el contexto de la Cuenca del Duero.

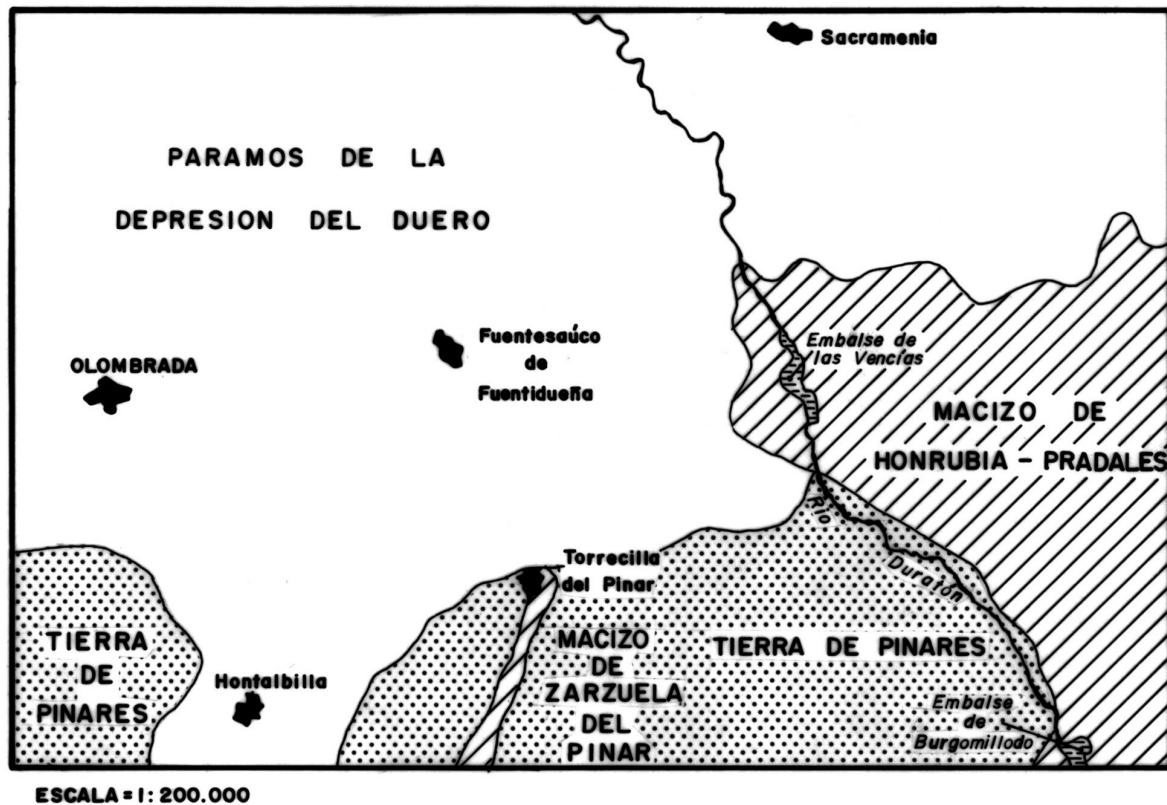


Figura 0.2. Principales rasgos fisiográficos de la hoja de Olombrada.

0.2. ANTECEDENTES

Son muy numerosos los trabajos realizados sobre diversos aspectos de la Depresión del Duero, algunos de los cuales se refieren de forma específica a la superficie ocupada por la Hoja. Por contra, aunque los trabajos relativos al Sistema Central son igualmente abundantes, escasean aquellos que afectan a los macizos de Santa María la Real de Nieva y Honrubia-Pradales, que pueden considerarse sus manifestaciones más septentrionales en la región. A continuación se citan aquellos que se han considerado del máximo interés durante la elaboración de la Hoja y que engloban la mayor parte de los conocimientos previos, destacando por su abundancia los que abordan aspectos estratigráficos relativos a los materiales terciarios de la depresión.

De entre los trabajos de carácter general acerca del Sistema Central, cabe remontarse al de LOTZE (1945), que lo incluye en su mayor parte dentro de la Zona Galaico-castellana, excepción hecha de su sector oriental, de bajo grado metamórfico, que asigna a la Zona Asturoccidental-leonesa. Una zonación más reciente del Macizo Ibérico, llevada a cabo por JULVIERT et al (1974), atribuye la totalidad del Sistema Central a la Zona Centroibérica (Fig. 0.3), debido a la presencia de Ordovícico discordante sobre diversos sustratos. Con motivo de la VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular, BELLIDO et al. (1981), realizan una revisión del conocimiento geológico global acerca del Sistema Central español, actualizado por DE VICENTE y GONZALEZ CASADO (1991).

La estratigrafía de las series preordovícicas ha sido tratada por FERNANDEZ CASALS y CAPOTE (1971), FERNANDEZ CASALS (1974) y CAPOTE et al. (1977), entre otros, en tanto que FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO (1985) señalan los principales aspectos del conjunto hercínico. Recientemente, AZOR et al. (1992) elaboran una clara síntesis estratigráfica y evolutiva durante el Paleozoico, en la que se hacen interesantes referencias relativas al macizo de Santa María la Real de Nieva.

De entre la abundantísima bibliografía existente acerca de los neises glandulares de la región, 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, e igualmente, los de NAVIDAD (1979) y PEINADO (1985), encuadrados en el Sistema Central.

Son ya clásicos los trabajos de GARCIA CACHO (1973) y FUSTER et al (1974), referentes al metamorfismo del Sistema Central, así como el de LOPEZ RUIZ et al. (1975), restringido a la Sierra de Guadarrama. En cuanto a los granitoides del Sistema Central, el primer trabajo de carácter general es el de APARICIO et al. (1975), pudiendo señalarse también el de BARRERA et al. (1981), que incide en aspectos geoquímicos pese a su carácter general. Posteriormente, APARICIO et al (1983) caracterizan los granitoides del sector centro-oriental y VILLASECA (1985) lleva a cabo una breve revisión de los cuerpos graníticos de la Sierra de Guadarrama, proponiendo una interpretación petrogenética de los mismos.

Son escasos, y en algunos casos dudosos, los datos existentes sobre la cronología de las rocas ígneas hercínicas y prehercínicas, 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. (1986, 1987) y VIALATTE et al. (1986, 1987).

Existe una gran profusión de trabajos de carácter tectónico, tanto a nivel local como regional, adhiriendo un gran valor en el ámbito de la Sierra de Guadarrama las tesis doctorales de FERNAN-

tivo, resulta de gran interés el trabajo de PORTERO y AZNAR (1984) en el que se propone un modelo de evolución morfotectónica y sedimentaria que afecta al Sistema Central y a las cuencas del Duero y Tajo. Posteriormente, CAPOTE (1985) establece la historia deformativa, tanto hercínica como prehercínica, del Sistema Central.

En cuanto a la extensión tadihercínica, es tratada entre otros, por DOBLAS (1987) y CASQUET et al. (1988), relacionándose en éste último con las intrusiones graníticas. Entre las interpretaciones 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).

Las referencias bibliográficas sobre los materiales terciarios de la Depresión del Duero son muy numerosas, ya desde la primera mitad del siglo pasado, siendo CORTAZAR (1890) el primer autor que centra sus observaciones en la provincia de Segovia; por otra parte, se pueden considerar los trabajos de HERNANDEZ PACHECO (1915 y 1930), como los primeros en establecer una estratigrafía de cierto detalle para la cuenca, con tres grandes tramos que prácticamente coinciden con los señalados por ROYO GOMEZ (1926), sin olvidar el importante avance que suponen los trabajos de SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1918-1955) para el conocimiento regional.

El primer enfoque sedimentológico que recibe el estudio de los depósitos terciarios se debe a MABESONE (1961), en un trabajo centrado en la provincia de Palencia. Otro trabajo de extraordinario valor es el de AERO-SERVICE (1967), acompañado de un mapa geológico a escala 1:250.000 de la totalidad de la cuenca. Mucho más centrados en la zona en cuestión son los trabajos de GARCIA DEL CURA (1974, 1975), en los que se abordan aspectos litoestratigráficos y sedimentológicos de la serie neógena; otro tanto puede decirse de los trabajos de ORDOÑEZ y GARCIA DEL CURA (1976, 1977) y ORDOÑEZ et al. (1976). Con carácter general, SANCHEZ DE LA TORRE (1978) propone un detallado modelo sedimentario para el relleno de la cuenca durante el Mioceno.

La I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero (1979) supone una puesta al día sobre el conocimiento de la misma. En este sentido, cabe destacar el trabajo de síntesis realizado por PORTERO et al. en el que se pasa revista a trabajos anteriores, correlacionando las diversas unidades establecidas en ellos, tanto para el Paleógeno como para el Neógeno. En dicha reunión se presentan otros trabajos menos generales, algunos de los cuales se centran en las proximidades de la Hoja, como los de ARMENTEROS et al. y ORDOÑEZ et al. Una nueva síntesis de la Depresión del Duero es elaborada con motivo de la elaboración del "Libro Jubilar" homenaje a J.M. RIOS; en ella se incluyen, entre otros trabajos, los de PORTERO et al., en el que se propone un esquema estratigráfico de la transversal norte-sur de la cuenca, y CORROCHANO y CARBALLEIRA, centrado en su borde suroccidental.

Sin duda alguna, uno de los trabajos más exhaustivos relativos a la estratigrafía y sedimentología de la región es la tesis doctoral de ARMENTEROS (1986), interesante punto de partida para estudios posteriores. Entre los trabajos más recientes cabe señalar el de MEDIAVILLA y DABRIO (1989), centrado en las calizas de los páramos.

El yacimiento de Valles de Fuentidueña, situado en la Hoja, ha sido objeto de numerosos estudios, buena parte de los cuales se hallan recogidos en ALBERDI et al. (1981). Años más tarde, LOPEZ MARTINEZ et al. (1985) proponen un modelo bioestratigráfico del Mioceno medio-superior para el sector central de la cuenca.

Desde un punto de vista geomorfológico, cabe remontarse a SCHWENZNER (1943), que marca las pautas de estudios futuros, si bien SOLE SABARIS (1952) simplifica su modelo morfoestructural. Más recientemente, es preciso señalar la tesis doctoral de FERNANDEZ (1987) efectuada entre el Sistema Central y el macizo de Santa María la Real de Nieva, así como el estudio de CAS-COS (1991) sobre la Serrezuela de Pradales.

Finalmente, han sido de gran utilidad las Hojas geológicas a escala 1:50.000 correspondientes al Plan MAGNA realizadas por el IGME en zonas próximas, especialmente las de Peñafiel (374) y Maderuelo (403), que han aportado una gran cantidad de datos de índole estratigráfica, tectónica y geomorfológica.

0.3. MARCO GEOLOGICO

La Hoja de Olombrada forma parte del ámbito suroriental de la Depresión del Duero, en su confluencia con el Sistema Central, zona caracterizada por una marcada compartimentación, lo que la confiere una cierta complejidad. Alineados de SO a NE afloran dentro de la depresión los macizos de Santa María la Real de Nieva, Zarzuela del Pinar y Honrubia-Pradales, que individualizan al sureste una subcuenca denominada Corredor de Cantalejo (ITGE, 1995), limitada al sur por la Sierra de Guadarrama. La mayor parte de la Hoja pertenece a la Depresión del Duero propiamente dicha, aflorando el borde occidental del macizo de Honrubia-Pradales, al E y las estribaciones nororientales del macizo de Zarzuela del Pinar, al S, que individualizan una pequeña porción del Corredor de Cantalejo, al SE.

La estructura de la zona se caracteriza por un típico estilo de revestimiento, con un zócalo precámbrico-paleozoico compartimentado en bloques orientados según NE-SO, con el mesozoico adaptado a ellos a modo de tegumento. Tanto el zócalo como el tegumento afloran coincidiendo con los bloques levantados (macizos de Honrubia-Pradales y Zarzuela del Pinar), en tanto que las zonas de bloques hundidos (Depresión del Duero y Corredor de Cantalejo) se encuentran ocupadas por sedimentos terciarios, con un extenso tapiz cuaternario recubriendo algunas áreas.

La Depresión del Duero es una amplia cuenca rellena de materiales sedimentarios cenozoicos de origen continental, enclavada en la submeseta septentrional, con un sustrato que aumenta en profundidad hacia los bordes N y E. Se encuentra rodeada por sistemas montañosos de entidad geográfica y geológica muy distinta (fig. 0.1): Sistema Central (rocas plutónicas, metamórficas hercínicas y sedimentarias mesozoicas), Cordillera Cantábrica (rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas), Cordillera Ibérica (rocas sedimentarias mesozoicas), etc.; su único límite puramente geográfico se sitúa al NE, coincidiendo con las divisorias hidrográficas de las cuencas del Duero y Ebro.

El relleno sedimentario de la depresión ha estado controlado por el diferente comportamiento de sus bordes y por la distinta composición litológica de los mismos. Su historia comienza en el Paleógeno, con una sucesión de modelos deposicionales que, en general, son bastante parecidos, consistentes en orlas de abanicos aluviales que pasan hacia el interior de la cuenca a sistemas fluviales de red más diferenciada, en tanto que en las zonas centrales y menos activas predominan los ambientes lacustres o palustres; como consecuencia de los factores señalados, que implican una gran cantidad de facies diferentes, dentro de cada ciclo sedimentario, las unidades existentes llegan a mostrar una gran complejidad.

Por su parte, el Sistema Central español es una cadena montañosa que se eleva por encima de los 2.000 m de altitud y que con orientación NE-SO separa las cuencas del Duero y Tajo, permitiendo la individualización de las submeseta septentrional y meridional. Se encuentra constituido por rocas precámbricas y paleozoicas afectadas por distintos grados de metamorfismo y diversas fases de deformación hercínica, habiendo sido intruidas por numerosos cuerpos graníticos, principalmente postectónicos; en los afloramientos orientales predominan ampliamente las rocas metamórficas sobre las plutónicas, invirtiéndose la proporción en los occidentales. Desde un punto de vista geológico, los macizos de Santa María la Real de Nieva, Zarzuela del Pinar y Honrubia-Pradales pueden considerarse su frente noroccidental.

El Sistema Central ha sido dividido por BELLIDO et al. (1981) en tres dominios, en base a sus características petrológicas, estructurales y estratigráficas : Oriental, Central y Occidental. Dichos dominios coinciden en gran medida con los tres grandes complejos estructurales definidos por CAPOTE et al. (1981), separados entre sí por cabalgamientos; de E a O son : Complejo de Gredos, Complejo de Guadarrama y Complejo de Somosierra-Ayllón. Aunque dicho trabajo no incluye los macizos de Santa María la Real de Nieva y Zarzuela del Pinar, estructurados a modo de horsts alpinos, sus características y posición invitan a incluirlos en el Complejo de Guadarrama, caracterizado por el afloramiento exclusivo de series preordovícicas afectadas por intrusiones hercínicas, más abundantes hacia el oeste.

El conjunto plutónico-metamórfico anterior constituye el sustrato de los depósitos mesozoicos, que aparecen en torno a él a modo de orla en la mitad oriental de la cordillera, excepto en el macizo de Honrubia-Pradales, donde constituyen la mayor parte de los afloramientos. El cualquier caso, la morfoestructura actual es el resultado de los movimientos alpinos, que dieron lugar a una acusada fracturación del basamento y a la creación de numerosos pliegues y fracturas en la cobertera mesozoica.

La región ha sufrido una larga y compleja historia que se remonta al menos hasta las proximidades del límite Precámbrico-Cámbrico, con la instalación de ambientes de plataforma cuyos depósitos fueron intruidos posteriormente por cuerpos de naturaleza granítica y deformados conjuntamente con éstos en el Ordovícico, como consecuencia de los movimientos sárdicos. No obstante, la orogenia hercínica es la responsable del metamorfismo que afecta al conjunto anterior y también de la estructuración del Macizo Ibérico mediante varias fases de deformación.

En el Mesozoico, el Macizo sufrió diversos procesos erosivos y transgresivos, alcanzando éstos su máximo desarrollo en el Cretácico superior, al final del cual se produjo la retirada definitiva del mar hacia regiones septentrionales y orientales. En el Paleógeno comenzaron a esbozarse la Depresión del Duero y el Sistema Central, debido a las primeras etapas de deformación alpina, culminando su configuración en el Mioceno, periodo durante el que se produjo el relleno de la depresión mediante depósitos sedimentarios de origen continental.

1. ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Olombrada posee una gran variedad estratigráfica, con materiales comprendidos entre el Precámbrico y el Cuaternario, si bien su serie se caracteriza igualmente por la existencia de importantes lagunas estratigráficas que abarcan una buena parte del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

A grandes rasgos, sus materiales pueden agruparse en tres grandes conjuntos, cada uno de los cuales posee un papel característico dentro de la estructura regional, habiéndose generado bajo diferentes ambientes. Dichos conjuntos son:

- Materiales atribuidos al Precámbrico superior-Cámbrico, deformados y metamorfizados durante la orogenia hercínica, afectados por intrusiones filonianas en sus etapas tardías. Constituyen el zócalo regional y presentan sólo dos afloramientos, de dimensiones reducidas, en el embalse de las Vencías y al SE de Hontalbilla.
- Sedimentos mesozoicos, tanto de origen marino como continental, integrantes del tegumento. Afloran en el ámbito del macizo de Honrubia-Pradales, donde pueden diferenciarse materiales jurásicos y, especialmente cretácicos, si bien parece bastante probable que en el sustrato se conserven niveles de edad triásica. En el macizo de Zarzuela del Pinar están representados exclusivamente por materiales cretácicos.
- Depósitos cenozoicos de naturaleza continental, que integran la mayor parte de los afloramientos de la Hoja. Los de edad neógena constituyen el relleno de la Depresión del Duero y del Corredor de Cantalejo, en tanto que los de edad cuaternaria se disponen a modo de tapiz, fundamentalmente en el sector meridional.

1.1. PRECAMBRICO - PALEOZOICO

Se incluyen en este grupo las rocas que constituyen el zócalo de la región y que corresponden a un conjunto sedimentario e ígneo, metamorfizado durante la orogenia hercínica (unidades 1-3) y afectado por intrusiones graníticas en las etapas tardías de ésta, si bien dichas intrusiones no afloran dentro de los límites de la Hoja. Sus afloramientos quedan restringidos a las proximidades de Fuentidueña (Macizo de Honrubia-Paradales) y Hontalbilla (Macizo de Zarzuela del Pinar).

Este conjunto metamórfico es asimilable a las tradicionales series preordovícicas del Sistema Central, dispuestas bajo la discordancia sárdica en los dominios oriental y occidental, así como en el macizo de Santa María la Real de Nieva. A grandes rasgos, las series preordovícicas presentan un conjunto de ortoneises glandulares sobre el que se dispone una serie metasedimentaria en la que se intercalan niveles de neises glandulares. Su interpretación ha dado lugar a un gran cantidad de trabajos, tanto de carácter local como regional, a pesar de lo cual persiste algunos problemas relacionados fundamentalmente con la edad y el origen premetamórfico de los neises glandulares, así como con la edad de las fases de recrystalización metamórfica y de deformación tectónica, desarrolladas en la orogenia hercínica.

El origen paraderivado del conjunto integrado por esquistos, esquistos micáceos, neises bandeados y cuarcitas, con intercalación de rocas carbonatadas y de silicatos cálcicos, ha sido unánimemente aceptado; sin embargo, el origen de los neises glandulares (augen neises, neises porfíroides y neises oclares de la literatura regional) ha sido tema de controversia en el pasado. Así, a comienzo de los años setenta, un grupo reducido de autores (GARCIA CACHO, 1973; PEINADO, 1973; LOPEZ-RUIZ et al., 1975; APARICIO et al., 1975) propuso que en la serie preordovícica original no existían en ningún caso rocas ígneas, en tanto que un grupo más numerosos señalaba que el protolito correspondería a granitos porfídicos o a series volcano-sedimentarias áci-

das (WAARD, 1950; PARGA PONDAL et al., 1964; SCHÄFER, 1969; CAPOTE, 1972, SOERS, 1972; BISCHOFF et al., 1973; FERNANDEZ CASALS, 1974 y 1976; NAVIDAD, 1975).

En una síntesis basada en trabajos anteriores, CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975) sugirieron que la serie preordovícica del Sistema Central debe ser atribuida al Precámbrico, señalando que su unidad inferior, un ortoneis ocelar con xenolitos, derivaría de un granito porfídico y constituiría el zócalo regional, sin descartar que pudiese corresponder a una intrusión sobre los metasedimentos suprayacentes, entre los que se intercalaría un nivel derivado de lavas ácidas y sedimentos relacionados con ellas, en una línea de pensamiento similar a la seguida por CAPOTE et al. (1977).

La variedad composicional de los protolitos de los neises glandulares fue puesta de manifiesto por NAVIDAD (1978), que señaló la presencia de rocas derivadas tanto de arcosas y grauvacas como de rocas volcánicas ácidas. Posteriormente, NAVIDAD (1979) propuso la existencia de dos grandes conjuntos bajo la discordancia sárdica: "Unidad Glandular" y "Unidad Metasedimentaria", atribuidas al Precámbrico superior - Cámbrico inferior. En el Dominio Oriental, GONZALEZ LODEIRO (1981) atribuye la serie preordovícica al Precámbrico-Cámbrico, señalando la existencia de materiales metasedimentarios y ortoderivados.

La síntesis de BELLIDO et al. (1981) señala nuevamente el carácter intrusivo y metagranítico de los ortoneises glandulares, sobre los que, en el Dominio Central, se disponen dos grandes series litoestratigráficas, denominadas Series Inferiores o Serie Fémica Heterogénea y Serie Superior, de naturaleza metasedimentaria fundamentalmente, si bien existen intercalaciones de masas glandulares interpretadas como metavulcanitas.

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

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

En el estado actual de los conocimientos parece razonable considerar la existencia de dos grandes conjuntos preordovícicos en el Sistema Central (ITGE, 1990-1991; AZOR et al., 1992). Los niveles superiores corresponden a un conjunto metasedimentario, con intercalaciones de neises glandulares derivados de cuerpos volcano-sedimentarios de naturaleza ácida; 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 atribuyen el Precámbrico superior, si bien este tramo superior podría corresponder al Cámbrico. Por contra, los niveles inferiores están constituidos por ortoneises 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 cado-mienses y sárdicos (Fig. 1.1). No obstante, no debe descartarse la posibilidad de que una parte de los ortoneises glandulares constituyan en realidad el zócalo regional sobre el que se depositó la serie sedimentaria.

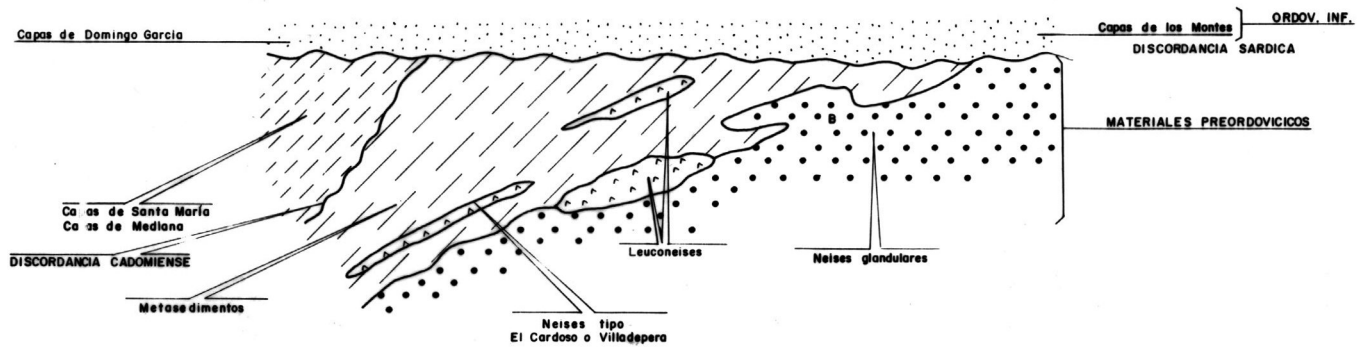


Figura 1.1. Relación entre las unidades preordovicicas del complejo de Guadarrama (De AZOR et al., 1992, modificado).

De acuerdo con todo lo anterior, dentro de los afloramientos de la Hoja de Olombrada pueden establecerse dos grupos rocosos correspondientes a rocas paraderivadas (unidades 1 y 2) entre las que se intercala un conjunto ortoderivado (unidad 3). Su representación superficial es mínima, encontrándose atravesados por una red de diques cuyas reducidas dimensiones han impedido su representación cartográfica.

1.1.1. Rocas paraderivadas

El conjunto metasedimentario del Sistema Central se encuentra representado tanto en el macizo de Honrubia-Pradales como en el de Zarzuela del Pinar, si bien su superficie de afloramiento dentro de los límites de la Hoja es mínima, estando restringida a dos afloramientos. La desconexión entre ambos, unida a la escasa calidad del más occidental, dificultan cualquier intento de correlación entre ellos, razón por la que se han representado en la cartografía como dos unidades independientes.

A grandes rasgos, los macizos de Santa María la Real de Nieva y Zarzuela del Pinar están constituidos por una potente sucesión de pizarras y esquistos correlacionables con el Complejo Esquisto-grauváquico, sobre la que se dispone discordantemente una alternancia de esquistos y cuarcitas ordovícicas, integrando un conjunto metasedimentario afectado por intrusiones de granitoides hercínicos (ALVAREZ et al., 1988). Por su parte, el macizo de Honrubia-Pradales presenta, al oeste de la prolongación de la falla de Berzosa, una serie preordovicia correlacionable con los neises de Berzosa y Buitrago (CAPOTE et al., 1981); los primeros están integrados por un conjunto de neises glandulares con intercalaciones de leuconeises, que incluyen un tramo esquistoso intermedio, en tanto que los segundos son una serie de neises metapelíticos con intercalaciones de cuarcitas feldepáticas.

En el ámbito de la Hoja, los materiales aflorantes al SE de Hontalbilla (unidad 1), son equiparables al conjunto pizarroso-esquistoso asimilado al Complejo Esquisto-grauváquico, en tanto que los de Fuentidueña (unidad 2) son equiparables al Neis de Buitrago.

1.1.1.1. *Esquistos, metaareniscas y pizarras (1). Precámbrico superior - Cámbrico*

Aparecen exclusivamente al sureste de Hontalbilla, constituyendo el afloramiento de rocas metamórficas más nororiental dentro del macizo de Zarzuela del Pinar, siendo mínima su representación dentro de los límites de la Hoja. Este hecho, unido a su deficientes condiciones de afloramiento impiden una descripción de cierto detalle de la unidad, que sólo es posible recurriendo a la observación de los afloramientos de la vecina Hoja de Cantalejo (430).

El mejor punto de observación se localiza en la cantera situada junto a la carretera Hontalbilla-Lastras de Cuéllar, a 2 km de la primera localidad. A grandes rasgos, la unidad se presenta con típicas colaraciones oscuras y un evidente bandeo tectónico, pero no existe corte alguno que permita establecer su potencia o sus características estratigráficas de detalle, pudiendo apreciarse únicamente el predominio de esquistos y metaareniscas de tonos marrones y verdosos, con respecto a pizarras. Por su similitud con las denominadas "Capas de Santa María", aflorantes en la Hoja de Nava de la Asunción (456), la presente unidad parece asimilable al Complejo Esquisto-grauváquico (ALVAREZ, 1982).

En este mismo punto es perfectamente visible el carácter intrusivo de los granitoides hercínicos sobre los metasedimentos del macizo de Zarzuela; junto al contacto entre ambos, los metasedimentos muestran evidencias de una importante elevación térmica, a consecuencia de la cual ha sufrido procesos de corneización e incluso de fusión de los minerales leucocráticos, observándose fenómenos de nebulitización. Por contra, en otros puntos del macizo afloran masas de neises glandulares, cuya relación con los metasedimentos resulta difícil de establecer. En cualquier caso, dentro de los límites de la Hoja no se han encontrado restos de granitoides hercínicos ni de neises glandulares.

Poco puede decirse del ambiente sedimentario de la unidad, aunque en otros puntos de la Zona Centroibérica se ha señalado el depósito del Complejo Esquisto-grauváquico en ambientes de plataforma. En cuanto a su edad, también por correlación con otros sectores y en ausencia de datos que permitan una mayor precisión, se ha asignado al Precámbrico superior-Cámbrico, edad que concuerda con la disposición de la unidad bajo la discordancia sárdica en Hojas próximas (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 de los macizos de Santa María la Real de Nieva y Zarzuela del Pinar (Fig. 1.1), en tanto que por debajo se situarían los metasedimentos aflorantes en la sierra de Guadarrama (AZOR et al., 1992). 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 cámbrica exclusivamente.

Aunque la unidad ha sufrido los efectos de los movimientos sárdicos y, tal vez, los cadomienses, sus efectos son difícilmente evaluables, excepción hecha de las intrusiones representadas por los ortoneises glandulares, considerándose que la intensa deformación que muestra la unidad, así como su metamorfismo, están relacionados fundamentalmente con la orogenia hercínica.

1.1.1.2. *Esquistos, cuarcitas y neises (2). Precámbrico superior-Cámbrico*

Constituye la mayor parte del afloramiento preordovício del embalse de las Vencías, localizándose su mejor corte en la margen derecha del río Duratón. Aunque el espesor total del conjunto metamórfico no puede determinarse al no aflorar ni el techo ni el muro, la serie visible supera los 600 m. A grandes rasgos, puede describirse como un potente conjunto paraderivado (unidad 2), en el que se intercala un conjunto ortoderivado integrado por neises glandulares (unidad 3), que divide a aquél en dos tramos, cuya semejanza y reducida representación han aconsejado su descripción conjunta.

El tramo inferior está integrado por una alternancia, próxima a 300 m de espesor, de esquisto micáceos, metaareniscas, cuarcitas y neises bandeados, en niveles de orden centimétrico a métrico, cuya monotonía tan solo se rompe por la presencia de un nivel de cuarcita próximo a 20 m de potencia. El tramo intermedio está constituido por neises glandulares de aspecto masivo, cuyo espesor alcanza 50 m lo que ha permitido su diferenciación cartográfica como unidad (3). El tramo superior, que supera 300 m de potencia, posee una gran semejanza con el inferior, estribando su principal diferencia en la intercalación de niveles de neises glandulares de orden decimétrico a métrico, más frecuentes en la base del tramo. El conjunto se encuentra atravesado por una red de diques de composición leucogranítica y espesor inferior a 50 cm, lo que ha impedido su representación cartográfica.

Este conjunto metasedimentario refleja una composición premetamórfica cuyos constituyentes principales serían pelitas, limolitas y areniscas. En detalle, los niveles metasedimentarios poseen coloraciones marrones y negruzcas, reconociéndose en ellos algunas estructuras premetamórficas, como bases netas, ligera granoselección positiva y, excepcionalmente, estratificación cruzada muy tendida en la base, con tendencia sigmoidal. Los tramos con capas de cuarcitas y metaareniscas amalgamadas se organizan en ciclos estratodecrecientes, pudiendo relacionarse con superficies canalizadas. En ocasiones, los términos de alternancia se ordenan en secuencias estratocrecientes de orden decamétrico, si bien en la mayor parte de los casos no evidencian una organización definida.

Dado el carácter tabular de las capas de cuarcitas y areniscas, asimilables a capas de tormentas, el depósito de la unidad (2) pudo llevarse a cabo en una plataforma siliciclástica, en un ambiente probable de offshore, con posibles influencias submareales evidenciadas por la morfología sigmoidal de las láminas cruzadas. En este contexto, los tramos de capas cuarcíticas amalgamadas se interpretan como canales submareales o de offshore (goullies).

La semejanza del conjunto metamórfico del embalse de las Vencías con los materiales aflorantes al oeste de la prolongación de la falla de Berzosa en la vecina Hoja de Maderuelo (403) sugiere su correlación con la Fm. Buitrago (FERNANDEZ CASALS, 1974; CAPOTE et al., 1981); de acuerdo con ello, la intercalación de neises glandulares citada (unidad 3) sería equiparable con el Neis de Berzosa (FERNANDEZ CASALS, 1974), siendo asimilable el conjunto, por tanto, a la serie preordovícica del Sistema Central, sin que deba descartarse su inclusión en el Precámbrico únicamente, tal como han propuesto algunos autores (CAPOTE et al., 1977), ni al Cámbrico, como han sugerido otros para materiales semejantes cercanos (AZOR et al., 1992).

Al igual que en el caso de la unidad anterior (1), la presente (2) ha sufrido la acción de los movimientos sárdicos y, probablemente, cadomienses, cuyos efectos son difíciles de apreciar; por ello, la intensa deformación observable, manifestada fundamentalmente por su marcada esquistosidad, así como el metamorfismo asociado, se consideran relacionados fundamentalmente con la orogenia hercínica.

1.1.2. Rocas ortoderivadas

Los neises glandulares del Sistema Central constituyen uno de sus tipos petrológicos más abundantes y característicos, pese a lo cual persisten algunas dudas acerca de su origen premetamórfico, edad y papel dentro de la estructura regional; en cualquier caso, se considera que su textura y estructura actuales son consecuencia de la orogenia hercínica fundamentalmente.

Aunque cada vez son más numerosas las evidencias de un origen ígneo de carácter intrusivo para las grandes masas de neises glandulares (contactos netos, disposición bajo diferentes niveles metasedimentarios, presencia de enclaves metasedimentarios correspondientes a las unidades preordovícicas; ITGE, 1990-1991), parece bastante probable su origen volcánico o volcano-sedimentario cuando se presentan como intercalaciones en la serie sedimentaria preordovícica.

Apoyando el carácter intrusivo de los ortoneises glandulares se encuentran las edades de 470-500 m.a. proporcionadas por el método Rb-Sr (VIALETTE et al., 1986 y 1987) que señalan que su emplazamiento tendría 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., proporcionadas por el método U-Pb en diversos puntos del Macizo Central Francés, Galicia, norte de Portugal y Sistema Central, que estaría relacionado con la orogenia cadomiense.

En el caso de confirmarse esta última interpretación, sería incuestionable la edad precámbrica de todos los niveles metasedimentarios intruidos por los ortoneises. No obstante, no debería descartarse la idea de que, al menos una parte de los ortoneises, constituyan el zócalo regional sobre el que se depositó la serie sedimentaria preordovícica, tal como han sugerido diversos autores (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975).

En la Hoja de Olombrada, tan solo se han identificado neises glandulares (unidad 3) en el afloramiento metamórfico del embalse de las Vencías, donde se presentan intercalados entre los metasedimentos preordovícicos (unidad 2), disposición que sugiere un origen volcánico de cronología incierta, como consecuencia de la falta de precisión en la edad de la serie metasedimentaria.

1.1.2.1. *Neises glandulares (3). Precámbrico superior-Cámbrico*

Se localizan en el núcleo del afloramiento metamórfico del embalse de las Vencías, disponiéndose a modo de intercalación en la unidad (2), lo que permite la subdivisión de ésta en dos tramos. Su representación ha sido posible gracias a su espesor, cercano a 50 m, a diferencia de los niveles de neises glandulares incluidos en el tramo superior de la unidad metasedimentaria, cuyo espesor no sobrepasa 1 m.

Sus mejores observaciones pueden efectuarse junto a la presa del citado embalse, donde se aprecia su aspecto masivo y homogéneo, siendo su rasgo más sobresaliente y que permite su fácil identificación, la presencia de megacrístales de feldespato potásico redondeados, de 2 a 4 cm de diámetro, distribuidos en forma regular y rodeados por una matriz oscura rica en biotita y sillimanita. Se encuentran atravesados por una red de diques de composición leucogranítica, cuyo espesor es inferior a 50 cm. Su disposición dentro de la serie metasedimentaria preordovícica implica, no sólo su origen volcano-sedimentario o volcánico de naturaleza ácida, sino también su génesis anterior al Ordovícico.

La posible correlación de la unidad metasedimentaria con la Fm. Buitrago (FERNANDEZ CASALS, 1974; CAPOTE et al., 1981) sugiere la equiparación de la presente unidad con el Neis de Berzosa (FERNANDEZ CASALS, 1974), asimilándose por tanto a las series preordovícicas del sistema Central; en cualquier caso, dada la disposición de los neises glandulares de la Hoja de Olombrada, su edad está condicionada por la de los metasedimentos, edad que aún guarda cierta imprecisión, tal como se señala en el apartado 4.4 correspondiente a geocronología.

La deformación que afecta a la unidad, cuyo rasgo más característico es la orientación de los megacrístales de feldespato potásico, se atribuye fundamentalmente a la orogenia hercínica, a pesar de la posibilidad de que haya sufrido los efectos de orogenias anteriores cuyos efectos, en cualquier caso, resultan difíciles de evaluar.

1.2. MESOZOICO

Se incluyen en este apartado los materiales sedimentarios que, dispuestos a modo de fina película sobre el zócalo regional descrito y adaptados a su deformación durante la orogenia alpina,

juegan el papel estructural de tegumento, en una típica tectónica de revestimiento. Afloran en relación con los macizos de Honrubia-Pradales y Zarzuela del Pinar, pudiendo agruparse en dos grandes conjuntos en función de su litología, ámbito paleogeográfico y edad : materiales jurásicos y cretácicos.

Aunque no se han hallado afloramientos de materiales triásicos dentro de los límites de la Hoja, su presencia en la vecina Hoja de Maderuelo (403), con excelente representación de los tres litotipos característicos en el dominio ibérico (facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper), sugiere, de acuerdo con criterios regionales, su presencia en el sustrato de la Hoja, al menos en el sector oriental, donde la serie jurásica no ha sido totalmente erosionada.

Los sedimentos jurásicos (unidad 4) corresponden a carbonatos de origen marino, apareciendo en escasos afloramientos de deficiente calidad, situados en el borde septentrional del macizo de Honrubia-Pradales, en el sector oriental de la Hoja.

Los depósitos cretácicos (unidades 5-12) ofrecen una buena representación, tanto por su superficie aflorante como por la calidad de sus cortes; poseen una mayor variedad composicional, con términos detríticos de origen continental y carbonatados de origen marino. Afloran en los macizos de Zarzuela del Pinar y Honrubia-Pradales, siendo su representación mucho más amplia en el segundo, tanto desde un punto de vista estratigráfico como superficial.

1.2.1. Jurásico

Se encuentra representado exclusivamente en el sector oriental de la Hoja, aunque con afloramientos de escasa calidad, sin corte alguno que permita su descripción detallada, razón por la que las calizas y dolomías aflorantes se han agrupado en una sola unidad (4). Tampoco existen trabajos relativos a los materiales jurásicos del Honrubia-Pradales, siendo los datos aportados en la vecina Hoja de Maderuelo (403) la única referencia válida acerca de ellos.

1.2.1.1. Calizas y dolomías (4). Lías

Su principal afloramiento se encuentra en el paraje del vértice Altos Negros, habiéndose observado otro, de dimensiones muy reducidas, en la localidad de Tejares. Por otra parte, en el afloramiento mesozoico de Fuentidueña-San Miguel de Bernuy los materiales detríticos cretácicos se apoyan directamente sobre el conjunto metamórfico preordovícico, probablemente debido a la acción de procesos erosivos intracretácicos, aunque no debe descartarse que en dicha zona no tuviesen lugar procesos sedimentarios jurásicos; otro tanto puede decirse del macizo de Zarzuela del Pinar, tal como puede apreciarse en diversos puntos de la vecina Hoja de Cantalejo (430).

Su límite inferior no aflora, pero posiblemente está definido por el paso de las arcillas rojas triásicas de la facies Keuper a las dolomías tableadas de la Fm. Imón, atribuidas al triásico terminal y dispuestas bajo el conjunto carbonatado jurásico en el dominio ibérico. Por lo que respecta a su techo, coincide con una discordancia erosiva marcada por los depósitos detríticos de la Fm. Utrillas (unidad 5) suprayacente. No es posible determinar su espesor en el ámbito de la Hoja, donde únicamente puede señalarse la presencia de calizas grises y dolomías de tonos oscuros, sin que pueda determinarse ni tan siquiera su estratificación en la mayor parte de los casos; en corte fresco las calizas se presentan como micritas beige, en tanto que las dolomías muestran colores rojizos y amarillentos.

Los únicos datos referentes a la estratigrafía de la unidad son los aportados por la Hoja de Maderuelo (403), donde se han reconocido, de muro a techo : 18 m de dolomías grises, rojas o rojizas de aspecto acarniolado y estratificación masiva, 8 m de dolomías rojas con estratificación en surco muy marcada, 7 m de margas dolomíticas blanco-amarillentas y ocres, 25 m de dolomías tableadas amarillentas con laminaciones de algas, y 15 m de calizas de color crema, en niveles decimétricos. Son asimilables a las formaciones Carniolas de Cortes de Tajuña y Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas, razón por la que la presente unidad se ha atribuido, con carácter impreciso, al Lías, aunque de ser correcta dicha correlación, la edad de la unidad podría restringirse al Lías inferior.

El depósito de la unidad se inició en una plataforma somera y restringida, en la que se depositaron dolomías y evaporitas cuya posterior disolución daría lugar a la formación de los niveles carniolares. La posterior tendencia transgresiva iría acompañada por una profundización y homogeneización de la plataforma, aún en el Lías inferior.

1.2.2. Cretácico

Se trata de uno de los conjuntos sedimentarios mejor conocidos de la región, debido fundamentalmente a la tesis doctoral de ALONSO (1981), en la que se aborda el estudio estratigráfico del Cretácico de la provincia de Segovia, estableciendo diversas unidades litoestratigráficas reconocibles en la Hoja, unidades que más tarde son definidas formalmente por FLOQUET et al. (1982) y algunos de cuyos estratotipos se encuentran dentro de la Hoja o en sus proximidades (Castro de Fuentidueña, Castrojimenó, Valle de Tabladillo). Se encuentra separado de su sustrato por una espectacular discordancia, reconocible a nivel peninsular, merced a la cual, la Fm. Arenas de Utrillas se dispone sobre distintos niveles estratigráficos; en el ámbito de la Hoja, la serie cretácica se apoya tanto sobre el zócalo hercínico como sobre las calizas y dolomías jurásicas.

Desde un punto de vista litológico, la serie cretácica del borde septentrional del Sistema Central puede dividirse en dos tramos :

- Tramo inferior. Se caracteriza por el predominio de sedimentos detríticos correspondientes a ambientes continentales, atribuidos al intervalo Albiense-Turonense. En él pueden distinguirse tres unidades (5-7) que aparecen muy bien representadas en los sectores de Fuentidueña y Castro de Fuentidueña.
- Tramo superior. Esta constituido por materiales carbonatados depositados en ambientes marinos (unidades 8-12), cuyo espesor y representación superficial son superiores a los del tramo inferior. Se incluyen en el intervalo Turonense-Campanense, con excelente representación en el embalse de Burgomillado.

Desde un punto de vista secuencial se reconocen dos ciclos sedimentarios transgresivo-regresivos bien representados, con carácter extensivo del segundo (unidades 7-12) sobre el primero (unidades 5-6).

No se han encontrado materiales representativos del tránsito Cretácico - Terciario, aunque su presencia sí ha sido constatada en Hojas próximas, bien bajo afinidad garumniense (Hoja de Sepúlveda, 431) o bien como arenas silíceas (Hoja de Cantalejo, 430). En cualquier caso, el lími-

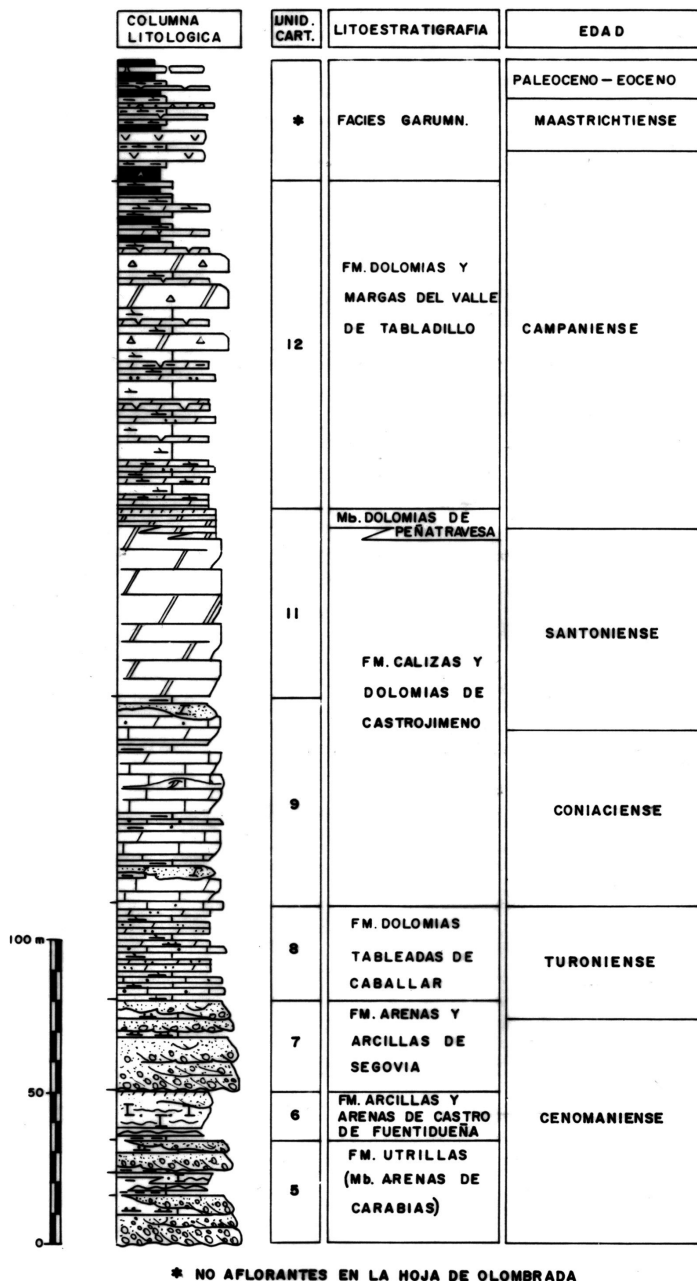


Figura 1.2. Serie sintética del Cretácico Superior en el sector de Sepúlveda.

te superior de la serie cretácica viene marcado por una espectacular discordancia erosiva sobre la que se apoyan distintos términos neógenos.

Dentro de la Hoja, los afloramientos cretácicos quedan restringidos a dos sectores:

- Oriental. Incluye las estribaciones occidentales del macizo de Honrubia-Pradales, donde aflora la totalidad de la serie cretácica con buena calidad, especialmente en los sectores de Fuentidueña - San Miguel de Bernuy, Tejares - Castro de Fuentidueña y embalse de Burgomillodo.
- Suroccidental. Incluye las estribaciones nororientales del macizo de Zarzuela del Pinar, siendo su extensión y calidad de afloramiento muy inferiores a las del sector oriental, en buena medida debido a la abundancia de recubrimiento cuaternario. Su mejor corte de referencia se encuentra en el km 58 de la carretera que une Cerezo de Abajo y Cuéllar, en la vecina Hoja de Cantalejo (430), donde se aprecia la total falta de representación del ciclo inferior, así como una notable reducción del espesor de la serie.

Conviene destacar que, a pesar del buen conocimiento que en general existe de las unidades litoestratigráficas de la región, la escasez de fósiles en la mayor parte de ellas ha dado lugar a ciertas dudas y discrepancias, tal como puede apreciarse en los trabajos de ALONSO (1981) e ITGE (1992).

1.2.2.1. *Fm. Arenas de Utrillas (5). Albiense - Cenomaniense*

Constituye la base de la serie cretácica de la Hoja, disponiéndose sobre un paleorrelieve labrado sobre el zócalo hercínico y la cobertera triásico - jurásica. Así, en el sector del embalse de las Vencías, la presente unidad se apoya sobre rocas metamórficas preordovícicas, en tanto que en el sector de Tejares-Castro de Fuentidueña, lo hace sobre calizas y dolomías jurásicas. También aflora en el embalse de Burgomillodo, donde su sustrato probablemente corresponde al zócalo metamórfico, pero no ocurre lo mismo en el macizo de Zarzuela del Pinar, donde probablemente la unidad no se depositó.

Sus rasgos principales son su carácter detrítico, con conglomerados, arenas, arcillas y limos, y sus típicas coloraciones, con tonos blancos, amarillos y rojos, rasgos comunes a la Fm. Arenas y arcillas de Segovia (unidad 7), con la que puede confundirse a nivel de afloramiento. Su límite superior viene marcado por la aparición de niveles margosos y calizas de influencia marina, que señalan el tránsito a la Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña (unidad 6). Debido a su carácter de tramo blando, aparece con frecuencia cubierto, pese a lo cual se pueden apreciar excelentes cortes en diversos acarcavamientos y canteras, muy especialmente en diversos puntos del embalse de las Vencías, donde la unidad presenta algo más de 20 m, frente a los 80 m de Castro de Fuentidueña.

En general, se aprecia un claro predominio de los niveles conglomeráticos sobre arenas y lutitas, aumentando la proporción de éstas hacia el techo de la unidad. Los conglomerados poseen una excelente representación en el corte de la cantera del arroyo de los Colmenares (SE de Fuentidueña), donde se aprecian su composición cuarcítica y tamaño variable, pudiendo alcanzar 20 cm su eje mayor, así como su elevado índice de redondez; forman cuerpos lenticulares de potencia métrica, con matriz arenosa y arcillosa, siendo frecuente la estratificación cruzada planar.

A pesar del predominio conglomerático, la litología más característica de la unidad a nivel regional son las arenas arcóscas blancas y rosadas de tamaño medio a grueso; sus constituyentes fundamentales son cuarzo y, en menor medida, feldespatos potásicos, con proporciones bajas de moscovita, biotita y clorita; entre la fracción pesada predomina turmalina sobre circón y estaurólita, con proporciones mínimas de andalucita, distena y rutilo. En el sector de Castro de Fuentidueña, la unidad finaliza mediante un típico tramo arenoso próximo a 5 m de espesor, de tonos marronáceos en afloramiento y amarillos, blancos y rojizos en corte fresco; poseen cemento silíceo y ferruginoso y escasa matriz arcillosa. Las principales estructuras visibles en los niveles arenosos son estratificación cruzada en surco y planar tabular.

Los limos y arcillas, de color blanco, amarillo, rojo y verde, aparecen en niveles de orden centimétrico a decimétrico, en general en baja proporción.

La sedimentación de la unidad se interpreta en un contexto fluvial de tipo braided, con alta capacidad de carga y constantes y caudalosas avenidas; son frecuentes las barras transversales y escasos los depósitos de decantación. A nivel regional, el depósito de la unidad se encuentra limitado hacia el suroeste por un accidente de dirección NO-SE (Escalón de Pedraza; ALONSO, 1981), accidente que pasando al oeste de Fuentidueña permite explicar la ausencia de la unidad en el macizo de Zarzuela del Pinar.

Debido a su desfavorabilidad para la conservación de restos paleontológicos, tradicionalmente, la Fm. Utrillas ha sido ubicada temporalmente en función de sus materiales suprayacentes y, en sectores alejados, también de los infrayacentes. Por ello, de acuerdo con la fauna hallada en la unidad suprayacente (Fm. Castro de Fuentidueña), en la vecina Hoja de Maderuelo (403; ITGE, 1992), la presente unidad ha sido asignada al Albiense - Cenomaniense, con ciertas reservas, especialmente en lo que se refiere a su límite inferior.

1.2.2.2. *Fm. Areniscas y arcillas de Castro de Fuentidueña (6). Cenomaniense*

Sus áreas de afloramiento coinciden con las de la unidad anterior (5), es decir : embalse de Burgomillado y sectores de Fuentidueña - San Miguel de Beruny y Tejares - Castro de Fuentidueña. Su límite inferior con la Fm. Utrillas (unidad 5) es de carácter gradual, a diferencia del superior, en el que la aparición de los términos detríticos de la Fm. Segovia (unidad 7), delimitan una superficie de discontinuidad de carácter erosivo. En el terreno aparece como un nivel de orden decamétrico de tonos ocres, intercalado entre las unidades detríticas de tonos blancos y rosados citadas.

Presenta buenos afloramientos en las proximidades de Fuentidueña y Castro de Fuentidueña, encontrándose junto a esta localidad el mejor corte de la unidad, cuyo espesor se aproxima a 40 m. En general, la unidad está formada por arenas blancas y amarillas, areniscas, arcillas negras y grises, así como dolomías limolíticas, que constituyen su rasgo litológico más característico, observándose un aumento en la proporción de las arenas hacia el oeste.

Las arenas, de carácter feldespático y grano fino a muy fino, con marcada homometría, presentan ripples, estratificación cruzada de gran escala y en ocasiones de bajo ángulo, así como intercalaciones arcillosas en forma de flaser. Las areniscas, también de grano fino, poseen carácter micáceo y cemento carbonatado, así como estratificación cruzada de escala variable.

Las arcillas son relativamente abundantes, presentando laminación paralela y en ocasiones, ripples de arena fina, dando lugar a estratificación lenticular.

Por lo que respecta a las intercalaciones de dolomías limosas, se presentan en niveles de orden decimétrico, enrojecidos por óxidos de hierro, con laminación paralela y algunos ripples. Esporádicamente, aparecen calizas micríticas nodulosas y margas.

La unidad incluye abundantes costras ferruginosas de carácter local y escasa entidad, así como numerosas señales de biotubación, generalmente burrows verticales y horizontales.

Su depósito se interpreta en un contexto de llanura mareal siliciclástica, localmente surcada por canales mareales, con desarrollo de barras arenosas dominadas por el oleaje, reflejando un rápido y breve impulso transgresivo, con el mar avanzando desde sectores septentrionales. Al igual que en el caso de la unidad anterior (5), el “escalón de Pedraza” (ALONSO, 1981), actuaría como barrera para dicho avance, razón por la que la Fm. Castro de Fuentidueña no llegaría a depositarse en el ámbito del macizo de Zarzuela del Pinar.

No se han encontrado restos faunísticos que permitan la datación de la unidad, tan solo Pelecípodos y Gasterópodos dispersos, así como restos vegetales. Pese a la atribución al Turoniense medio - Coniaciense basal efectuada por algunos autores (ALONSO, 1981; FLOQUET et al., 1982), el hallazgo de fauna turoniense en la Fm. Caballar (unidad 8) supone una acotación superior a su edad, pareciendo más probable su pertenencia al Cenomaniense, lo que concuerda parcialmente con la asignación al Cenomaniense superior - Turoniense inferior propuesta en la vecina Hoja de Maderuelo (403; ITGE, 1992).

1.2.2.3. *Fm. Arenas y arcillas de Segovia (7). Cenomaniense superior - Turoniense inferior*

Posee carácter extensivo sobre las unidades cretácicas anteriores, apoyándose sobre la Fm. Castro de Fuentidueña (unidad 6) en todo el ámbito del macizo de Honrubia - Pradales y sobre el zócalo hercínico en el macizo de Zarzuela del Pinar; sin embargo, esta última relación no es visible dentro de los límites de la Hoja, debido a la abundancia de recubrimientos cuaternarios, pero sí es apreciable en diversos puntos de la vecina Hoja de Cantalejo (430).

En general, debido a su naturaleza litológica y reducido espesor, sus afloramientos son deficientes, pese a lo cual pueden realizarse buenas observaciones en las inmediaciones de Fuentidueña y Castro de Fuentidueña. Sus principales rasgos son su carácter detrítico, con arenas, limos, arcillas y conglomerados, y su variedad de color, con tonos blancos, amarillos, rojos y verdes, rasgos comunes a la Fm. Utrillas (unidad 5), con la que presenta una extraordinaria semejanza, lo que dificulta su distinción.

Su límite inferior coincide con una discontinuidad sedimentaria acompañada de procesos erosivos y que implica la superposición de los depósitos detríticos de la Fm. Segovia sobre los niveles dolomíticos superiores de la Fm. Castro de Fuentidueña. Por lo que respecta al límite superior, viene marcado por la aparición de los primeros niveles carbonatados de la Fm. Caballar (unidad 8) y tienen carácter neto. Su espesor se aproxima a los 15 m en el sector Fuentidueña - Castro de Fuentidueña, aumentando hacia el suroeste hasta valores próximos a 30 m en el corte situado al SE de Hontalbilla (Hoja de Cantalejo, 430).

Las arenas blancas y rosadas, de tendencias caolínicas y tamaño medio a muy grueso, son la litología más característica de la unidad, siendo sus constituyentes fundamentales cuarzo y feldespato, con moscovita, biotita y clorita en menor proporción; entre los minerales pesados destaca la elevada proporción de turmalina con respecto a estauroлита, circón, andalucita, distena, rutilo y granate. Aparecen en sets tabulares de láminas cruzadas, cosets de festoons y, con frecuencia, estructuras de deformación hidroplástica, configurando secuencias de relleno de canal cuyas paleocorrientes se orientan hacia el NE y ENE.

Los conglomerados aparecen en menor proporción que en la Fm. Utrillas (unidad 5), siendo característicos los cantos de cuarzo y cuarcita con un elevado índice de redondez y tamaños que pueden alcanzar 10 cm de eje mayor. Aparecen en la base de secuencias de relleno de canal, constituyendo depósitos de carga residual, o bien como sets de estratificación cruzada planar, definiendo barras.

Los limos y arcillas, de colores rojo, verde y blanco aparecen intercalados entre las facies canalizadas, integrando tramos homogéneos de espesor decimétrico a métrico; presentan, en general, laminación paralela, niveles de ripples asimétricos e intercalaciones de arenas formando estratificación lenticular, así como delgados intervalos de lutitas rojas lateríticas.

Son frecuentes los rasgos edáficos a lo largo de toda la unidad, especialmente en los tramos de limos y a techo de las secuencias de relleno de canal; frecuentemente constituyen superficies de costras rojas ricas en óxido metálicos.

El depósito de la unidad se interpreta dentro de un contexto fluvial con desarrollo de canales de tipo meandriforme. El desarrollo inicial de la unidad viene condicionado por una retirada en la línea de costa hacia el NE, si bien a lo largo de su depósito se evidencia una tendencia transgresiva con rápida progresión hacia el SO de las facies marinas de la Fm. Caballar (unidad 8) sobre las continentales de la Fm. Segovia.

Los únicos fósiles hallados en el seno de la unidad corresponden a restos vegetales, en cualquier caso insuficientes para determinar la edad de la unidad, siendo necesario recurrir a la edad de las unidades infra y suprayacente para ello. La fauna turoniense hallada en el seno de la Fm. Caballar (unidad 8) ha permitido enmarcar la unidad en el intervalo Cenomaniense superior - Turoniense inferior, asignación que concuerda con la propuesta en la Hoja de Maderuelo (403). No obstante, al NE de la región se ha señalado el hallazgo de una asociación de Ostrácodos que sugiere una edad Turoniense superior - Coniaciense para la base de la unidad (ALONSO, 1981), hecho que invita a mantener ciertas reservas con respecto a la primera datación señalada.

1.2.2.4. *Fm. Dolomías tableadas de Caballar (8). Turoniense*

Se trata de una unidad fácilmente identificable en la región, por su clara diferencia con las unidades contiguas, apareciendo en el terreno como un tramo blando de tonos amarillentos. Sus mejores puntos de observación se localizan en Castro de Fuentidueña y Tejares, estando constituida por una alternancia de niveles margosos y capas dolomíticas tabulares de orden decimétrico a métrico; en el macizo de Zarzuela del Pinar se encuentra recubierta por depósitos cuaternarios, si bien en la vecina Hoja de Cantalejo (430) se constata la presencia de niveles de areniscas rojas con cemento dolomítico en el seno de la unidad.

Su límite inferior viene señalado por la aparición de términos carbonatados sobre los materiales detríticos de la Fm. Segovia (unidad 5), generalmente con carácter neto; en cuanto al límite superior, viene dado por el resalte morfológico producido en el terreno por las calizas y dolomías de la Fm. Castrojimeno (unidades 9 y 11). Por lo que respecta a su espesor, varía entre los 30 m del sector de Hontalbilla y los 40 m de Castro de Fuentidueña.

En detalle, incluye diversos tipos de facies : margas dolomíticas y limos dolomíticos grises, intensamente bioturbados, con decoloraciones edáficas y rasgos lateríticos; dolomías limosas tableadas de potencia centimétrica a decimétrica, con gradación incipiente y laminaciones tractivas, especialmente wave ripples a techo; dolomías laminadas en niveles centimétricos; margas grises alternantes con calizas bioclásticas nodulosas en conjuntos de espesor métrico; calizas nodulosas en niveles decimétricos, intercaladas en margas; boundstones de Rudistas de espesor métrico; areniscas con cemento calcáreo organizadas en secuencias granodecrecientes de potencia decimétrica a métrica, con base erosiva y canalizada, así como estratificación bimodal y ripples de oleaje, barras areniscosas en secuencias granodecrecientes métricas, intercaladas entre facies canalizadas, con cosets de ripples de oleaje en la base y estratificación ondulada a cruzada a techo; y barras carbonatadas de wackestones nodulosos y packstones con laminaciones tractivas, situadas en la parte alta de la unidad, en tránsito a la suprayacente Fm. Castrojimeno.

Ocasionalmente, a techo de las facies calcareníticas canalizadas y de las barras calcáreas aparecen superficies ferruginosas como horizontes muy continuos, a veces con perforaciones de organismos neríticos incrustantes; se asimilan a episodios prolongados de no sedimentación sin evidencias de exposición subaérea. También se observan fenómenos edáficos, como decoloraciones en los términos de margas, constituyendo horizontes lateríticos a techo de secuencias de canales y construcciones de Rudistas.

Su depósito se interpreta en el marco de una llanura de mareas, con desarrollo eventual de construcciones de Rudistas, con una deficiente red de drenaje; la presencia de capas de tormentas, representadas por las facies de dolomías tableadas, en un medio tan somero, implica una buena conexión con el mar abierto, reconociéndose canales mareales y barras litorales en el sector oriental.

En el seno de la unidad se han encontrado abundantes restos de Gasterópodos, Pectínidos, Briozoos, Ostreidos, Pelecípodos, Miliólidos, Discórbidos, Textuláridos, Lituólidos y Ostrácodos. La presencia de "Rotalina" cayeuxi DE LAPPARENT, Verneulina cf. limbata CUSHMAN, Cytherella ovata (ROEMER), C. cf. parallel (REUSS), Pontocyprilla sp., dolocytheridea crassa (DAMOTTE), Dordamella turonensis DAMOTTE, Ascocythere cf. polita DAMOTTE, Pterigocythere cf. pulvinata DAMOTTE y Cythereis cuvillieri DAMOTTE, entre dichos restos, han permitido la asignación de la unidad al Turoniense, congruente con la propuesta en la Hoja de Maderuelo (403). No obstante, algunos autores han propuesto su asignación al Coniaciense (ALONSO, 1981; FLOQUET et al., 1982), lo que debe hacer mantener ciertas dudas al respecto.

1.2.2.5. Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno (11). Mb Calizas de Linares (9). Margas y calizas margosas blanco-amarillentas (10). Coniaciense - Santoniense

Sobre la unidad anterior (8), se dispone un potente conjunto carbonatado muy característico en toda la región, asimilable a la Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno (unidad 11), fácilmente distinguible en el terreno por el resalte morfológico que produce con respecto al resto de las uni-

dades cretácicas, en las que se observa una mayor proporción de términos margosos y arenosos. En el sector oriental, la presencia de niveles margosos intercalados entre calizas tableadas ha permitido la individualización del Mb. Calizas de Linares (unidad 9); igualmente, cuando la entidad de dichas intercalaciones margosas lo ha permitido, se han individualizado en la cartografía (unidad 10).

Su gran resistencia a la erosión favorece los afloramientos de calidad en todo el ámbito del macizo de Honrubia-Pradales, pudiendo hallarse buenos cortes en Castro de Fuentidueña y en los embalses de Burgomillodo y de las Vencías. En detalle, la Fm. Castrojimeno presenta ciertas variaciones entre los diversos sectores, especialmente en función del grado de dolomitización que la afecta.

El corte tipo del conjunto se localiza en Castrojimeno, junto al borde oriental de la Hoja, donde sobre la alternancia de calizas y dolomías tableadas con niveles margosos de la Fm. Caballar (unidad 8) se dispone un conjunto carbonatado algo superior al centenar de metros de espesor, en el que a grandes rasgos pueden distinguirse dos tramos. El inferior consta de 66 m de calcarenitas con estratificación cruzada planar cuneiforme con abundantes Rudistas, en el que se intercalan niveles margosos (unidad 9); dos de ellos, cuyo espesor está comprendido entre 5 y 10 m, han sido individualizados como unidad (10). El tramo superior (unidad 11) está integrado por una serie dolomítica de 40 m de potencia, muy recrystalizada, con estratificación planar cuneiforme, que conserva sólo algunos patches de Rudistas y que finaliza con un conjunto de dolomías tableadas con laminaciones de algas, atribuibles al Mb. Dolomías de Peñatravesía (FLOQUET et al., 1982), conjunto que ha sido englobado en la unidad (11) debido a su deficiente representación en la Hoja. Por encima, los nuevos términos margosos marcan la base de la Fm. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo (unidad 12), culminación de la serie cretácica en la zona.

Los depósitos margosos (unidad 10) desarrollados en la mitad inferior del conjunto corresponden a margas dolomíticas y calizas margosas de tonos blanquecinos y amarillentos. Aunque son perfectamente reconocibles al oeste de Castro de Fuentidueña, su naturaleza litológica provoca la ausencia de cortes de calidad. De los dos tramos margosos diferenciados en la cartografía, el superior tiene una mayor representación, constituyendo el techo del Mb. Linares y facilitando su separación del resto de la Fm. Castrojimeno.

En el sector del embalse de Burgomillodo, la Fm. Castrojimeno se presenta con un espesor ligeramente superior al centenar de metros, bajo un típico aspecto de dolomías agrupadas en potentes tramos, lo que confiere aspecto masivo a la unidad, sin que en su seno puede diferenciarse unidad cartográfica alguna. Se trata de dolomías blancas muy recrystalizadas con estratificación cruzada planar a gran escala y en surco.

El cambio lateral de las facies de calizas y margas de la mitad inferior de la Fm. Castrojimeno (unidades 9 y 10) a las facies dolomíticas (unidad 11) es observable en el afloramiento del embalse de las Vencías. En su margen izquierda, la totalidad de la Fm. Castrojimeno aparece bajo el aspecto dolomítico del embalse de Burgomillodo (unidad 11), en tanto que al avanzar por la margen derecha desde San Miguel de Bernuy se aprecia como los términos inferiores pasan a estar integrados por materiales calcáreos del Mb. Linares (unidad 9) con sus típicas intercalaciones margosas (unidad 10).

Por lo que respecta al macizo de Zarzuela del Pinar, en él la Fm. Castrojimeno está integrada por un conjunto de dolomías y areniscas dolomíticas con construcciones de Rudistas, agrupadas en bancos de orden decimétrico a métrico, llamando la atención la apreciable reducción del espesor, que se aproxima a 60 m.

Entre los rasgos sedimentarios característicos de la Fm. Castrojimeno se encuentran las secuencias de barras litorales, generalmente submareales, integradas por ciclos métricos y decamétricos estrato y granocrecientes, con estratificación cruzada a muy gran escala. Las construcciones de Rudistas se hallan distribuidas de forma irregular, alcanzando potencias decamétricas. En el macizo de Zarzuela del Pinar son características las secuencias positivas de orden métrico con base canalizada y laminaciones tractivas, que indican un régimen submareal-intermareal. A techo de las secuencias de barras, canales y construcciones de Rudistas, pueden observarse superficies de exposición subaérea, que muestran rasgos de afinidad laterítica.

El depósito de la Fm. Castrojimeno tuvo lugar en una extensa plataforma carbonatada de alta o media energía, sometida a la influencia del oleaje, en la que se desarrollaron barras calcáreas y construcciones de Rudistas que protegerían las zonas más internas, situadas al sur de la región. El aspecto dolomítico masivo, que afecta parcial o totalmente a la unidad según los sectores, está relacionado con procesos diagenéticos que han borrado la mayoría de los rasgos originales de la unidad; en cualquier caso, la causa de la irregular distribución de la dolomitización no es bien conocida.

Al igual que en la mayoría de las unidades cretácicas, la escasez fosilífera de la Fm. Castrojimeno, ha provocado ciertas discrepancias con respecto a su ubicación temporal, contrastando la asignación al Coniaciense - Campaniense basal propuesta por algunos autores (ALONSO, 1991; FLOQUET et al., 1982) con la Turoniense - Maastrichtiense señalada en la Hoja de Maderuelo (ITGE, 1992).

La presencia de fauna turoniense en la Fm. Caballar (unidad 8) y la existencia de una discontinuidad en el límite Turoniense - Coniaciense señalada en numerosos puntos del dominio ibérico, han aconsejado la asignación de la base de la Fm. Castrojimeno al Coniaciense, en tanto que su techo se ha enmarcado en el Santoniense superior; por otra parte, la fauna hallada en el nivel margoso superior (unidad 10) sugiere la pertenencia del Mb. Linares al intervalo Coniaciense - Santoniense inferior.

1.2.2.6. *Fm. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo (12). Campaniense*

Se trata de una unidad muy característica de la región, donde generalmente constituye el techo de la serie cretácica. Aflora en el sector suroriental de la Hoja, no estando representada en los afloramientos de Fuentidueña - San Miguel de Bernuy y Castro de Fuentidueña - Tejares, al haber sido totalmente desmantelada por los procesos erosivos intraterciarios; en el macizo de Zarzuela del Pinar, la Fm. Valle de Tabladillo está representada a modo de pequeños retazos, generalmente ocultos bajo depósitos terciarios y cuaternarios.

A grandes rasgos, está constituida por una monótona alternancia de dolomías blancas y margas amarillas, que proporcionan al terreno tonalidades amarillentas y relieves poco contrastados. Ambos rasgos, morfología y color, permiten una fácil individualización con respecto de las res-

tantes unidades cretácicas, así como del Terciario suprayacente, a pesar de la deficiencia de sus afloramientos; a este respecto, sólo son posibles las observaciones de cierto detalle junto a la presa del embalse de Burgomillodo, así como en las carreteras de Carrascal del Río a Valle de Tabladillo y a Sepúlveda.

Su límite inferior coincide con la aparición de niveles margosos sobre el conjunto dolomítico superior de la Fm. Castrojimeno (unidad 11), en tanto que su techo está marcado por la discordancia erosiva sobre la que se disponen los conglomerados calcáreos de la unidad (13). Precisamente el carácter erosivo de la base de ésta es la causa de los importantes cambios de espesor que muestra la Fm. Valle de Tabladillo, pudiendo señalarse como valor máximo observado, los 150 m del sector de Valle de Tabladillo, donde se encuentra su corte tipo.

En éste, sobre las dolomías tableadas del techo de la Fm. Castrojimeno se dispone un tramo decimétrico de naturaleza margosa y otro de brechas calcáreas con cemento ferruginoso de espesor comparable; en el resto de la serie se aprecia un claro predominio de dolomías tableadas entre las que se intercalan niveles margosos de orden métrico, así como de brechas, más abundantes hacia la base de la unidad. El techo está marcado por una importante discordancia sobre la que se apoyan conglomerados calcáreos terciarios.

El conjunto posee estratificación tableada regular, en niveles de orden decimétrico. Las margas tienen carácter dolomítico, estando afectadas por bioturbación; en los tramos más masivos pueden mostrar rasgos edáficos, representados por decoloraciones y laterizaciones que en algunos casos evolucionan a lutitas rojas. Los niveles de brechas incluyen bloques y cantos en disposición caótica, y cuando su espesor adquiere cierta entidad, dan lugar a un notable resalte morfológico en el terreno, como puede apreciarse junto a la presa del embalse de Burgomillodo. En cuanto a las dolomías, se presentan en capas tabulares, predominando texturalmente los packstones y wackestones.

Las facies canalizadas adquieren un importante desarrollo en la mitad inferior de la unidad, organizándose en secuencias estratocrecientes de potencia métrica, con gradación vertical desde tipo packstone a wackestone. Son abundantes las estructuras sedimentarias tractivas, reconociéndose depósitos de carga residual constituidos por cantos blandos o microbrechas intraclásticas, estratificación cruzada planar, en surco y bimodal, así como ripples de oleaje en la parte superior de las secuencias. En la parte media y alta de la unidad se reconocen facies con fuerte influencia evaporítica, representadas por niveles grumelares de dolomicritas y doloesparitas, con moldes de cristales de sulfato y brechas dolomíticas carnílares. El origen de la brechificación se atribuye a la disolución de niveles de evaporitas, que originalmente alternarían con dolomías laminadas y margas dolomíticas.

El depósito de la unidad se enmarca en un contexto inter a supramareal, en una llanura fangosa surcada por canales mareales; con el paso del tiempo, una tendencia a la somerización favoreció la instalación exclusiva de los ambientes supramareales, con desarrollo de procesos evaporíticos, todo ello dentro de una tendencia regresiva característica de los últimos episodios del Cretácico superior en la región.

No existen restos paleontológicos que permitan determinar la edad de la unidad, que regionalmente ha sido enmarcada en el Campaniense (FLOQUET et al., 1982), si bien también ha sido

atribuida al Maastrichtiense (ITGE, 1992). Sin embargo, el hecho de que sobre la presente unidad se hayan encontrado materiales de evidente afinidad garumniense, asignados al Maastrichtiense - Eoceno, ha aconsejado su inclusión en el Campaniense, sin que se descarte que sus niveles superiores pertenezcan al Maastrichtiense.

1.3. TERCIARIO

Al Terciario corresponde el potente registro sedimentario de naturaleza continental que integra el relleno de la Depresión del Duero. A grandes rasgos, se reconocen en él un delgado conjunto paleógeno, aflorante tan solo en algunos bordes de la cuenca y deformado solidariamente con la cobertera mesozoica durante el período alpino, y un potente conjunto neógeno que conforma la mayor parte de los afloramientos de la cuenca, mostrándose poco o nada deformado.

En el sector suroriental de la Depresión, en el cual se encuadra la Hoja, afloran exclusivamente materiales neógenos, que configuran la mayor parte de su superficie; los macizos de Zarzuela del Pinar y Honrubia-Pradales individualizan una subcuenca, denominada Corredor de Cantalejo (ITGE, 1995), que evolucionó de forma independiente durante buena parte del Terciario.

Son muy numerosos los trabajos relativos a la Depresión del Duero, un buen número de los cuales se centran en el área de estudio o en sus proximidades. Ya en el siglo pasado, diversos autores entre los que se encuentran EZQUERRA (1837, 1850), CORTAZAR (1890) y CALDERON (1884), reconocen en líneas generales tres niveles litológicos, de muro a techo : arcillas, margas yesíferas y calizas.

A comienzos del presente siglo, HERNANDEZ PACHECO (1915-1930) establece una correspondencia entre los tres niveles litológicos diferenciados y tres pisos del Mioceno medio-superior : Tortonense, Sarmatiense y Pontienne, respectivamente, denominando al inferior "Arcillas de la Tierra de Campos", al intermedio "Facies de las Cuestas" y al superior, "Calizas de los páramos". Por su parte, ROYO GOMEZ (1926), generaliza la composición del Mioceno continental español en los tres tramos señalados, denominando al superior igualmente "calizas de los páramos"; distingue además dos niveles de caliza del páramo, de los que el superior queda restringido a las proximidades del borde de la cuenca, niveles que serían reconocidos posteriormente por SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1946, 1947).

En épocas más recientes se aprecia una gran proliferación de trabajos, Entre ellos, cabe destacar la cartografía de la cuenca elaborada por AEROSERVICE (1967), en la que los materiales detríticos meridionales son integrados en la Facies de Santa María del Campo. Por otra parte, APARICIO y GARCIA CACHO (1970) hacen referencia a los depósitos conglomeráticos situados sobre los materiales preterciarios del macizo de Honrubia - Pradales, a los que atribuyen una edad miocena.

Los trabajos de GARCIA DEL CURA (1974,1975) permiten sentar las bases estratigráficas del sector suroriental de la cuenca, al establecer tres unidades : Unidad Inferior, equivalente a la Tierra de Campos; Unidad Media, cuya mayor complejidad permite la individualización de cuatro formaciones, culminando con el nivel denominado Caliza de los páramos, casi omnipresente en torno a 900 m; y Unidad Superior, con un tramo inferior de naturaleza detrítica y otro superior, de naturaleza carbonatada, próximo a 1.000 m. Señala también que las facies detríticas marginales situadas al norte del macizo de Honrubia - Pradales pasan lateralmente a la Caliza de los páramos.

El yacimiento fosilífero de Valles de Fuentidueña, incluido en la Hoja, es el mejor conocido en el ámbito de la Depresión del Duero, merced a los trabajos que en él se han llevado a cabo desde 1943. El conocimiento actual acerca del yacimiento queda recogido en el trabajo de ALBERDI et al. (1981), donde se señala su pertenencia al Vallesiente inferior.

El esquema litoestratigráfico de PORTERO et al. (1979) propone, para el sector suroriental de la Depresión del Duero, la presencia de una Unidad Inferior detrítica, dentro de la que se incluye la Facies de Santa María del Campo, que pasaría hacia el centro de la cuenca a la Facies Tierra de Campos, en cuya base puede distinguirse en algunas zonas la Facies Dueñas (ITGE, 1978); sobre la Unidad Inferior aparece la Facies de las Cuestas, con frecuentes cambios laterales, dispuesta a su vez bajo el Páramo Inferior, pudiendo reconocerse en las tres unidades su correspondientes facies marginales. Culminando la serie miocena, aparece la Serie del Páramo Superior, con un episodio detrítico basal al que se superponen las calizas terminales o del Páramo Superior.

La estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero ha sido tratada en gran profundidad por ARMENTEROS (1986), con realización de un detallado esquema litoestratigráfico basado en las unidades definidas por GARCIA DEL CURA (1975), si bien cada una de ellas es objeto de subdivisión en diversas formaciones, diferenciando además una Unidad Marginal.

En el estado actual de los conocimientos, en el sector suroriental de la Depresión del Duero persisten algunas dudas, de entre las que destacan la relativa a la edad de los depósitos detríticos del sur de la región, asimilables a la Facies de Santa María del Campo, y el confusionismo existente en relación con los materiales calizos de los niveles miocenos superiores, tema que ha sido tratado por MEDIAVILLA y DABRIO (1989). Ambos problemas han sido resueltos parcialmente en la Hoja de Olombrada gracias a la observación del paso lateral de las facies detríticas meridionales a las facies margoso-calcáreas septentrionales, y a la posibilidad de delimitación cartográfica del nivel detrítico de separación entre los dos niveles calizos superiores.

La serie terciaria aflorante en la Hoja comienza mediante un tramo conglomerático cuyos afloramientos se encuentran adosados a los relieves mesozoicos (unidad 13), depositado con anterioridad a la estructuración definitiva de la cuenca, cuyo relleno aflorante se llevó a cabo a través de dos conjuntos. El inferior (unidades 14-20), cuyos niveles más bajos podrían relacionarse con las facies Dueñas (unidad 15) y Tierra de Campos (unidad 16), y los más altos con las facies de las Cuestas (unidades 17 y 18) es el de mayor representación superficial y variabilidad litológica, culminando con un extenso nivel calizo asimilable al Páramo Inferior (unidad 19); por contra el conjunto superior (unidades 20-21) restringe sus afloramientos al sector de Sacramenia, siendo correlacionable con el Páramo Superior. Hacia los bordes de la cuenca se aprecia el paso lateral de los materiales margoso-calizos del conjunto inferior a los depósitos detríticos de las facies de Santa María del Campo (unidad 14), paso bien visible al norte de Fuente el Olmo de Fuentidueña; otro tanto puede decirse para el conjunto superior, si bien en este caso, sus facies de borde (unidad 22) poseen una representación mucho menor, aflorando dentro del sector nororiental de la Hoja.

A techo de la serie terciaria, en este mismo sector aparece, a modo de fino tapiz, un conjunto atribuido al Plioceno - Pleistoceno inferior (unidades 24 - 25), dispuesto como forma de enlace entre la Depresión del Duero y el macizo de Honrubia - Pradales.

Estos materiales pueden agruparse en tres conjuntos asignados a grandes rasgos : al Mioceno inferior, constituido por los materiales depositados con anterioridad a la apertura definitiva de la cuenca (unidad 13); Mioceno medio - superior, integrado por los sedimentos constituyentes del relleno de la depresión (unidades 14-22); y Plioceno, representado por los depósitos inmediatamente anteriores al comienzo del encajamiento de la red cuaternaria (unidades 23-24).

1.3.1. Mioceno inferior

Se asignan a él, de forma tentativa, una serie de depósitos detríticos groseros que aparecen adosados a los materiales mesozoicos del macizo de Honrubia - Pradales, reconocido en diversos puntos del sur de la región, igualmente en relación con afloramientos cretácicos.

1.3.1.1. Conglomerados calcáreos (13). Mioceno inferior

Afloran en el ámbito del macizo de Honrubia - Pradales, dispuestos sobre diversas unidades mesozoicas, sumergiéndose hacia el interior de la cuenca terciaria, donde quedan soterrados bajo los sedimentos del Mioceno medio - superior. Por otra parte, el corte del SE de Hontalbilla (Hoja de Cantalejo, 430) confirma su presencia en el borde suroccidental del macizo de Zarzuela del Pinar, si bien en la mayor parte de los casos se encuentran ocultos bajo los depósitos cuaternarios.

Aunque no existen cortes complejos de la unidad, es posible la observación de sus principales características en diversos puntos, encontrándose los más accesibles en los entornos de San Miguel de Bernuy. En cualquier caso, el aspecto general de la unidad es perfectamente visible en el escarpe de la margen izquierda del río Duratón, al sur de Carrascal del Río, así como en los barrancos de los arroyos que vierten su aguas a dicho río, entre San Miguel de Bernuy y Cobos de Fuentidueña. A grandes rasgos aparece como una monótona sucesión de cuerpos paraconglomeráticos tabulares de espesor de orden métrico, con esporádicas intercalaciones de areniscas y lutitas, que proporcionan al terreno colores rojizos y asalmonados, apreciándose frecuentemente suaves buzamientos, comprendidos entre 5 y 15°.

Su límite inferior coincide con una discordancia de carácter erosivo, fácilmente identificable en corte, pero no siempre sobre el terreno, debido a la homogeneidad litológica existente entre los cantos de la presente unidad y los fragmentos rocosos sueltos de las unidades infrayacentes, ambos de naturaleza calcárea; generalmente este límite viene señalado por el paso de los tonos amarillentos y grisáceos de las unidades mesozoicas, a los rojizos de la presente. Por lo que respecta a su límite superior, viene marcado por una nueva discordancia sobre la que se apoyan diversas unidades neógenas. Como consecuencia del carácter discordante de ambos límites, su espesor es muy variable, habiéndose estimado valores superiores al centenar de metros.

Aunque los constituyentes fundamentales de la unidad son conglomerados calcáreos, localmente se observan cantos cuarcíticos en proporción variable, procedentes de las formaciones silíceas del Cretácico superior. Los cantos son redondeados y su tamaño oscila de orden decimétrico a centimétrico, aunque en las zonas proximales puede superar 1 m de diámetro; con frecuencia se encuentran cementados, pudiendo apreciarse también la presencia de matriz arenosa y, en menor medida, cantos blandos y matriz fangosa, que disminuyen la cementación. En al-

gunos casos, los conglomerados gradan en la vertical a areniscas de grano grueso bien cementadas, de tonos blanquecinos, en tanto que los depósitos fangosos adoptan coloraciones grises y rosadas, presentando ocasionalmente carácter margoso.

Desde un punto de vista sedimentológico, coexisten los depósitos de transporte en masa de tipo debris flow con los de transporte por agua, que se reconocen como secuencias positivas de relleno de canal, con algunas estructuras tractivas, señalando configuraciones de baja sinuosidad. Los depósitos fangosos se originan a partir de inundaciones generales y esporádicamente mediante mecanismos de mud flow. El carácter margoso de algunos niveles de fangos están relacionado con la naturaleza margo-dolomítica del área fuente, sin que pueda asimilarse a procesos de carbonatación en régimen palustre - lacustre. A techo de los niveles de conglomerados y areniscas se desarrollan procesos edáficos correspondientes a suelos calcimorfos.

El conjunto descrito se enmarca en un medio de orla proximal - media de abanicos cuyo origen sería el dismantelamiento del macizo de Honrubia - Pradales, en tanto que sus facies más distales se encontrarían soterradas bajo depósitos más modernos.

No existe dato paleontológico alguno que permita establecer la edad de la unidad, para lo cual ha sido necesario recurrir a criterios de carácter regional. En este sentido, su presencia tanto sobre los macizos que bordean las cuencas, como en el interior de las mismas (sondeo de Cabezuela; Hoja de Cantalejo, 430) confirma su depósito con anterioridad a la estructuración definitiva de la región, a diferencia de las unidades suprayacentes cuyo depósito está regido claramente por la forma actual de las cuencas; por correlación con diversos puntos situados al sur del sistema Central, su límite superior podría situarse en el Mioceno inferior, sin descartar un posible Mioceno medio basal. Por otra parte, la presencia de conglomerados calcáreos en la ermita de la Virgen de Vargas (Hoja de Sepúlveda, 431) sobre materiales atribuidos al Oligoceno inferior, permite enmarcar la unidad en el intervalo Oligoceno - Mioceno inferior. No obstante, la posible existencia de dos conjuntos de conglomerados calcáreos en la región, tal como se señala en la vecina Hoja de Cantalejo (430), invita a descartar una edad oligocena para la unidad.

Conviene resaltar que diversos autores han señalado la existencia de materiales similares que constituyen las facies de borde de las unidades calizo-margosas del Mioceno medio - superior en el borde septentrional del macizo de Honrubia - Pradales. Sin embargo, las observaciones efectuadas en las Hojas de Cantalejo (430) y Sepúlveda (431), parecen apoyar las ideas expuestas en el presente apartado, sin que deba descartarse que alguno de los afloramientos de la Hoja de Olombrada pueda corresponder a dichas facies de borde, especialmente en el sector de Tejares - Castro de Fuentidueña.

1.3.2. Mioceno medio - superior

Constituye la mayor parte de la secuencia de relleno de la Depresión del Duero, así como la mayor parte de los afloramientos de la Hoja, presentando características estratigráficas y morfológicas similares a las de otros sectores de la cuenca. Por ello, son reconocibles diversos conjuntos típicos de la región que, de mayor a menor antigüedad, son :

- Tramo detrítico fino, equiparable a la Unidad Inferior de GARCIA DEL CURA (1974), aflorante exclusivamente en la parte baja de los valles, en las proximidades de Fuentidueña. Se recono-

ce una unidad arcilloso-margosa de tonos blancos y rojizos (15), correlacionable con la facies Dueñas (DEL OLMO, 1978), sobre la que se dispone un nivel arenoso rojo (unidad 16), atribuible a la facies Tierra de Campos y que constituye un buen nivel de referencia en la zona.

- Tramo margoso-calizo, que configura los típicos relieves en mesa de la región, correlacionable con la Unidad Media de GARCIA DEL CURA (1974). Se trata de un tramo heterogéneo en el que predominan las margas de tonos claros (nivel 17), entre las que se intercalan delgados niveles de calizas (unidad 19), apareciendo bajo el típico aspecto de las "facies de las Cuestas" (HERNANDEZ PACHECO, 1915); en la base se reconoce un episodio yesífero (unidad 18), en tanto que a techo aparece un nivel carbonatado de gran extensión (unidad 19), asimilable a la "Caliza de los páramos" (HERNANDEZ PACHECO, 1915) inferior.
- Tramo detrítico, fundamentalmente arenoso (nivel 14), aflorante en el sector meridional y que representa las facies de borde de los tramos anteriores, siendo asimilable a las facies de Santa María del Campo (AEROSERVICE, 1967).
- Tramo detrítico-calizo equiparable con la Unidad Superior de GARCIA DEL CURA (1974), aflorante con pequeña extensión, exclusivamente en el cuadrante nororiental. Se reconoce un tramo arcillo-arenoso (unidad 20) sobre el que se dispone un nivel calcáreo que constituye el nivel superior de las "Calizas de los páramos" (unidad 21). En las proximidades del macizo de Honrubia - Pradales se reconocen las facies de borde del conjunto, representadas por arcillas rojas y conglomerados (nivel 22).

1.3.2.1. *Arcosas, conglomerados, arcillas y paleosuelos (14). Orleaniense - Astaraciense*

Aparecen únicamente en el sector meridional, en general con deficiente calidad para su observación, excepto en los barrancos existentes en el paraje de Los Majuelos, al norte de Fuente el Olmo de Fuentidueña; no obstante, sus afloramientos en la región se extienden hacia el sur hasta el borde septentrional del Sistema Central, habiendo sido incluidos dentro de la facies de Santa María del Campo (AEROSERVICE, 1967).

A grandes rasgos se trata de un conjunto detrítico con arcillas de tonos asalmonados, entre los que se intercalan esporádicos niveles de paleosuelos, areniscas y microconglomerados de espesor decimétrico a métrico. Se apoya con carácter discordante sobre los conglomerados calcáreos de la unidad (13), como puede apreciarse en zonas próximas (Hojas de Cantalejo, 430, y Sepúlveda, 431), si bien esta relación no es claramente visible en el ámbito de la Hoja. Por lo que respecta a su techo, viene marcado por la aparición de los niveles margosos y calizos de tonos blanquecinos correspondientes a las unidades (18) y (20), coincidente con la desaparición de los términos arenosos y conglomeráticos. Hacia el norte, la unidad evoluciona mediante cambio lateral, a los típicos depósitos del sector central de la Depresión del Duero, representados en la Hoja por las unidades (15) a (22), observándose el tránsito entre ambos conjuntos en el sector de Valles de Fuentidueña, donde aparece una alternancia de lutitas rojas y blancas con intercalaciones de reducido espesor de areniscas, calizas y niveles edafizados.

En ningún caso afloran los términos inferiores de la unidad, que con frecuencia se encuentra oculta bajo los extensos depósitos cuaternarios de origen eólico; el espesor observado alcanza 60 m, que en cualquier caso no puede ser considerado su valor máximo.

Los cuerpos areniscosos y microconglomeráticos poseen carácter polimíctico, siendo su principal rasgo distintivo en aquellos casos en los que es posible su confusión con otras unidades. Aunque la granulometría y la composición de las areniscas puede variar, sus constituyentes fundamentales son fragmentos de rocas sedimentarias, que pueden alcanzar el 60% del total, cuarzo (>30%) y feldespatos potásico (>10%); entre los pesados, los más frecuentes son turmalina, circón y granate, generalmente con contenidos comprendidos entre el 20 y 30%.

Los cuerpos conglomeráticos poseen cicatrices erosivas en la base, así como granoselección incipiente, interpretándose como depósitos de debris flow. Las areniscas muestran una mejor clasificación, así como estratificación cruzada y abundantes cicatrices internas, asimilándose a configuraciones de baja sinuosidad, de tipo braided. Las arcillas poseen aspecto masivo y tonalidades rojizas y verdosas en corte fresco; pueden presentar abundante bioturbación y decoloraciones que evolucionan a suelos calcimorfos. En conjunto, representan facies distales de orlas de abanicos en tránsito a facies perilacustres. Al sur de la región, la unidad está representada por facies más groseras que representan las facies proximales y medias de los abanicos, en tanto que hacia el norte de los parajes de Los Majuelos y Poza Grande, se reconocen las facies lacustres correspondientes a las facies Dueñas y de las Cuestas.

No se poseen datos paleontológicos que permitan la datación de la unidad, cuya atribución ha sido dudosa y contradictoria en trabajos anteriores. Sin embargo, su ubicación inmediatamente por debajo del yacimiento de Valles de Fuentidueña, correspondiente al Vallesiense inferior, así como su relación lateral con las facies citadas anteriormente, sugieren su pertenencia al Orleaniense - Astaraciense, sin descartar que sus niveles superiores pudiesen alcanzar la base del Vallesiense.

1.3.2.2. *Arcillas rojas y margas blancas (15). Orleaniense - Astaraciense*

Se trata de una unidad escasa y deficientemente representada, que aparece exclusivamente en el fondo de los valles en las proximidades de Fuentidueña y alcanza 50 m de espesor, que en cualquier caso no puede considerarse su máximo valor, al no aflorar el muro. Por sus deficientes condiciones de afloramiento, su identificación se lleva a cabo por su disposición bajo un tramo areno-arcilloso rojo característico de la zona (unidad 16) y posiblemente correlacionable con la facies Tierra de Campos, lo que implicaría la correlación de la presente unidad con la facies Dueñas.

A grandes rasgos, se presenta como un conjunto margoso de tonalidades claras, en el que se intercalan niveles de arcillas rojas, calizas y arenas, de envergadura variable.

En detalle, en sus términos inferiores (9 m) se reconocen arcillas margosas edafizadas con incorporación de una cuña clástica compuesta por arcillas rojas, así como un nivel de areniscas de base erosiva con estratificación cruzada en surco; se interpretan como facies perilacustres surcadas eventualmente por canales fluviales divagantes. Por encima se desarrollan ciclos de carbonatación margocalcáreos (11 m), que dan paso a un tramo masivo de calizas micríticas (9 m), en el que se observa porosidad fenestral, huellas de raíces, ripples de oscilación, estratificación cruzada planar, así como niveles de aspecto noduloso; se asimilan a un régimen palustre evolucionando a lacustre, con importantes variaciones energéticas y posterior desarrollo de procesos pedo-genéticos. La parte alta de la unidad (14 m) registra una gran variedad composicional, con pre-

sencia de depósitos oncolíticos, margas blancas, arcillas ricas en materia orgánica, arenas edafizadas y calizas nodulosas, igualmente edafizadas; sugieren su depósito en un ambiente lacustre marginal.

Entre la fauna hallada en la presente unidad se encuentran Ostrácodos, Algas y Gasterópodos sin valor cronoestratigráfico alguno. Por su posible correlación con la facies Dueñas se ha asignado al Orleaniense - Astaraciense basal.

1.3.2.3. Arenas y arcillas rojas (16). *Astaraciense*

Constituye un excelente nivel de referencia, al aparecer en el valle del río Duratón como una banda roja de espesor cercano a 15 m, que separa dos conjuntos de gran semejanza entre sí, cuya diferenciación sería extremadamente difícil sin su intercalación. Dichos conjuntos, esencialmente margosos de tonalidades blanquecinas, son: la facies Dueñas, correspondiente al conjunto infrayacente (unidad 15) y la facies de las Cuestas, correspondiente al conjunto suprayacente (unidad 17).

Posee una reducida superficie de afloramiento, desapareciendo al sur de Valles de Fuentidueña por cambio lateral al conjunto detrítico de la unidad (14), así como al norte de Vivar de Fuentidueña, al sumergirse bajo los depósitos de las facies Cuestas (unidades 17 y 18), si bien vuelve a aflorar en el valle del río Duratón en la vecina Hoja de Peñafiel (374). Sus mejores observaciones pueden llevarse a cabo en el paraje de Fuente Hontanilla, inmediatamente al norte de Fuentidueña.

Su límite inferior posee carácter neto, estando marcado por la aparición de arcillas rojas bioturbadas, siendo el rasgo más característico de la unidad, además de su coloración rojiza, la presencia de niveles de arenas amarillentas que pueden superar los 3 m de espesor. Su techo viene marcado por la aparición de un tramo de yesos o de margas yesíferas (unidad 18) de coloración blanca.

Las lutitas rojas son la litología dominante, destacando su color rojo y aspecto masivo. Los análisis de difracción de rayos X han señalado la presencia de cuarzo (16%), calcita (8%), dolomita (5%) y filosilicatos (71%), estando representados éstos por illita (78%) y caolinita (22%). Presentan abundante bioturbación.

En cuanto a los niveles arenosos, presentan un bajo grado de compactación, siendo su constituyente principal el cuarzo, cuya proporción supera en todos los casos el 50%; también aparecen en todos los casos feldespatos potásico (3,5 - 11,5%), fragmentos de areniscas (0,5 - 7,5%) y fragmentos de metacuarcitas (1 - 11,5%), siendo frecuentes igualmente los fragmentos de rocas carbonatadas (0-20%). Entre los minerales pesados se aprecia un claro predominio de opacos (50 - 76%) sobre transparentes (20 - 41%) y filosilicatos (2 - 6%). Entre los transparentes, aparecen en todos los casos turmalina (37 - 67%), circón (7 - 27%), rutilo (2 - 10%), granate (1 - 6%), estaurilita (1,5 - 7%) y brookita (0,4 - 4,5%), siendo frecuentes andalucita (0 - 7%), hornblenda (0 - 4,5%), esfena (0 - 3%) y epidota (0 - 3%). Las arenas pueden presentar bioturbación y huellas de raíces, así como estratificación cruzada planar y en surco.

El depósito de la unidad se interpreta en un contexto de frente distal de abanicos aluviales, con desarrollo de fangos rojos y facies canalizadas de configuración variable. Sus características sedimentológicas, así como su disposición bajo la facies de las Cuestas sugieren su posible correlación con la facies Tierra de Campos, de la cual representarían un período de máxima expansión.

No se ha encontrado resto fosilífero alguno que permita su datación, si bien materiales similares han sido asignados al Astaraciense en base al yacimiento de Aranda de Duero, edad que se ha respetado para la presente unidad al ser congruente con su disposición bajo la facies Cuestas.

1.3.2.4. *Margas blancas y calizas (17). Margas yesíferas blancas y yesos (18). Calizas (19). Astaraciense - Vallesiense inferior*

Constituyen el conjunto de mayor representación superficial de la Hoja, incluyendo la tradicional facies de las Cuestas y su nivel culminante, conocido como “Caliza del páramo inferior”. La acción erosiva de los cursos fluviales cuaternarios de la región ha dado lugar a típicos relieves en mesa coronados por niveles calcáreos, pudiendo adquirir éstos una notable extensión, como puede apreciarse al norte de Olombrada, donde configuran extensas planicies que evocan su denominación de “páramo”.

Aunque sus afloramientos constituyen la práctica totalidad de la mitad occidental, es en el oriente donde se encuentran sus principales puntos de observación, localizados en las proximidades de Fuentidueña, Vivar de Fuentidueña, Fuentesoto y Sacramenia, en zonas donde la erosión fluvial ha sido más intensa.

Generalmente, el presente conjunto comienza mediante un tramo yesífero de orden decamétrico que evoluciona lateralmente a margas yesíferas (unidad 18). Por encima, la unidad, que puede sobrepasar el centenar de metros muestra un claro predominio margoso (unidad 17), con intercalaciones carbonatadas que han sido diferenciadas en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido; debido a su mayor resistencia a la erosión, estos niveles carbonatados destacan en el paisaje, dando lugar a relieves estructurales que favorecen su gran superficie de afloramiento. La unidad culmina mediante uno de estos niveles calizos, que configuran extensas planicies al norte de Olombrada, al sur de Laguna de Contreras y al noreste de Fuentidueña.

El nivel yesífero basal (unidad 18) presenta buenas condiciones de observación en las canteras próximas a Vivar de Fuentidueña. Se trata de yesos blancos dispuestos en potentes paquetes de orden métrico a decamétrico, de aspecto masivo, dispuestos sobre la unidad detrítica roja anterior (unidad 16) y afectados por espectaculares fenómenos de disolución; lateralmente pasan a margas yesíferas blancas, cuyo reconocimiento puede resultar algo más complejo; presentan un cierto contenido en dolomita y cristales microlenticulares de yeso, generado por crecimiento intersticial, así como megacrístales en punta de flecha de origen diagenético.

Igualmente, éstas evolucionan lateralmente a margas blanquecinas con nódulos de sílex, fácilmente identificables en corte, como puede apreciarse en el km 1 de la carretera Fuentidueña - Calabazas, pero no así sobre el terreno, lo que ha aconsejado su asimilación al conjunto margoso de la unidad 17.

Las margas de tonos blancos o grisáceos (unidad 17) presentan un contenido variable en carbonatos, evolucionando en la vertical a margocalizas, igualmente blanquecinas. En ocasiones, las margas poseen colores pardos y un elevado contenido bioclástico. El conjunto margoso presenta aspecto masivo con abundantes señales de bioturbación; los términos más altos incluyen intervalos nodulizados como consecuencia de procesos pedogenéticos.

En el seno del conjunto margoso se intercalan niveles calcáreos de espesor y continuidad lateral variable (unidad 19), cuya proporción varía de unas a otras secciones, aumentando en general hacia el E, apreciándose su máximo desarrollo en las proximidades de Fuentesoto.

La potencia varía de orden decimétrico a decamétrico; presentan texturas variables predominando los packstones, que pueden organizarse en secuencias negativas con morfología de barra, o positivas, con base canalizada con estructuras tractivas. Los mudstones y wackestones presentan estructuras algales; se trata de dismicritas con texturas peletoidales o grumelares, tubos de raíces, huellas de disolución y huecos circungranulares.

El nivel calcáreo superior (unidad 19), de extraordinaria extensión regional es conocido de manera informal como "caliza del páramo inferior", existiendo en la literatura regional un gran confusionismo en relación con él, al correlacionarse con frecuencia diversos niveles culminantes en el paisaje, pero que corresponden a niveles estratigráficos diferentes. En cualquier caso, sus características son idénticas a las de los niveles calizos intercalados, organizándose con frecuencia en secuencias negativas pudiendo estar afectados por procesos de dolomitización y dedolomitización y mostrando estructuras de disolución de sales, huellas de raíces y niveles de capas de tormenta con estratificación de ola.

El depósito del presente conjunto se llevó a cabo en un contexto lacustre en el que se registrarían numerosas variaciones, tanto espaciales como temporales. En general, predominan las facies lacustres proximales, organizadas en secuencias de somerización; se inician mediante fangos carbonosos y margas bioclásticas que pasan en la vertical a ciclos menores de carbonatación que culminan mediante la sedimentación de calizas palustres o lacustres proximales.

Las facies lacustres más distales están representadas por intervalos homogéneos de margas grises de origen prodeltaico y por las facies lacustres salinas de la parte baja de la unidad, que llegaron a generar yesos primarios; éstas debieron adquirir una gran extensión regional, habiéndose reconocido en posición estratigráfica equivalente en la vecina Hoja de Cuéllar.

En cuanto al nivel calizo superior, pese a su aparente homogeneidad, engloba una gran diversidad de subambientes, siempre en un contexto lacustre - palustre, con eventuales exposiciones subaéreas. Representa el período de mayor extensión del área sedimentaria en la zona, llegando a apoyarse directamente sobre la cobertera mesozoica.

Hacia el sur, el conjunto margoso-calcáreo de las facies de las Cuestas evoluciona lateralmente mediante la aparición de términos areniscosos y microconglomeráticos y la desaparición de los niveles calizos, con pérdida de las tonalidades blanquecinas a expensas de coloraciones rojizas. El tránsito entre ambos conjuntos es perfectamente visible en las proximidades de Valles de Fuentidueña, donde la unidad está representada por una alternancia de niveles de espesor métrico a decamétrico constituidos por arcillas margosas verdosas y lutitas rojizas, entre las que se intercalan esporádicos niveles decimétricos a métricos de areniscas con formas canalizadas y calizas margosas. Se atribuyen a ambientes perilacustres con influencia fluvial, inmediatamente al sur de los cuales se dispondrían las orlas distales de los abanicos aluviales procedentes del borde septentrional del Sistema Central, representados por la unidad (14).

Son muy abundantes los restos fosilíferos de este conjunto. En base al contenido en Ostrácodos, Foraminíferos y Charofitas se ha asignado al Astaraciense - Vallesiense inferior en la vecina Hoja

de Peñafiel (374), edad que concuerda con la suministrada por el yacimiento de vertebrados de Valles de Fuentidueña. Este yacimiento, ubicado en niveles altos de la unidad ha sido exhaustivamente estudiado por numerosos autores, pudiendo destacarse la recopilación efectuada por ALBERDI et al. (1981), en la que se detalla una extensa relación de especies correspondientes a Peces, Anfibios, Reptiles y Mamíferos (Insectívoros, Roedores, Lagomorfos, Carnívoros, Proboscídeos, Perisodáctilos y Artiodáctilos) asignados al Vallesiense inferior.

1.3.3. Mioceno superior

Constituye el ciclo culminante del relleno de la Depresión del Duero, representado en la Hoja por escasos y reducidos afloramientos, todos ellos localizados en el sector nororiental. Se organiza conforme al esquema clásico de ciclos de relleno de cuencas continentales endorreicas, con desarrollo de facies fluviales (unidad 20), en tránsito vertical a depósitos lacustre - palustres carbonatados a techo (unidad 21). En el borde de la cuenca, se observa la evolución hacia depósitos aluviales relacionados con el desmantelamiento del macizo de Honrubia - Pradales. Su espesor supera ligeramente los 30 m., atribuyéndose al Vallesiense superior - Turolense.

A nivel regional, posee un ámbito paleogeográfico más restringido que el ciclo anterior, pareciendo distribuirse a favor de estructuras sinclinales muy laxas por cuyo eje discurriría la red de drenaje en sus episodios iniciales. Corresponde a la Unidad Superior de GARCIA DEL CURA (1974) y ARMENTEROS (1986).

1.3.3.1. Arenas, arcillas rojas, oncolitos y margas (20). Vallesiense

Constituyen la serie detrítica basal correspondiente a las "calizas superiores del páramo" (unidad 21), aflorante exclusivamente en las proximidades de Sacramenia. En general, aparecen como un tramo de carácter blando intercalado entre los resaltes calcáreos superiores de la serie miocena. Junto a su posición topográfica, su principal rasgo distintivo con respecto al tramo margoso-calizo de la facies de las Cuestas (unidad 17), es la intercalación de niveles areniscosos y, en menor medida, conglomeráticos.

Su espesor se aproxima a la veintena de metros, apareciendo como un conjunto heterogéneo de tonos blancos y rojizos en el que predominan las arcillas rojas y las margas verdosas, intercalándose niveles de arenas finas de espesor métrico, llamando la atención la presencia de oncolitos agrupados en cuerpos de forma canalizada.

Los oncoides llegan a alcanzar 15 cm de diámetro, estando empastados por un cemento calcáreo y una matriz de granos de cuarzo; muestran secuencias granodecrecientes con estratificación cruzada planar o muy tendida a media y gran escala; hacia techo pasan a margas o arenas que representan episodios de encharcamiento una vez finalizado el funcionamiento del canal. En los niveles arcillosos y margosos, de aspecto masivo, se aprecia una intensa bioturbación y, en ocasiones, estratificación ondulada.

El depósito de la unidad se enmarca en un contexto fluvio-lacustre en el que predominaría la sedimentación de ambientes perilacustres interrumpida por efímeros episodios fluviales. Los niveles oncolíticos representarían probablemente pequeños canales divagantes que, de forma esporádica atravesarían llanuras fangosas, arrastrando oncoides sedimentados previamente en etapas

de baja actividad fluvial. A nivel regional, este contexto fluvio-lacustre se enmarcaría entre los abanicos generados al pie de la sierra de Honrubia - Pradales y los sistemas fluviales desarrollados algo más al norte de la Hoja.

Son escasos los restos fosilíferos hallados en el seno de la unidad, reduciéndose a diversos Ostrácodos y Algas, carentes de valor cronoestratigráfico. Su situación estratigráfica sobre niveles equivalentes a los que albergan el yacimiento de Valles de Fuentidueña, sugiere su pertenencia al Vallesiense superior, sin que pueda descartarse su inclusión en el Turolense inferior.

1.3.3.2. Calizas (21). Vallesiense - Turolense

Al igual que en el caso de la unidad anterior, sus afloramientos se restringen a las inmediaciones de Sacramenia. Corresponden a las denominadas de forma informal "calizas del páramo superior", cuya similitud con las "calizas del páramo inferior" (unidad 19), hace extremadamente difícil su distinción, cuando entre ambas no aparece el tramo detítico anterior (unidad 20). Por ello, no debe descartarse que algunos de los afloramientos atribuidos a la presente unidad, correspondan en realidad al tramo inferior, si bien los datos estratigráficos y geomorfológicos existentes sugieren la coherencia de la representación cartográfica realizada.

A grandes rasgos, se trata de una sucesión de calizas grises, agrupadas en niveles de orden decimétrico, entre los que pueden intercalarse pequeños niveles margosos, alcanzando el conjunto una decena de metros, si bien es preciso recordar que la parte alta de la unidad ha sido erosionada. Por su resistencia a la erosión, dan lugar a típicos resaltes que culminan el relieve de la zona.

En detalle aparecen como calizas intraclásticas, mudstones a packstones, con abundantes Gasterópodos. Los cuerpos calcáreos pueden presentar bases erosivas, así como variantes calizo-margosas de aspecto noduloso, y brechificadas. Al microscopio aparecen como dismicritas, en ocasiones algo arenosas, con estructuras muy heterogéneas y abundantes rasgos pedogenéticos, con huecos fenestrales y tubos de raíces, rellenos con pseudomorfos lenticulares de yesos, peloides de origen palustre y formación de intraclastos por desecación.

Se interpretan como depósitos de ambientes lacustres-palustres de alta a media energía en aguas ricas en carbonatos, sometidos a constantes cambios del nivel de agua. La sedimentación se llevó a cabo bajo unas relativas condiciones de aridez como demuestran la existencia de cristales de yeso y los procesos de dolomitización que a veces se observan.

Entre los restos paleontológicos hallados cabe señalar la presencia de diversas especies de Algas, Gasterópodos y Ostrácodos, entre los que se encuentran algunos que no han sido encontrados en niveles inferiores, como Pseudocandona aff. marchica (HARTWIG), Potamocypris pastori (CARBONNEL) y Subulacypris parvus (CARBONNEL). No obstante, carecen de valor cronoestratigráfico, razón por la cual la edad de la unidad permanece imprecisa, si bien en trabajos recientes ha sido asignada al Vallesiense superior - Turolense.

1.3.3.3. Arcillas rojas y conglomerados (22). Vallesiense - Turolense

Se han diferenciado tan solo en las proximidades del borde del macizo de Honrubia - Pradales, concretamente en los pequeños valles de los arroyos Caslillo y de Torrubias. Se trata de una uni-

dad eminentemente detrítica de tonos rojizos, cuya disposición sobre el nivel inferior de calizas del páramo (unidad 19) y bajo materiales arcillosos rojos atribuidos al Plioceno sugieren su relación lateral con las unidades atribuidas al Mioceno superior (20 y 21), sin que dicha relación se haya observado de forma directa.

En conjunto, aparecen como un conjunto arcilloso rojo en el que se intercalan niveles de areniscas rojas y, especialmente, conglomerados, constituyendo éstos el principal criterio de distinción con respecto al nivel arcilloso suprayacente (unidad 23). El carácter erosivo de la base de éste hace que su espesor sea variable, si bien se aproxima a la decena de metros.

Los conglomerados aparecen en niveles métricos de apariencia tabular, constituidos por cuarzo, cuarcita y carbonatos procedentes de los relieves mesozoicos del macizo de Honrubia - Pradales. Presentan un grado de redondeamiento de medio a alto y diámetros comprendidos entre 0,5 y 5 cm; la matriz es arenosa, de media a gruesa, hallándose cementados por cemento carbonatado. En cuanto a las arcillas, definen intervalos homogéneos de varios metros de potencia.

Los niveles conglomeráticos muestran una ligera gradación positiva, sin que se hayan reconocido estructuras tractivas. Los fenómenos edáficos de tipo calcimorfo están generalizados en su parte superior, contribuyendo en buena medida a la cementación del depósito; un rasgo característico es el intenso desarrollo pedogénico, hasta el punto de perforar totalmente los niveles clásticos. Las arcillas presentan eventuales fenómenos edáficos, reconociéndose suelos calcimorfos y de afinidad laterítica.

En conjunto, las facies descritas caracterizan un contexto de orla media-distal de abanicos aluviales, en base a la elevada cantidad de términos arcillosos. Los mecanismos de transporte en masa parecen ser los generadores de los niveles clásticos. La ausencia de estructuras tractivas puede obedecer a una deformación del depósito por pedogénesis; de acuerdo con esta hipótesis, no deben descartarse los niveles transportados a partir de flujos hidrodinámicos que se traducirían en formas canalizadas de baja sinuosidad.

La ausencia de restos paleontológicos impide la datación de la unidad que se ha asignado al Vallesiense superior - Turolense por su relación de cambio lateral con las unidades 20 y 21.

1.3.4. Plioceno

Representa el último episodio terciario de la región, relacionado con una posible reactivación del macizo de Honrubia - Pradales tras la colmatación de la Depresión del Duero. Está caracterizado por depósitos de abanicos aluviales, distinguiéndose dos episodios sucesivos de composición eminentemente arcillosa (unidad 23) y conglomerática (unidad 24), este último asimilable a la tradicional "raña". La posibilidad de que este último constituya un antecesor inmediato de los primeros depósitos fluviales del sistema del Duero hacen posible la pertenencia de sus últimos episodios al Pleistoceno inferior.

1.3.4.1. Arcillas rojas (23). Plioceno

Afloran en el sector nororiental, en aquellos puntos en los que la erosión fluvial ha puesto al descubierto el sustrato del conjunto de gravas asimilables a la "raña" y que culminan la serie terciaria.

ria. Este hecho ocurre en los valles de los arroyos de Torrubias, Matamorenas, Valtiendas, Fuentesoto y Caslillo. Los mejores cortes de la unidad se encuentran en los taludes existentes en la carretera Cantalejo - Aranda de Duero, a su paso por los dos primeros arroyos citados. Su espesor, variable debido a su propia geometría y al carácter erosivo de la unidad suprayacente, se sitúa próximo a la decena de metros.

La unidad está constituida esencialmente por arcillas de color rojo intenso que intercalan niveles de cantos y esporádicamente, de arenas. Los niveles de cantos tienden a formas tabulares con límites mal definidos; predominan los componentes de cuarzo y cuarcita, con un índice de redondez medio-bajo y diámetros comprendidos entre 1,5 y 20 cm, en tanto que los constituyentes carbonatados son minoritarios. La matriz es arcilloso-limosa rojiza y la cementación nula. Los niveles de arena, de grano fino y morfología tabular, se encuentran muy afectados por edafizaciones de tipo calcimorfo, lo que las confiere una incipiente cementación. En cuanto a las arcillas, presentan un aspecto muy homogéneo y masivo, con eventual desarrollo de suelos rojos y calcimorfos.

Fundamentalmente representan depósitos de transporte en masa, en los que los niveles de cantos representan debris flow y las arenas, sedimentos movilizados mediante flujos laminares más diluidos; las lutitas corresponden a depósitos de tipo mud flow. Se interpretan en un contexto de abanicos aluviales, nutridos por el desmantelamiento de los relieves constituidos por materiales triásicos en el macizo de Honrubia - Pradales. Posiblemente el desarrollo de estas facies lutíticas estuviese precedido por la instalación de un grueso manto de alteración sobre el área madre triásica y bajo un ambiente forestado (ORDÓÑEZ et al., 1976).

En cuanto a su edad, se carece de precisión debido a la ausencia de restos paleontológicos, si bien se ha incluido en el Plioceno debido a su disposición sobre materiales turolenses y bajo depósitos asignados tradicionalmente al Plioceno superior - Pleistoceno inferior.

1.3.4.2. *Gravas cuarcíticas (unidad 24). Plioceno - Pleistoceno inferior*

Corresponden a las tradicionales “rañas”, dispuestas a modo de formas de enlace entre los marcos montañosos y las cuencas terciarias, constituyendo el depósito neógeno más reciente de éstas. Aparecen como un extenso tapiz de gravas de morfología cóncava, dispuesto tanto sobre los materiales jurásico - cretácicos del macizo de Honrubia - Pradales, como sobre los depósitos neógenos más recientes. También aparecen al oeste y suroeste de Castro de Fuentidueña, en este caso en afloramientos más reducidos que culminan diversos relieves.

Sus mejores cortes se encuentran en los taludes de la carretera Cantalejo - Aranda de Duero a su paso por los arroyos de Torrubias y Matamorenas. Aparecen como un depósito suelto de gravas cuarcíticas inferior a 5 m de potencia, muy lavado superficialmente, con matriz areno-arcillosa de tonos rojizos y ocre. El tamaño de los cantos oscila entre 1 y 15 cm.

Los análisis mineralógicos efectuados sobre la fracción arenosa han señalado la presencia de turmalina (56,9%), circón (10,6%), granate (1,1%), estaurilita (4,1%), distena (0,3%), hornblenda (2,0%), esfena (2,0%), epidota (2,6%), anatasa (0,4%), actinolita (0,4%) y glaucofana (0,2%), entre los minerales pesados.

Cuando las condiciones de exposición lo permiten se observan estructuras de corriente, como imbricación de cantos y estratificación cruzada, interpretándose como el producto de flujos confinados de aguas claras con gran capacidad de transporte. Las gravas se depositarían en forma de mantos sobre el lecho del cauce, reflejando el exceso de carga que la corriente no sería capaz de transportar. A partir de las concentraciones locales de gravas se produciría el desarrollo de barras alargadas en la dirección de la corriente (ARMENTEROS, 1986).

La localización de estas facies en un piedemonte actual, unida a sus características sedimentológicas, apoyan la idea de que la sedimentación tuvo lugar mediante corrientes trenzadas, con un fuerte gradiente de inclinación. El relleno de canales se efectuó por la superposición de sucesivos registros conglomeráticos y la dificultad para ver claras geometrías canaliformes, permite suponer que los canales cambiaban constantemente de posición. Parece probable que el cambio que supone con respecto a la unidad anterior (23), refleje la existencia de un cambio climático, sin que deba descartarse, además, la influencia de factores tectónicos que pudieran suponer una reactivación del área madre.

No existen datos paleontológicos que permitan la datación de la unidad, atribuida al Plioceno superior - Pleistoceno inferior por su posición sobre el conjunto arcilloso rojo asignado al Plioceno y su posible papel de precursor inmediato de los depósitos fluviales del sistema del río Duero.

1.4. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios son uno de los rasgos más característicos de la Hoja, especialmente los arenales eólicos que ocupan una buena parte del sector meridional, presentando formas espectaculares y disponiéndose sobre diversas unidades a modo de fino tapiz.

En un segundo plano, también son característicos los depósitos endorreicos, especialmente los relacionados con las numerosas lagunillas existentes, como consecuencia de la ausencia de encajamientos en algunas zonas; por contra, los depósitos de vertiente están escasamente desarrollados debido a la gran superficie ocupada por llanuras y páramos. Por lo que respecta a los depósitos de origen fluvial, tan solo merece la pena destacar los existentes en el valle del río Duratón.

1.4.1. Pleistoceno - Holoceno

1.4.1.1. Arcillas de descalcificación (Fondos de dolina) (25). Pleistoceno - Holoceno

Constituyen los únicos depósitos de origen kárstico, desarrollándose sobre los niveles calcáreos del páramo (unidad 19), especialmente el norte de Olombrada, donde presentan una cierta orientación NE-SO, sufriendo una disolución preferente a favor de líneas de debilidad estructural.

Se trata del residuo final de los procesos de disolución, materializado por estas arcillas de color rojizo o marrón. A veces contienen granos de arena e incluso fragmentos de calizas procedentes del borde del eskarpe. Aunque los cultivos han destruido el depósito como tal, quedan restos como "terra rossa" o "terra fusca", siendo éstos más abundantes.

En zonas próximas se ha señalado su naturaleza esmectítica, lo que indicaría unas condiciones de encharcamiento muy prolongadas. Se han incluido en el Pleistoceno - Holoceno, si bien podrían haber comenzado su desarrollo ya en el Plioceno.

1.4.1.2. *Gravas, arenas y arcillas (Glacis) (26). Pleistoceno*

Están representados exclusivamente por un afloramiento de pequeña extensión, localizado junto a Carrascal del Río, considerado como glacis-terrazza. Predominan las gravas de composición calcárea englobadas en una matriz areno-arcillosa de color rojizo; su espesor es inferior a 2 m. Por su disposición con respecto a la red fluvial actual se atribuye al Pleistoceno.

1.4.1.3. *Gravas, arenas y arcillas (Terrazas) (27 y 28). Pleistoceno - Holoceno*

Aparecen únicamente en la margen derecha del río Duratón, entre Carrascal del Río y San Miguel de Bernuy, habiéndose distinguido dos niveles a cotas de +3-5 m (28) y +10 m (27) con respecto al cauce del río. Predominan las gravas cuarcíticas con matriz arenosa, de naturaleza cuarzo-feldespática y arcillosa. El tamaño de los cantos suele variar entre 4 y 7 cm, presentando un alto grado de redondeamiento.

El espesor está comprendido entre 1 y 4 m. Aunque predominan los tonos blanco-amarillentos, a techo pueden desarrollar suelos pardos de vega muy poco evolucionados y con abundante materia orgánica que les confiere tonalidades más oscuras. Por su disposición con respecto al cauce actual del río Duratón se atribuyen al Pleistoceno. El nivel inferior (28) se incluye parcialmente en el Holoceno basal debido al moderado encajamiento que presenta el cauce actual con respecto a él.

1.4.1.4. *Calizas tobáceas (Travertinos) (29). Pleistoceno - Holoceno*

Poseen una reducida superficie de afloramiento, restringida exclusivamente a la margen derecha del arroyo de Fuentesoto. Aparecen como calizas tobáceas con abundantes moldes de hojas y restos vegetales, dispuestos en niveles de orden decimétrico; también incluyen pequeños niveles margosos con restos carbonosos y abundantes Gasterópodos. En conjunto, se presentan como un resalte morfológico de tonos grisáceos relacionado estrechamente con los afloramientos carbonatados de la Fm. Castrojimeno (unidad 11).

Se disponen entre +2 y +4 m sobre el cauce actual del arroyo, atribuyéndose al Pleistoceno - Holoceno basal.

1.4.2. Holoceno

1.4.2.1. *Arenas (Grandes dunas, Dunas parabólicas, Campos de Dunas y Mantos eólicos) (30, 31, 32 y 33). Holoceno*

Constituyen la mayor parte de los afloramientos del sector meridional, apoyándose indistintamente sobre cualquier término de la serie estratigráfica y adaptándose al relieve como una fina película cuyo espesor suele oscilar entre 1 y 10 m, si bien la cantera ubicada junto a la presa del

embalse de Burgomillodo, pone de manifiesto que su acumulación en zonas deprimidas puede alcanzar espesores muy superiores, próximos al medio centenar de metros. Aunque se trata del depósito más característico de la Hoja, su aparición resulta aún más espectacular en las Hojas vecinas de Navas de Oro (429) y Cantalejo (430).

Las arenas muestran una gran homogeneidad granulométrica, con más del 90% de los constituyentes con tamaños comprendidos entre 0,16 y 1,5 mm, siendo muy poco frecuentes los valores superiores a éste. Composicionalmente, también poseen una gran homogeneidad; así, dentro de la fracción ligera comprendida entre 0,25 y 0,50 mm, el constituyente fundamental es el cuarzo en sus diferentes variedades (77-80%), seguido por feldespato potásico (15-16%), junto a los que pueden aparecer plagioclasa (0,5-2%), moscovita (0-1,5%) y biotita (0-1,5%), 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%); dentro de éstos, los más abundantes son circón (20-50%), granate (5-35%), turmalina (10-25%) y andalucita (5-15%), apreciándose proporciones inferiores 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%), asociación que, en cualquier caso, sugiere su procedencia a partir de un área fundamentalmente metamórfica.

En su seno se ha reconocido estratificación cruzada planar y en surco, climbing ripples, deformación hidroplástica, escape de fluidos, bioturbación por raíces y restos vegetales. Pese a su homogeneidad textural y composicional, estos depósitos arenosos silíceos de tonos claros se han separado en cuatro conjuntos, atendiendo fundamentalmente a su morfología: mantos eólicos (unidad 33), campos de dunas (unidad 32), dunas parabólicas (unidad 31) y grandes dunas (unidad 30).

Los mantos eólicos (unidad 33) aparecen como arenales informes de espesor cercano al metro de espesor, con una moderada representación, encontrándose sus principales acumulaciones en las proximidades de Navalilla y al oeste de Hontalbilla. En ocasiones se encuentran incididos por los cauces actuales, pudiendo tratarse de antiguos campos de dunas degradados que han perdido su morfología externa, aunque también existen casos en los que el depósito arenoso cubre parcialmente los cauces fluviales.

Los campos de dunas (unidad 32) poseen una mayor extensión, apareciendo fundamentalmente entre Hontalbilla y Burgomillodo, pudiendo destacarse como punto de observación la espectacular cantera ubicada en esta localidad. Generalmente, se trata de dunas parabólicas con brazos subparalelos alargados, en algunos casos coalescentes a modo de arcos solapados. Aunque con frecuencia pueden observarse sus formas, no es extraño que sus crestas estén arrasadas por procesos de deflación o que aparezcan formas secundarias de erosión eólica. Su orientación general sugiere una génesis relacionada con vientos procedentes del suroeste.

Por lo que respecta a las dunas parabólicas (unidad 31), se han diferenciado de las anteriores por su singular aspecto en la fotografía aérea, pareciendo superponerse a los restantes depósitos arenosos. Aparecen en una banda de dirección ENE-OSO situada al sur de Torrecilla del Pinar, así como al S de Frumales, en este caso en una banda de mayores dimensiones que se prolonga por las vecinas Hojas de Cuéllar (401) y Navas de Oro (429). Poseen un alto grado de conservación; individualmente, las dunas muestran una clara asimetría, con el brazo meridional más corto y la nariz, de 100 a 200 m de longitud, alargada en la dirección del viento efectivo.

Dentro del afloramiento de Frumales, se han individualizado dunas parabólicas de notable desarrollo (unidad 30) de formas parabólicas y longitudinales; en ellas, a la típica colonización por parte de extensos pinares, se une la de vegetación rasa, con pequeños arbustos. Sus crestas alcanzan alturas de 20 a 25 m con respecto a los surcos interdunares, lo que les confiere una gran espectacularidad, con formación de lagunillas en las zonas interdunares.

Su edad resulta relativamente imprecisa debido a sus diversas relaciones con los restantes depósitos cuaternarios, aunque éstas sugieren fundamentalmente su pertenencia al Holoceno, sin que se descarte la inclusión en el Pleistoceno de las formas más antiguas. No obstante, a grandes rasgos puede establecerse una cronología relativa en la que parte de los mantos eólicos constituirían los depósitos más antiguos, profundamente trastocados; tras ellos, se depositarían los campos de dunas, mejor conservados, y posteriormente, los cordones de dunas parabólicas con sus grandes dunas, que parecen superponerse a los anteriores. No obstante, la actividad relacionada con los mantos eólicos se prolonga hasta la actualidad.

1.4.2.2. *Gravas, arenas y arcillas (Conos de deyección y abanicos) (34). Holoceno*

Se generan en la salida de arroyos y barrancos hacia valles de rango superior. Tienen forma triangular y perfil convexo. Poseen una importante representación a lo largo del valle del río Duratón, así como al norte de Fuente el Olmo de Fuentidueña, donde se reconocen las formas de mayores dimensiones. Con frecuencia, la proximidad entre varios de ellos da lugar a formas coalescentes.

Su composición es variada, dependiendo del área de procedencia, si bien se aprecia un predominio de los componentes calcáreos y cuarcíticos, con una elevada proporción arenosa en una buena parte de los casos. Por su relación con la red fluvial se asignan al Holoceno.

1.4.2.3. *Arcillas, arenas y gravas (Coluviones) (35). Holoceno*

Son escasos, apareciendo en las vertientes de los principales valles. Su composición está estrechamente ligada con la del área madre, siendo frecuentes los constituyentes cuarcíticos y arenosos; en los valles encajados en el páramo mioceno predominan los constituyentes calcáreos englobados en una matriz marga-arcillosa. Pueden aparecer relacionados lateralmente con conos de deyección, atribuyéndose al Holoceno.

1.4.2.4. *Limos y arcillas (Fondos endorreicos) (36). Holoceno*

Al igual que las arenas eólicas, se trata de depósitos muy característicos en la Hoja, relacionados con las numerosas lagunillas y depresiones distribuidas principalmente por el sector meridional, cuyo origen está ligado a zonas de drenaje deficiente.

Aunque sus depósitos son fundamentalmente de naturaleza arcillosa y limosa, pudiendo superar 1 m de espesor, en ocasiones la alta proporción de materia orgánica hace que puedan considerarse como auténticas turberas. Aunque la formación de las lagunas de mayores dimensiones parece relacionarse con la intersección del nivel freático con la superficie del surco interdunar, la cartografía geológica pone de manifiesto que la obstrucción de los cauces fluviales por arenas eólicas provoca el aislamiento de pequeñas porciones del cauce; por otra parte, no debe olvidarse la subsidencia que acompaña generalmente a los procesos de acumulación de turba.

Con respecto a su edad, su estrecha relación con algunos depósitos cuaternarios recientes sugiere su pertenencia al Holoceno.

1.4.2.5. *Gravas, arenas y limos (Fondos de valle) (37). Holoceno*

De entre todos los fondos de valle de la Hoja, el más destacado es, sin duda alguna, el del río Duratón, que la atraviesa de SE a NO por su mitad oriental; por su representación superficial pueden destacarse también los arroyos del Prado de Perosilloso, de las Redondas y de la Hoz. Aunque menos extensos, son muy característicos de la mitad meridional los depósitos relacionados con valles ciegos.

El cauce del río Duratón varía entre sinuoso y meandriforme, en general con una típica forma de artesa, con una anchura que llega a alcanzar 1 km y laderas muy verticalizadas.

Entre los arroyos son frecuentes los de configuración rectilínea y anchura de orden decamétrico, excepto en el sector meridional, donde los cursos se encuentran poco definidos, con un encajamiento mínimo, dando lugar a numerosos valles ciegos, en los que se generan algunas lagunillas como consecuencia del deficiente drenaje.

Composicionalmente, estos depósitos incluyen arenas cuarzo-feldespáticas y gravas de composición ígnea y metamórfica, con una menor proporción de limos y arcillas; su espesor oscila entre 1 y 4 m. Pertenecen al grupo de sedimentos más recientes de la Hoja, asignándose al Holoceno.

2. TECTONICA

En la presente Hoja se reconocen los efectos de las orogenias hercínica y alpina, siendo la última la responsable de la geometría actual del Sistema Central en forma de estructura levantada o uplift cabalgante sobre las cuencas terciarias limítrofes. La Hoja de Olombrada se localiza en el margen septentrional de dicha estructura, en una zona donde ésta se encuentra semiculta por los depósitos neógenos de la Depresión del Duero, que aíslan algunos macizos de materiales paleozoicos y mesozoicos del resto del Sistema Central, como los de Santa María la Real de Nieva y Honrubia - Pradales (Fig. 2.1).

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. En todo el Sistema Central, 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 por la disposición discordante de los materiales cámbricos sobre su infrayacente precámbrico (MACAYA et al., 1991; 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 facilidad en dicho macizo, así como en el dominio Oriental del Sistema Central; en este caso también se reconoce una importante actividad magmática próxima al tránsito Cámbrico-Ordovícico (VIALETTE et al., 1986) que tiende a relacionarse con los movimientos sárdicos.

2.1. LA OROGENIA HERCINICA

En el Sistema Central se reconocen tres fases principales de deformación hercínica y una o dos de plegamiento laxo, atribuidas a un régimen compresivo, a las que sigue una etapa extensional que da paso a la fracturación tardihercínica, también en régimen extensional y de desgarre.

Las tres primeras fases sólo afectan a los materiales metamórficos orto y paraderivados de la región, no existiendo registro de las fases de plegamiento laxo ni en el macizo de Santa María, ni en el de Honrubia - Pradales, aunque sí se citan en zonas próximas (Hoja de Turégano, 457). Según CASQUET et al. (1988), el emplazamiento de los granitoides del Sistema Central estaría controlado en parte por la fase extensional finihercínica subsecuente a la compresión, hipótesis que ha sido también propuesta por BERGAMIN et al. (1988) para explicar el emplazamiento de algunos granitoides deformados aflorantes al sur del macizo de Santa María (Hoja de Nava de la Asunción, 456) inmediatamente después del cual se produciría la fracturación tardihercínica.

2.1.1. Primera y segunda fases de deformación hercínicas (F_1 y F_2)

A escala regional se ha comprobado que la primera fase hercínica (F_1) responde a un acortamiento por buckling dentro de un proceso de cizallamiento cortical a gran escala que produce un fuerte plegamiento vergente al este y una esquistosidad asociada muy penetrativa (MACAYA et al., 1991). Sin embargo, en el macizo de Santa María esta vergencia es hacia el OSO por efecto de la tercera fase, que produce a escala regional pliegues retrovergentes de gran envergadura. En la Hoja de Nava de la Asunción (456) se considera que la estructura de este macizo forma parte del flanco inverso de un gran pliegue de primera fase vergente al E, que habría sido girado y vuelto a su posición normal por el efecto de la tercera fase de deformación hercínica.

Los pliegues mayores de primera fase se pueden observar en los materiales ordovícicos que afloran en la Hoja mencionada, con orientaciones N-S e inmersiones de sus ejes entre 5° y 20° al N; se describen como pliegues cilíndricos, asimétricos, con un ángulo entre flancos de 60° a 90° (IT-GE, 1991). En el Complejo Esquisto-grauváquico infrayacente, los pliegues de F_1 son más apretados y también presentan vergencias aparentes hacia el OSO aunque con una notable dispersión en la orientación de sus ejes que se ha explicado por la existencia de una fase de plegamiento preordovícica (sárdica) que no produciría esquistosidad y sería la responsable de la discordancia entre el Ordovícico y dicho complejo (ALVAREZ, 1982; MACAYA et al., 1991).

La primera fase de deformación produce una esquistosidad S_1 muy penetrativa que es plano axial de los pliegues descritos y que en todo el macizo de Santa María la Real de Nieva constituye la fábrica principal a escala de afloramiento. Sus directrices son variables debido al efecto de las deformaciones posteriores, aunque se puede decir que tienen una dirección media de $N80^\circ$ a $N150^\circ$ con buzamientos entre 20° y 30° al norte. Localmente, esta S_1 puede estar obliterada por la S_2 e incluso la S_3 . Además, en los ortoneises y metapelitas de grado metamórfico medio-alto, generalmente se encuentra una sola fábrica que podría corresponder a la S_1 o a un aplastamiento de la S_1 durante la segunda fase (S_1+S_2).

En el macizo de Honrubia - Pradales se describe una S_1 , también muy penetrativa, con dirección NO-SE y buzamientos netos ($60-70^\circ$) al NE que, según GONZALEZ CASADO (1987), serían aparentes (originalmente hacia el SO) como consecuencia de las deformaciones posteriores de F_3 .

Esta fábrica es plano axial de un microplegamiento isoclinal con dirección axial NO-SE cuya vergencia según el mismo autor, es siempre hacia el NE o E, una vez estimado el efecto de las fases posteriores.

La segunda fase hercínica (F_2) es simultánea y prolongación de la anterior, consecuencia del mismo proceso de cizallamiento cortical, que en este caso se produce de forma heterogénea, concentrándose en bandas de cizalla asociadas a cabalgamientos dúctiles donde la deformación es muy intensa. En estas bandas se desarrolla una esquistosidad S_2 muy penetrativa que frecuentemente traspone a la S_1 , haciéndola desaparecer completamente a escala de afloramiento, quedando de forma relictas en algunos fenocristales. En el macizo de Santa María se han descrito fábricas S_2 en los esquistos metapelíticos del Complejo Esquisto-grauváquico al E de la falla de Carbonero el Mayor, así como en los ortoneises y metapelitas de grado medio-alto del sector meridional (Hoja de Nava de la Asunción). En los primeros, la S_2 es una esquistosidad de crenulación muy penetrativa con bandeado tectónico asociado y en ocasiones con desarrollo de una esquistosidad principal de carácter milonítico; en los segundos, la S_2 parece la fábrica principal, con un marcado carácter milonítico, aunque como se ha mencionado anteriormente no se descarta que se trate de la S_1 reaplastada durante la segunda fase (S_1+S_2).

En el macizo de Honrubia - Predales la F_2 se asocia al funcionamiento de la zona de cizalla de Berzosa que según GONZALEZ CASADO (1987) se correspondería con uno de los cabalgamientos dúctiles intracorticales mencionados, de gran magnitud, que pondría en contacto un dominio occidental formado por rocas más antiguas y de grado metamórfico más alto, sobre un dominio oriental formado por rocas más modernas y de grado metamórfico más bajo. Esta deformación produciría esencialmente una fábrica S_2 milonítica, con buzamiento aparente hacia el E (originalmente hacia el O) como consecuencia de la deformación F_3 . Posteriormente MACAYA et al. (1991) han interpretado la zona de cizalla citada (aunque sin hacer mención al macizo de Honrubia - Pradales) como una banda subhorizontal de deformación dúctil F_2 localizada en la base de un gran pliegue tumbado de F_1 , cuya zona frontal aparecería en el sector de Hiendelaencina. El buzamiento actual hacia el E de esta zona de cizalla sería producto de la F_3 retrovergente. Estos autores restringen el término "falla de Berzosa" a una estructura post F_3 , de tipo frágil y con componente normal - dextral, cuya traza discurriría, aproximadamente, por la zona central de la banda de cizalla considerada por GONZALEZ CASADO (1987).

En este contexto, las observaciones realizadas en los reducidos afloramientos de materiales metamórficos de la presente Hoja y sus inmediaciones, son los siguientes :

- Cantera al sur de Hontabilla . Se encuentra situada en la Hoja de Cantalejo, pero las observaciones realizadas en ella se pueden extrapolar al afloramiento metamórfico situado al SO de la Hoja de Olombrada. Afectando a una alternancia de esquistos y metaareniscas se reconoce una única esquistosidad (S_p) cuya orientación media es N 140°/50°SO, que debe corresponder a la S_1 regional. A simple vista la esquistosidad está formada por una alternancia de niveles cuarzo-feldespáticos claros y minerales micáceos, sin que se observe una lineación mineral bien definida. Al microscopio se reconoce la asociación sin S_p , $Q+Pl+Bi\pm Si\pm Cd$, a la que se superpone una fuerte alteración retrógrada por hidratación, que produce cloritización de biotita y sericitización de feldespatos, así como blastesis de mica blanca; esta alteración retrógrada no se ve relacionada con ninguna fábrica concreta.

- Alrededores del Embalse de las Vencías, correspondiente a las estribaciones occidentales del macizo de Honrubia - Pradales. En esta zona aflora un conjunto metasedimentario formado por esquistos micáceos, cuarzoesquistos, metaareniscas, cuarcitas y neises cuarzo feldespáticos, en el que se intercalan neises glandulares que son más frecuentes en la parte alta de la serie y, sobre todo, en la parte media, donde forman un tramo de aspecto masivo de unos 50 m de potencia. El metamorfismo es de grado medio a alto correspondiente a la zona de la sillimanita, con formación de feldespato potásico y desaparición parcial de moscovita.

Todo el conjunto está afectado por una esquistosidad principal (Sp), de carácter milonítico que generalmente está definida por fábricas de tipo SC (BERTHE et al., 1979) en la que bandas formadas por micas y sillimanita rodean porfidoblastos elongados de feldespato y granate. En los ortoneises la matriz es minoritaria y los porfidoblastos, variablemente elongados son exclusivamente feldespatos. La orientación de esta Sp, que debe corresponder a la S2 regional, oscila entre N20° y N100°, con buzamientos medios a medios - altos (40-80°) hacia el SE y S. Todas las litologías se ven afectadas por una esquistosidad de crenulación extensional (ECC de PLATT y VISERS, 1980) que se superpone parcialmente a la esquistosidad principal. Sobre ésta, se ha desarrollado una lineación mineral (Lm) que en los metasedimentos está determinada por la orientación de micas y sillimanita y por la elongación de agregados de cuarzo en forma de rods; en los ortoneises la Lm está definida por la elongación de las glándulas de feldespato, que cuando es muy intensa confiere a la roca una textura de tipo LS. Los valores de la lineación mineral oscilan entre 20-40° de inmersión hacia el SSE, S o SSO. Localmente, se han formado fábricas ultramiloníticas. Los criterios cinemáticos, como son las relaciones geométricas de los planos S y C, y de los “shear bands”, las formas δ y σ de los porfidoblastos, la asimetría de los “mica fish” y la vergencia de pequeños pliegues isoclinales con flancos inversos estirados y desenraizados, muestran sentidos de movimiento tanto sinestrales como dextrales.

Al microscopio se confirman estas fábricas, observándose los siguientes asociaciones sin Sp : en los metasedimentos, Q + Pl + Bi + Si + FK (+ cordierita) en los que el granate, casi siempre presente, aparece como una fase pre-Sp; en los ortoneises, con una asociación pre-Sp del tipo Q + Pl + FK + Bi + Gr + Ac, se forma durante la Sp la asociación Q + Pl + Bi + Si, recrystalizando también feldespato potásico. En estadios avanzados del desarrollo de la Sp se forma, a expensas del Gr, Cd + Si y desde la Bi + Si, FK + Cd + Si, paralelamente a la Sp. En relación con la fábrica de crenulación extensional (ECC de PLATT y VISERS, 1980) que es subparalela y tardía respecto a Sp, se producen asociaciones retrógradas del tipo Q + Mo + Cl + Ab + Se + Pi + Il, cuya presencia sugiere que al menos los últimos estadios de la deformación principal (F2) se desarrollaron en un régimen descompresivo y por tanto extensional, hecho este que contrasta con la asignación de estas fábricas exclusivamente a zonas de cizalla de origen compresivo. A este respecto hay que decir que en las Hojas de Rianza (432) y Tamajón (459) realizadas simultáneamente con la presente, se ha reconocido una gran cizalla extensional, que coincide aproximadamente con la clásica zona de cizalla de Berzosa (GONZALEZ CASADO, 1987) y que se interpreta en relación con colapsos generalizados que acomodan el engrosamiento cortical producido durante la compresión.

2.1.2. Tercera fase de deformación hercínica (F₃)

La tercera fase de deformación dio lugar a un episodio de plegamiento retrovergente generalizado y produjo una deformación intensa y penetrativa en amplios sectores del Sistema Central (MACAYA et al., 1991). Localmente también produjo la inversión de estructuras preexistentes tal

y como ha ocurrido en el macizo de Santa María la Real, donde, como se ha mencionado en el apartado anterior, la vergencia actual de los pliegues de F_1 hacia el OSO se explica por el efecto de esta fase, ya que su vergencia original sería hacia el E. En este macizo las estructuras de F_3 corresponden a pliegues de dirección NNO-SSE vergentes al OSO y a una esquistosidad de crenulación cuya distribución regional es heterogénea.

En el macizo de Zarzuela del Pinar se ha medido una esquistosidad de crenulación con una dirección entre $N100^\circ$ y $N120^\circ$ y buzamientos de 60° - 70° al norte, que se podría interpretar como correspondiente a esta fase, aunque tales medidas difieren de las descritas en el seno del macizo de Santa María la Real. En el entorno del Embalse de las Vencías no se han encontrado estructuras relacionadas con esta Fase.

2.1.3. Plegamientos hercínicos tardíos

En el Sistema Central se suelen citar fases tardías, todavía dentro del régimen compresivo, que producen pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud. A una supuesta cuarta fase de deformación (F_4) se atribuyen pliegues de dirección aproximada N-S, plano axial subvertical y, ocasionalmente, una esquistosidad de crenulación grosera. La quinta fase (F_5) genera pliegues de dirección E-O, también con planos axiales subverticales. La relación de temporalidad es dudosa, no descartándose una cierta simultaneidad entre ambas o incluso un orden inverso al aquí descrito. Cuando las macroestructuras de una y otra coexisten localmente, se puede producir un modelo de interferencia en domos y cubetas.

En la Hoja de Olombrada no se han observado estructuras asimilables a estas fases de plegamiento tardío, aunque no se descarta que la esquistosidad de crenulación de dirección $N100^\circ$ a $N120^\circ$, que se ha asimilado a la S_3 en el apartado anterior, en realidad se trate de una estructura de F_5 a tenor de su buzamiento subvertical.

2.1.4. Deformaciones finihercínicas

En las zonas de más alto grado metamórfico del Sistema Central se han descrito estructuras nebulíticas (estictolitas en sentido estricto o croiciditas de WAARD, 1950) cuya geometría interna 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) estaría controlado por esta etapa extensional.

En la Hoja de Nava de la Asunción (456) se ha descrito la falla de Santa María la Real de Nieva como un accidente dúctil, de componente normal, atribuible a esta etapa extensional. Con una dirección aproximada E-O y buzamiento al norte, divide el macizo del mismo nombre en dos partes: la meridional, caracterizada por un metamorfismo de alto grado y presencia de gran cantidad de rocas graníticas, y la septentrional de grado metamórfico medio-bajo, constituida casi exclusivamente por rocas metamórficas. Estudios geofísicos llevados a cabo en la región (BERGAMIN et al., 1988) han demostrado que esta falla pierde buzamiento en profundidad considerándose como un detachment extensional cuya dirección de movimiento es aproximadamente N-S.

Los mismos autores han propuesto que los leucogranitos foliados asociados a esta estructura han podido intruir en relación con su funcionamiento, que además provocaría el metamorfismo de contacto observado en su labio norte. Ya sea como prolongación o bien relacionada con este accidente, la falla de Carbonero el Mayor, de carácter semidúctil-frágil, se atribuye también a esta etapa extensional; con un salto normal, pero con una cierta componente sinistral que hunde el bloque superior hacia el OSO, produce un salto metamórfico importante en los metasedimentos.

En la Hoja de Olombrada, no se han detectado estructuras atribuidas a la etapa extensional finihercínica que pudieran estar relacionadas con los dos accidentes mencionados, aunque es de suponer que sí existan y estén ocultos bajo los depósitos terciarios.

A continuación y hasta cierto punto condicionada por la etapa anterior, se produce una intensa fracturación que desde hace tiempo se ha denominado fracturación tardihercínica (PARGA PONDAL, 1969), en la que CAPOTE et al. (1987) reconocen dos etapas. La primera, denominada etapa Malagón, se caracteriza por el emplazamiento de diques de pórfidos graníticos (muy abundantes en todo el Sistema Central, pero ausentes en la Hoja de Olombrada) con direcciones predominantes E-O, aunque también son frecuentes las direcciones comprendidas entre N90° y N140° e incluso N160°. Estas direcciones indican una extensión uniaxial según un eje N-S a NE-SO. En los estadios finales de esta etapa, todavía bajo un régimen de deformación de tipo dúctil, se producirían algunos desgarres que afectan a los diques de pórfidos graníticos.

La segunda etapa de fracturación tardihercínica (o fracturación tardihercínica en sentido estricto), ha sido denominada etapa Hiendelaencina y se produjo en un régimen deformacional de tipo frágil durante el cual se generaron fundamentalmente deslizamientos y fallas normales con movimiento en dirección, que se agrupan según las directrices principales (N10-30° y N 70-90°); también se producirían extensiones radiales que favorecerían el máximo emplazamiento de diques de cuarzo y el desarrollo de procesos hidrotermales. Para esta etapa, que tampoco está representada en la Hoja de Olombrada, CAPOTE et al. (1986) estiman una dirección de acortamiento horizontal constante entre N35° y N55°.

2.2. LA OROGENIA ALPINA

La ausencia o la escasa representación de depósitos correspondientes al periodo comprendido entre el Pérmico y el Cretácico inferior impide evaluar el grado de incidencia que en la Hoja tuvieron determinados eventos tectónicos del ciclo alpino: estructuración de cuencas pérmicas, rifting triásico y finijurásico. Estos eventos, sin embargo, sí tienen un buen registro en áreas próximas: al SE, en el estronque del Sistema Central con la Cordillera Ibérica, y al E, en la Sierra de Honrubia - Pradales.

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: N110-120° y N20-30°.

A tenor de la homogeneidad de las facies Garumniense a ambos lados del Sistema Central es de suponer que el levantamiento de éste comenzara ya entrado el Paleógeno (finales del Eoceno, según PORTERO y OLIVE, 1983 y PORTERO y AZNAR, 1984) y continuara durante el Oligoceno y Mioceno inferior, condicionando la individualización definitiva de la Fosa del Tajo.

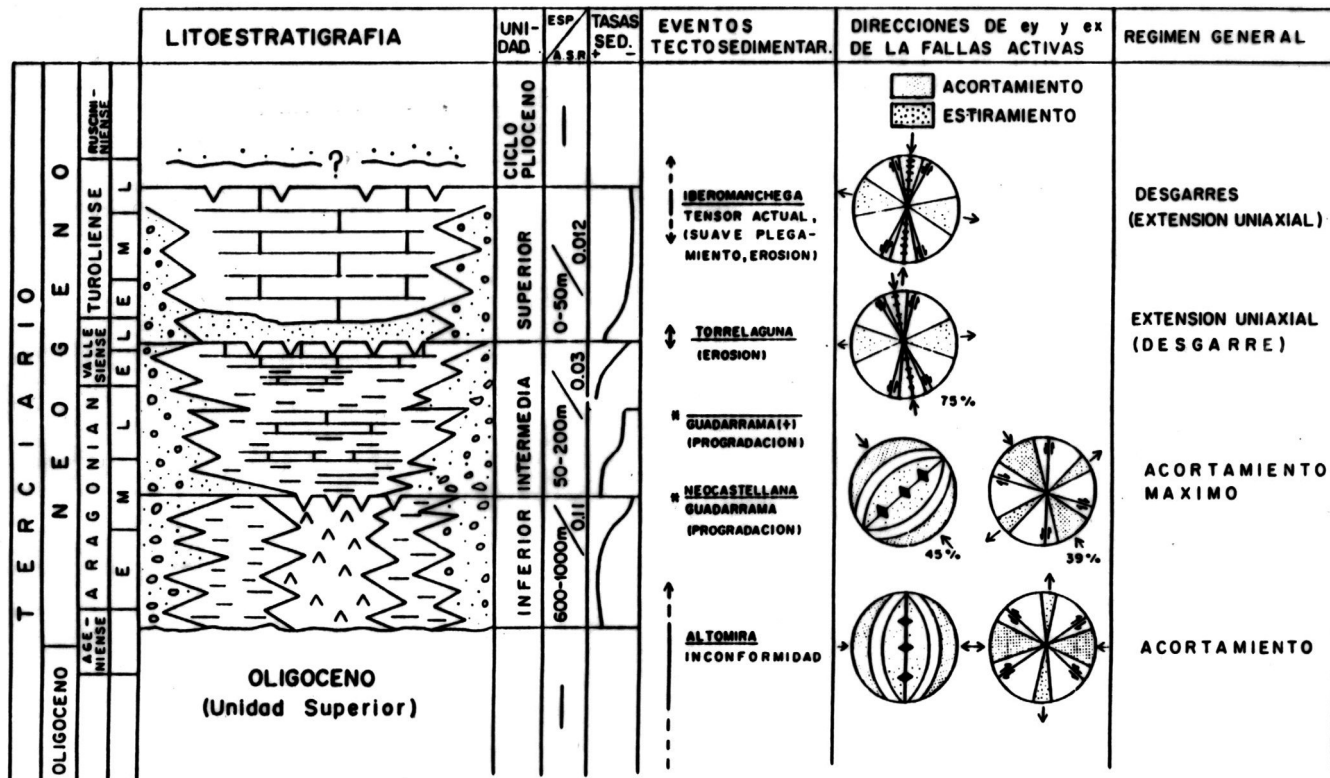


Figura 2.2 Cuadro de correlación entre unidades tectosedimentarias y campos de esfuerzo en la Cuenca de Madrid durante el Neogeno. (Según Calvo et al. 1991).

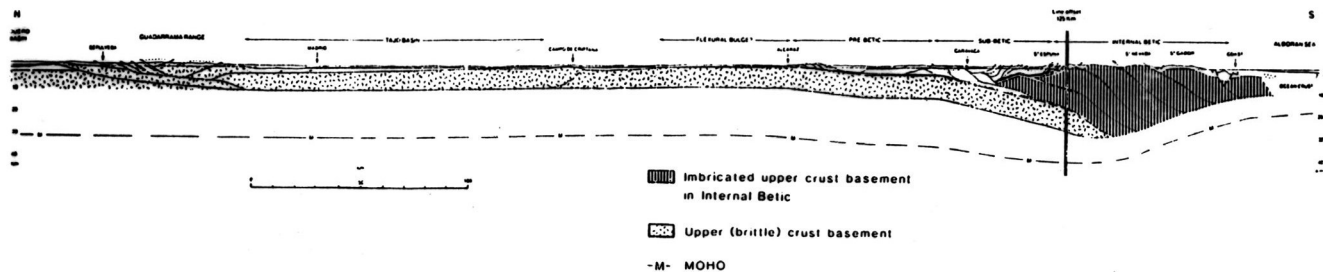


Figura 2.3 Transversal de la estructura alpina del Sistema Central y Cordilleras Béticas según Banks y Warburton 1991.

Es durante el Aragoniense (etapa Guadarrama de CALVO et al., 1991) cuando se produce la configuración prácticamente definitiva del Sistema Central (Fig. 2.2) en forma de “estructura levantada” o uplift cabalgante sobre las cuencas limítrofes, estructura que se ha explicado recientemente como un mega pop-up (BUTLER, 1982) intracratónico emergente por encima de una superficie intracrustal de despegue, situada a unos 8 km de profundidad (Fig. 2.3) 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. Las estructuras compresivas principales corresponden a cabalgamientos de dirección N45° a N80°, cuyo movimiento diferencial está regulado por fallas de transferencia con direcciones N130° (desgarres dextrales) y N20° (desgarres sinestrales). Estos cabalgamientos enraizarían en una superficie intracrustal de despegue que con un perfil escalonado, estaría localizada a unos 9 km de profundidad en el sector septentrional de la cadena y a unos 16 km en el sector meridional. Los pliegues que dibuja la cobertura mesozoica y en su ausencia, el techo del basamento, se interpretan como “pliegues de propagación” (fault propagation folds de SUPPE, 1985, o JAMISON, 1987) ya que se producen en el frente de una falla inversa o cabalgamiento como consecuencia de la propagación de ésta. 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 a medio ángulo y un cabalgamiento frontal con menor salto que en la vertiente meridional, donde existen menos cabalgamientos, pero con mayor ángulo de buzamiento, que permiten una imbricación rápida sobre la Fosa 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, son frecuentes, especialmente en este último, los retrocabalgamientos que permiten la individualización de bloques levantados o pequeños pop up. Uno de estos bloques es el de Santa María la Real de Nieva, en cuyo borde meridional se observa una orla de materiales cretácicos que presentan fuertes buzamientos e incluso, como ocurre en la Hoja contigua de Cantalejo, llegan a estar invertidos. Esta disposición permite interpretar este borde como el flanco inverso o verticalizado de un anticlinal vergente al SE, que muy probablemente refleja el funcionamiento de un cabalgamiento de alto ángulo con desplazamiento en esta misma dirección. De hecho, en la Hoja de Nava de la Asunción (456) se han cartografiado cabalgamientos de estas características en las inmediaciones de Carbonero el Mayor. Sobre la naturaleza del margen NO de este macizopoco se puede decir al estar oculto bajo los depósitos aragonienses y cuaternarios, pero es de suponer que el límite septentrional del macizocoincida con un cabalgamiento vergente al NO que sería muy probablemente el que resuelva la traslación de éste sobre la Depresión del Duero (cabalgamiento frontal).

El macizo de Honrubia - Pradales es la prolongación hacia el norte del macizo de Sepúlveda, con el que forma un conjunto cartográfico que queda aislado del resto del Sistema Central por un corredor de materiales terciarios. En el sector más meridional de este conjunto (el correspondiente al ma-

cizo de Sepúlveda), se distinguen al menos tres escamas separadas por cabalgamientos de trazas curvadas, indicativas de superficies relativamente tendidas hacia el SE, en las que, salvo casos excepcionales como 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, subverticales o invertidos, y los meridionales, muy tendidos, indicando una clara vergencia al norte. Estas geometrías son propias de “pliegues de propagación de falla”, formados por encima y simultáneamente al desarrollo de los cabalgamientos.

El más septentrional de estos cabalgamientos y sus estructuras anticlinales y sinclinales asociadas (dos anticlinales y un sinclinal en el bloque de techo y un anticlinal y un sinclinal en el bloque de muro) afloran en la esquina SE de la Hoja. Al norte se desarrolla una única escama principal que en su totalidad corresponde al macizo de Honrubia - Pradales; su sector más occidental, representado en la Hoja de Olombrada, es aproximadamente monoclinal, con buzamientos suaves al S y SO, sólo localmente alterada por pequeños anticlinales y sinclinales que posiblemente acomoden la presencia de algún cabalgamiento ciego en el basamento. En las inmediaciones de Fuentidueña se observa un aumento de la deformación con el desarrollo de una estructura anticlinal relativamente laxa, a favor de la cual afloran los materiales preordovícicos y que bien se pudiera interpretar como el anticlinal de bloque de techo del cabalgamiento frontal del macizo, oculto bajo los depósitos terciarios postectónicos de la Depresión del Duero.

Respecto a la edad de los movimientos alpinos, existe una mayor imprecisión en el margen septentrional del Sistema Central que en el meridional, dada la mala correlación que todavía existe entre buena parte de los depósitos terciarios de ambos márgenes y a su vez, entre los del margen septentrional y los del resto de la Depresión del Duero. En el primero, los depósitos aragoneses no se ven involucrados en la deformación con la misma intensidad que en el segundo, siendo aparentemente los depósitos del Mioceno inferior, sin mayores precisiones, los últimos afectados por ésta. Este hecho se podría explicar por una heterocronía de la deformación en uno y otro margen del Sistema Central, o bien por una imprecisión en la datación de las series terciarias del margen septentrional.

Después de algunas reactivaciones compresivas tardías y locales, a finales del Terciario se instala un régimen distensivo como consecuencia de una extensión uniaxial aproximadamente transversal al eje del Sistema Central (DE VICENTE, 1991, 1992, 1994) que produce, en ambos márgenes, un sistema de fallas subparalelo al mencionado eje, con disposición en graderío y movimiento normal hacia las respectivas cuencas. En relación con esta etapa distensiva tendría lugar el depósito de abanicos aluviales cuyas facies apicales, están afectadas y controladas en parte por estas fallas; en tanto que las distales enrasan con las series carbonatadas lacustres del Mioceno medio - superior. Posiblemente la última de las reactivaciones de este sistema de fallas se correlacionaría con el depósito de los niveles de “raña” a ambos lados del Sistema Central.

3. GEOMORFOLOGIA

3.1. SITUACION GEOGRAFICA

Desde el punto de vista morfoestructural se reconocen en la Hoja de Olombrada dos grandes dominios : el macizo de Honrubia - Pradales y la Depresión del Duero. Dentro de este último dominio se pueden reconocer tres grandes unidades morfológicas, ya señaladas por HERNANDEZ PACHECO (1915) para gran parte de la Depresión del Duero: El Páramo, Las Cuestas y La Campiña.

Gran parte de la Hoja se incluye en este primer dominio del Páramo, que se caracteriza por un paisaje extremadamente llano y monótono, que en algunos sectores da lugar a amplias mesas. Se encuentra entre las cotas de 1.000 m al este y 900 aproximadamente al oeste debido al basculamiento sufrido hacia occidente. Esta amplia superficie se encuentra interrumpida por una serie de valles, bastante rectilíneos, resultado de la erosión fluvial.

La segunda unidad la constituyen las Cuestas, que son las laderas o zonas de enlace entre el Páramo y la Campiña. Aunque en otros sectores de la Depresión esta unidad puede alcanzar fuertes pendientes, aquí se presenta más suavizada y escalonada por medio de resaltes y replanos estructurales. Se desarrolla entre los 1.000 y los 800 m.

La tercera unidad es la Campiña, conocida en este sector como Tierra de Pinares. Ocupa el tercio meridional de la Hoja y también se distingue por su gran monotonía y su espesa cobertera vegetal, así como por presentar una total ausencia de relieves, lo que ha contribuido a la formación de numerosas lagunas de pequeño tamaño. Dentro de esta unidad se localizan las estribaciones nororientales del macizo de Zarzuela del Pinar, dando lugar a una suave elevación que rompe la monotonía del paisaje.

Por lo que se refiere al macizo de Honrubia - Pradales, localizado al este de la Hoja, alberga las principales alturas, destacando los vértices de Santa Lucía (1.172 m), Pedernillas (1.153 m) y Altos Negros (1.150 m). Este sector presenta un relieve algo accidentado con grandes desniveles producidos por la acusada incisión fluvial del conjunto de arroyos que vierten sus aguas al río Duratón. En el borde noroccidental de este macizo, destaca el piedemonte finieógeno conocido como "raña" y que sirve de enlace entre el macizo y el Páramo.

La red de drenaje se ordena en torno al río Duratón, que discurre por la mitad oriental de la Hoja con una dirección SSE-NNO, a excepción del sector suroccidental, perteneciente a la cuenca del río Cega. Entre los afluentes del primero destacan los arroyos de las Viñas, Valgrande, Las Loberas, los Manjares y de las Redondas, entre otros muchos. De la cuenca del río Cega hay que señalar los arroyos del Prado de Perosillo, el Monte, la Cerquilla, el Arroyuelo, etc.

Climatológicamente el área se encuentra dentro del dominio Mediterráneo Templado con influencia continental. La temperatura media anual varía entre 11 y 13°C. Por lo que respecta a la precipitación media anual, se haya comprendida entre 500 y 600 mm.

3.2. ANTECEDENTES

Los trabajos de carácter geomorfológico elaborados sobre el área de la Hoja son casi inexistentes, pero por su proximidad hay que destacar la tesis doctoral de FERNANDEZ (1987) efectuada entre el Sistema Central y el macizo de Santa María la Real de Nieva.

La realización de las Hojas geológicas del Plan MAGNA de Peñafiel (374), Nava de la Asunción (456) y Turégano (457), próximas a la de Olombrada, han aportado numerosos datos de índole geomorfológica sobre la zona, al llevar como complemento un mapa dirigido a estos aspectos.

En cuanto a los depósitos cuaternarios, la mayor cantidad de literatura es la dedicada a los depósitos de origen eólico. Ya en el siglo pasado, CASIANO DEL PRADO (1854) hace mención a las

arenas móviles de la provincia de Segovia y CORTAZAR (1890) señala un espesor de 20 m, pero las considera debidas a un transporte torrencial con una inundación posterior. Trabajos posteriores son los debidos a MALLADA (1911) y HERNANDEZ PACHECO (1923), que las atribuye inequívocamente al viento. Sobre el origen de estas arenas, que procederían del Albiense y del Mioceno, también trata BRAVARD (1965).

Más recientemente, diversos autores han cartografiado y estudiado las arenas de la Cuenca del Duero, además de aportar numerosos datos sobre la composición mineralógica y las características texturales de estos sedimentos. En este sentido, destacan los trabajos de CASAS y LEGUEY (1971), CASAS et al. (1972) y ALCALA DEL OLMO (1972 y 1974). También GARCIA ABBAD y REY SALGADO (1973) cartografían depósitos eólicos, pero en este caso al sur de Valladolid, entre Tudela de Duero y el Páramo de la Parrilla.

Por otra parte, PEREZ GONZALEZ (1982) en su tesis doctoral sobre el Corredor Manchego, donde también las arenas eólicas alcanzan importantes extensiones, hace una división sobre los principales arenales de la península, dedicando especial atención al sector del Duero.

Por último, la realización de las numerosas Hojas de la Cuenca del Duero para el Plan MAGNA, así como el Mapa del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000 permite conocer más detalladamente las características y los límites de estos sedimentos eólicos del interior de la península.

3.3. ANALISIS MORFOLOGICO

El estudio geomorfológico de una zona determinada, debe hacerse atendiendo a dos aspectos fundamentales, uno referido a la naturaleza del sustrato y su disposición, y otro, relativo a la actuación de los procesos externos sobre dicho sustrato. El primero se refiere a la geomorfología estática o estructural y el segundo a la geomorfología dinámica.

3.3.1. Estudio morfoestructural

Desde un punto de vista morfoestructural, la Hoja de Olombrada pertenece casi en su totalidad a la Depresión del Duero, a excepción del macizo de Honrubia - Pradales y las estribaciones del macizo de Zarzuela del Pinar.

La estructura general de la región se caracteriza por la existencia de un zócalo antiguo, de edad precámbrico - paleozoica, con una cobertera mesozoica que lo reviste y que en la tectónica de compartimentación de bloques se adapta a él. Alineados de SO a NE afloran dentro de la Depresión los macizos de Santa María la Real de Nieva, Zarzuela del Pinar y Honrubia - Pradales que individualizan al SE una subcuenca denominada Corredor de Cantalejo (ITGE, 1995), limitada al sur por la Sierra de Guadarrama. Tanto el zócalo como la cobertera mesozoica afloran coincidiendo con los bloques levantados, en tanto que las zonas de bloques hundidos se encuentran ocupadas por sedimentos terciarios, con un extenso tapiz cuaternario de arenas eólicas que recubre algunas áreas.

Es claro, entonces, que la naturaleza de los materiales y su disposición, así como la tectónica, condicionan totalmente el relieve, es decir la distribución de las zonas elevadas y deprimidas.

Por lo que se refiere a las formas estructurales de detalle, destacan los escarpes y replanos estructurales, muy frecuentes en el tercio central, que corresponden a los niveles carbonatados más duros que sobresalen en las laderas del Páramo; a veces dan simples resaltes y otras, unas amplias superficies y replanos que escalonan estas vertientes. También aparecen resaltes estructurales en los valles encajados en el Páramo, si bien debido a las pendientes acusadas, no se desarrollan replanos, sino simplemente escarpes. En la margen derecha del río Duratón son los niveles conglomeráticos del Terciario los que dan lugar a una serie de plataformas estructurales, escalonadas hacia el valle principal y muy incididas por una serie de barrancos paralelos que desembocan en el Duratón y que las confieren formas linguoides.

También se han reconocido en la vertiente sur del Páramo, una serie de pequeños cerros cónicos debidos a la presencia de capas duras dentro de una litología alternante.

Conviene, para finalizar, hacer un análisis de la morfología de la red de drenaje, puesto que numerosos tramos de la misma presentan trazados muy rectilíneos, relacionados en general con las estructuras regionales. Por una parte el río Duratón tiene una dirección casi perpendicular a la dirección general de los macizos y del Corredor de Cantalejo, es decir de SE-NO a SSE-NNO. En cuanto a la red secundaria, ofrece un predominio de direcciones paralelas y sub-paralelas a los macizos, observándose además las direcciones E-O y N-S, ocupadas en general por los tramos altos o de cabecera, es decir por los tramos de la red con encajamiento más reciente (Fig. 3.1.).

Otra de las observaciones que puede hacerse a la vista del esquema de la red de drenaje es la diferente morfología que presenta de unos sectores a otros y también la diferente densidad. En el sector más oriental la red es de tipo dendrítico subtipo paralelo, con direcciones preferentes SE-NO en la mitad norte y NE-SO en la mitad sur, siendo más densa en esta última, correspondiendo ambas al drenaje que parte desde el macizo de Honrubia - Pradales hacia la cuenca. La mitad occidental ofrece un drenaje algo más desorganizado, con poca densidad, a excepción de la zona centro septentrional, que corresponde a los valles que se encajan en el Páramo con una morfología de carácter dendrítico. El resto, con un drenaje muy escaso, corresponde a los sectores más llanos como son el Páramo y la Tierra de Pinares.

3.3.2. Estudio del modelado

La actuación de los procesos externos da lugar a una gran variedad de formas, tanto de carácter erosivo como sedimentario. Entre estas últimas, las más destacadas son las eólicas, ocupando casi un tercio de la superficie de la Hoja. También son importantes las poligénicas y las fluviales; con menor representación aparecen las debidas a procesos de drenaje deficiente, kársticas y de vertientes, contribuyendo a retocar la morfología local.

3.3.2.1. Formas eólicas

Ocupan buena parte del tercio meridional, siendo los campos de dunas y las acumulaciones eólicas las formas más representativas. Tanto unas como otras causan una gran sorpresa en la realización de los trabajos de campo, tanto por la extensión que ocupan como por la potencia que en ocasiones alcanzan.

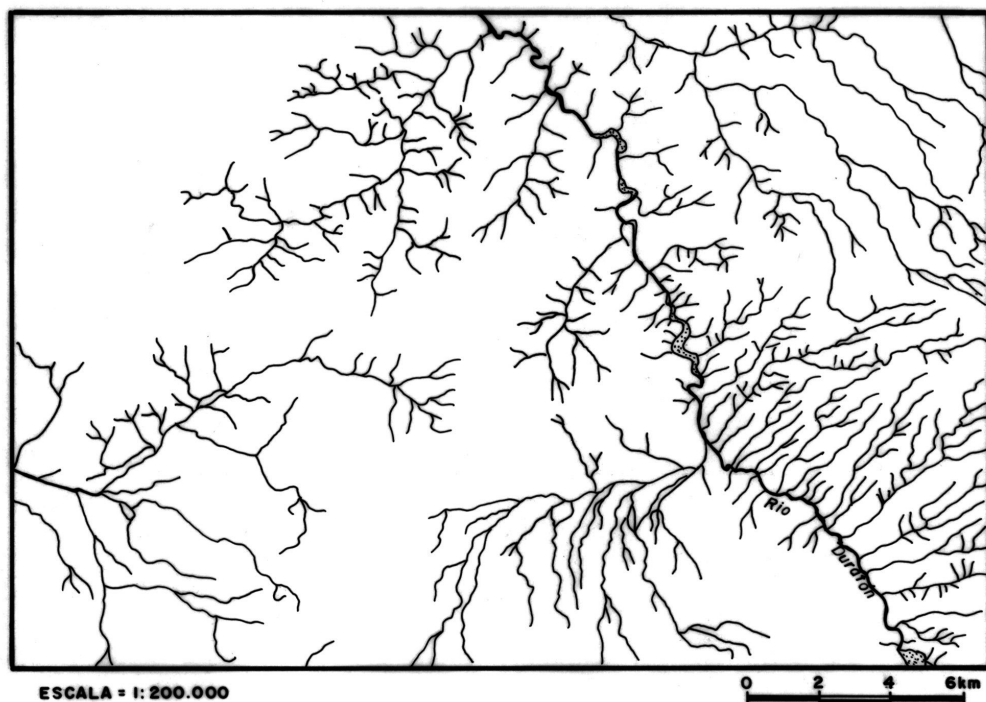


Figura 3.1. Esquema de la red de drenaje con las principales direcciones de circulación de las aguas.

Desde muy antiguo se conocen extensos mantos de arena y campos de dunas en la Meseta Norte, constituyendo los de la Depresión del Duero el complejo eólico más importante del interior peninsular. Aunque sus límites no están todavía muy definidos, ocupan centenares de km², extendiéndose desde los sectores centrales de la cuenca hasta el pie del Sistema Central.

Se han diferenciado varios tipos de acumulaciones eólicas cuyo espesor puede variar notablemente. El manto eólico consiste en un conjunto de arenas blancas silíceas que ofrecen un aspecto muy homogéneo, ocupando parte de los sectores oriental y occidental de las acumulaciones eólicas. Probablemente se trata de un antiguo campo de dunas, actualmente muy degradado, habiendo perdido la morfología externa. En ocasiones tienen una cierta relación con los valles, estando incididos por los propios cauces.

Los campos de dunas alcanzan también una gran extensión, ocupando el sector central, en los parajes de El Canalizo, La Viñuela, Bodón de la Grulla, La Raidera, etc. Se trata generalmente de dunas parabólicas con los brazos sensiblemente subparalelos, alargados y que en algunos sectores coalescen formando arcos solapados. Aunque en la mayoría de los casos pueden observarse sus formas, no es raro que sus crestas estén arrasadas, apareciendo formas secundarias de ero-

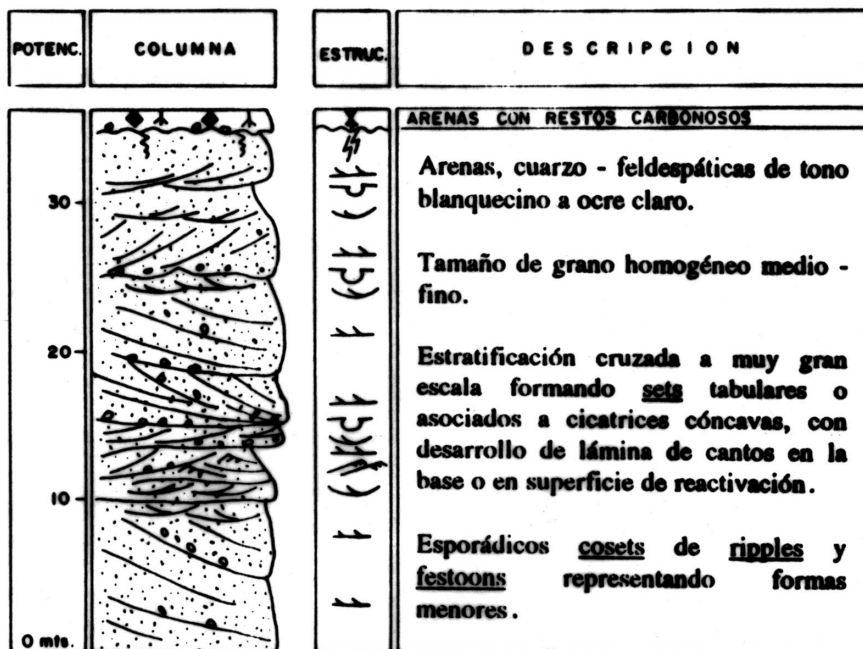


Figura 3.2. Arenas eólicas de la cantera de Burgomillodo.

sión eólica. La orientación general de estas dunas parece indicar una dirección dominante del viento procedente del SO. Su adaptación al paleorrelieve existente puede dar lugar a impresionantes acumulaciones a favor de las zonas más deprimidas, tal como se aprecia en la cantera ubicada junto a la presa de Burgomillodo (Fig. 3.2).

Hay un cordón de dunas parabólicas que se ha diferenciado del anteriormente descrito por la particular forma que ofrece y por su aparente superposición a todo lo anterior. Se localiza en el límite sur de la Hoja, continuando por la vecina Hoja de Cantalejo (430) y entre los parajes de Hontanares y Los Bodoncillos. Este cordón se caracteriza por constituir una banda de dirección SO-NE, bastante bien conservada, con menor grado de degradación que las formas circundantes. En cuanto a las formas (dunas) aisladas, son claramente asimétricas y es frecuente que la rama sur sea más corta que la rama norte. La nariz de las dunas se alarga en la dirección del viento efectivo y puede llegar a medir entre 100 y 200 m.

El campo de grandes dunas se ubica claramente en la esquina suroeste, alcanzando su máxima extensión en la vecina Hoja de Navas de Oro (429). Se trata de un conjunto de dunas parabólicas y longitudinales de gran tamaño, con diferencias de cota entre la cresta y los surcos dunares de 20-25 m, formando el relieve eólico más acusado de la región. Por otra parte hay que señalar que están colonizadas por vegetación seca de pequeños arbustos y por concentraciones de grandes pinos. Es frecuente que en la zona de los surcos interdunares se formen lagunas de pe-

queño o mediano tamaño, como puede observarse en el mapa geomorfológico. Se han señalado independientemente una serie de cordones, resultado de la unión de algunas de estas formas de gran desarrollo.

Finalmente, hay que señalar la presencia en estas formaciones de ventifactos o cantos facetados, con su típica pátina satinada por la erosión del viento y que se distribuyen de manera dispersa por toda la Hoja.

3.3.2.2. *Formas fluviales*

Dentro de este grupo, las formas sedimentarias más representativas son los depósitos de fondo de valle, destacando el aluvial del río Duratón y sus terrazas, así como los conos de deyección, junto a las que aparece una gran variedad de formas erosivas.

El valle del río Duratón es el que tiene un mayor recorrido dentro de la Hoja, mostrando un trazado sinuoso. Sus depósitos pueden variar desde 100 m hasta casi 1 km de anchura, con un perfil transversal en artesa pero con un alto grado de asimetría. El resto de los fondos de valle suelen tener tramos bastante rectilíneos en planta a excepción del sector centro meridional, donde muchos de los ríos que transcurren por los depósitos eólicos, están muy poco encajados, pudiendo dar lugar a formas más irregulares e incluso a zonas de drenaje deficiente que a veces derivan en pequeñas lagunas o en fondos endorreicos.

Este hecho podría relacionarse en principio con procesos de subsidencia, pero la realización de la cartografía geomorfológica, hace pensar en una génesis mixta en la que además de la subsidencia se produzca una obstrucción del drenaje por las arenas eólicas, que aíslan tramos de los mismos, llegando a formarse estas áreas endorreicas o semiendorreicas. Además de estos mecanismos, algunos de los encharcamientos corresponden a ascensos del nivel freático, por encima de la cota topográfica de los surcos interdunares (TEMIÑO y REBOLLO, 1994).

Otra de las formas con depósitos son los conos de deyección. Se producen a la salida de algunos arroyos y barrancos cuando afluyen a un cauce de rango superior. Tienen forma de abanico y perfil convexo y aparecen con gran prominencia a lo largo de todo el valle del Duratón y su afluente el arroyo de la Hoz, y también en el valle del arroyo del Prado de Perosillo. A veces son tan numerosos y están tan próximos que dan formas coalescentes, como en el arroyo del Prado de Perosillo y el valle del río Duratón al norte de Fuentidueña.

En cuanto a las terrazas del río Duratón, se han reconocido hasta tres niveles a +3 - 5 m, +10 - 12 m y +15 m. Se presentan en afloramientos de muy pequeño tamaño, en el tramo comprendido entre San Miguel de Bernuy y Carrascal del Río. Se trata de un conjunto de gravas de naturaleza cuarcítica, principalmente, con una matriz arenosa. Sólo aparecen en la margen derecha del valle, confirmando de nuevo la asimetría general de estos valles.

Por lo que se refiere a las formas erosivas, presentan también una gran diversidad, destacando la red de incisión sobre todo en el sector septentrional, en los valles que encajan en el Páramo y en la parte más oriental, en las proximidades de los relieves mesozoicos. El encajamiento ha dado también lugar a las conocidas hoces del Duratón, en la esquina sureste de la Hoja, aunque su máximo desarrollo lo alcanzan en las vecinas Hojas de Cantalejo (430) y Sepúlveda (431). En las

zonas de menor relieve son frecuentes los procesos de arroyada difusa y en la mitad norte del valle del Duratón se observan procesos de erosión lateral en los márgenes cóncavos de algunos meandros. Aunque los escarpes producidos no son de gran altura, siempre tienen lugar desestabilizaciones en las paredes originadas.

3.3.2.3. *Formas de ladera*

Están representadas única y exclusivamente por los coluviones. Son formas no muy frecuentes, relacionadas con los principales valles, como puede observarse en los del río Duratón y sus afluentes. Dan formas paralelas al cauce, a modo de bandas, y litológicamente ofrecen algunas variaciones, dependiendo del material constitutivo de las laderas de las que proceden. Suelen relacionarse lateralmente con los conos de deyección con los que alternan y se interceptan a lo largo de los valles. Ninguno destaca especialmente por su tamaño, potencia o significación.

3.3.2.4. *Formas lacustres*

Son muy características dentro de la mitad sur y están estrechamente relacionadas con las formaciones eólicas. No siempre llegan a tener agua, pues ello depende de las subidas y bajadas del nivel freático y por tanto de la climatología. En este grupo, se han diferenciado las lagunas propiamente dichas y las zonas endorreicas o áreas de mal drenaje. Las primeras, de menor tamaño, se localizan en parajes como La Hontanilla, La Raposa, La Lagunilla, Bocigano, Navatraviesa y Laguna del Tiemblo. Algunas ya están colmatadas y otras se encharcan temporalmente, dando lugar a la formación de turberas. Las áreas endorreicas son de mayor extensión y parecen tener una génesis común. Sus depósitos ofrecen colores oscuros con abundante materia orgánica, derivando también, la mayoría de las veces, en la formación de turberas. En cuanto a su formación, ya señalada anteriormente, es preciso insistir aquí en la participación de la subsidencia, como una de las causas de estos encharcamientos y de la acumulación de turba, así como de los ascensos del nivel freático.

3.3.2.5. *Formas kársticas*

Están exclusivamente representadas en la superficie del Páramo y la forma fundamental es la dolina. Se originan como consecuencia de la disolución de las calizas del Páramo, alcanzando en algunos sectores una gran profusión. Dadas las características geológicas y la disposición horizontal del paquete calcáreo, se reconoce este karst como un karst de llanura, donde la profundidad de las formas no excede la potencia de las calizas, dando dolinas de fondo plano. A veces estas formas se unen entre sí para dar otras, de mayores dimensiones y contornos irregulares, denominadas uvalas. Suelen presentar un escarpe bastante degradado y en su fondo, los productos residuales de la disolución, constituidos por arcillas de descalcificación.

En el cuadrante noroccidental se observa una cierta orientación de estas formas en dirección SO-NE, al igual que algunos de los cauces próximos. El hecho podría indicar una predilección de los procesos kársticos por las zonas de máxima debilidad tectónica, posiblemente pequeños accidentes de fondo que favorecieron la concentración del agua en estos sectores y los procesos de disolución. Las dolinas de mayor tamaño aparecen en los parajes de La Pedriza, Las Olmas, Mercenaria, La Palomera, etc.

3.3.2.6. *Formas poligénicas*

Son muy numerosas y diversas, habiéndose definido : la Superficie de Erosión Fundamental, la Superficie del Páramo, la Raña y una serie de glaciares de escasa representación.

La primera superficie diferenciada está desarrollada sobre los sedimentos carbonatados del Cretácico y se prolonga por las contiguas Hojas del este, sur y sureste. Se desarrolla aproximadamente entre los 1.000 y 1.150 m y aunque las calizas y dolomías mesozoicas se encuentran suavemente deformadas, puede observarse como dicha superficie de erosión secciona los diferentes estratos. Tanto por sus características, como por las cotas a las que se encuentra, se asimila a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica definida por PEÑA MONNE (1974). Dicha superficie, de carácter poligénico, se reconoce por el desarrollo de una serie de procesos que aunque en esta Hoja no están muy desarrollados (sólo pequeños lapiazes), en otras zonas dan lugar a dolinas, uvalas, poldjés, etc., con una arcilla roja como producto residual de la disolución, arcilla cuya presencia es frecuente en el plano "al aire" que da dicha superficie.

El significado morfológico de esta superficie, ha sido ya señalado en numerosos trabajos, relacionándola con los sedimentos finales de la Depresión, que ponen cierre al ciclo neógeno, aunque la dificultad de asignar una edad concreta a los mismos, impide a su vez precisar la cronología de la superficie. En cualquier caso, estaría comprendida entre el Vallesiente y el Plioceno.

La segunda es la Superficie del Páramo y se desarrolla sobre las calizas del Páramo inferior. Constituye una superficie plana que ocupa gran parte de la mitad septentrional de la Hoja, situándose entre los 900 y 1.000 m. No se trata simplemente de un relieve estructural ni tampoco de una superficie de colmatación de la cuenca terciaria. Según PEREZ GONZALEZ (1979) se trata de una superficie multipoligénica en la que se reconocen procesos de erosión, karstificación y sedimentación, como sucede en la submeseta meridional. Estos procesos, al igual que en otras Hojas de la cuenca como la de Portillo (400), se manifiestan por un biselamiento de los términos más altos de las Calizas del Páramo y por la karstificación que queda patente en los campos de dolinas. Según los datos de otras Hojas, como las de Cigales (343) y Valladolid (372), la karstificación podría remontarse al Plioceno medio, aunque existen formas que se observan en la actualidad. Hay que añadir además, respecto a la superficie, que ofrece una ligera inclinación hacia el oeste, hecho común en toda la Depresión del Duero.

Otras de las formas incluidas en este grupo es la Raña. Procedente de los relieves del macizo de Honrubia - Pradales, ocupa la esquina noreste de la Hoja con su morfología característica de abanicos aluviales. Este sistema deposicional es algo complejo ya que se observa un cierto escalonamiento, hecho puesto de manifiesto en este sector de Honrubia - Pradales por ORDÓÑEZ et al. (1976), también en la Cuenca del Tajo (PEREZ GONZALEZ y GALLARDO, 1987) y en particular en la vertiente meridional del Sistema Central, en la Hoja de Valdepeñas de la Sierra (485) (I.T.G.E., 1990), aunque en estos casos los criterios de separación son composicionales, concretamente basados en la fracción pesada.

Este planteamiento pone de manifiesto la problemática datación de estos depósitos dentro del área estudiada. Por una parte, autores como PEREZ GONZALEZ y GALLARDO (1987) e I.T.G.E. (1990) consideran que la Raña al sur de Somosierra y Ayllón es un piedemonte escalonado que se instala en el Villafranquense medio, por lo que su edad estaría comprendida entre los 2,5 y

1,8 m.a. Lo cierto es que el carácter azoico de estos sedimentos dificulta la datación, razón por la cual hay que recurrir a ciertos criterios geomorfológicos para situarlos en el tiempo, al menos de una manera relativa. Según MOLINA et al. (1986), la base de la segunda etapa se situaría entre el Plioceno y el Pleistoceno y, a partir de estos depósitos, es cuando se iniciaría el encajamiento de la red fluvial cuaternaria. Para MARTIN SERRANO (1991), la Raña constituiría “el final de un episodio y/o el comienzo de otro”, es decir, una articulación sin ruptura de ambos, representando los primeros piedemontes con expresión morfológica; ocasionalmente coincidiría con el techo de las “series ocre” del sector septentrional de la Depresión del Duero. Esta última hipótesis, supone una diacronía en los depósitos de la Raña de unos bordes de las cuencas a otros.

Por último, dentro de las formas poligénicas, hay que considerar los glaciares, representados al SE de la Hoja, en la margen derecha del Duratón, que por su disposición y las características de sus depósitos se pueden considerar como glaciares-terrazas.

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se describen aquí todas aquellas formas con depósitos, ya sea consolidado o no y que estén relacionadas con la formación del relieve que se observa en la actualidad. Las formaciones superficiales se caracterizan por su cartografiabilidad a la escala de trabajo y se definen por una serie de atributos tales como geometría, textura, litología, potencia, tamaño, génesis y en algunos casos, cronología. Como algunos de los atributos ya han sido descritos en el apartado anterior, en este apartado se prestará una mayor atención a la litología, a la textura y a la potencia. También se indicará su posible edad.

En primer lugar hay que hacer referencia a los depósitos eólicos por ser los más abundantes y por las características particulares que ofrecen. Como ya se ha mencionado con anterioridad, los arenales de la provincia de Segovia han sido denominados desde antiguo como “Tierra de Pinares” y han sido estudiado por diversos autores como CASAS y LEGUEY (1971), CASAS et al. (1972) y ALCALA DEL OLMO (1972 y 1974). Este último autor aporta numerosos datos acerca de las características texturales y mineralógicas de estos sedimentos, señalando en general el predominio de arenas finas (0,5 - 0,2 mm) y muy finas (0,2 - 0,05 mm), aumentando su proporción hacia los sectores norte y noreste de la provincia. Los limos, arcillas y gravas tienen muy escasa representación, con porcentajes medios de 3 al 4%; la clasificación es de buena a excelente y el autor da unos índices de TRASK comprendidos entre 1,3 y 1,8, reconociendo índices de simetría bajos e incluso nulos. La composición de la fracción ligera está dominada por cuarzo (75%) seguido por feldespato potásico (15-16%), plagioclasa (0,5-2%) y fragmentos de rocas sedimentarias (2-3%) y metamórficas (0,5-1,5%). Entre la fracción pesada se ha observado el predominio de circón (20-50%), granate (5-35%), turmalina (10-25%) y andalucita (5-15%).

Por lo que se refiere a las formaciones superficiales de carácter fluvial, se reducen a los fondos de valle, los conos de deyección y las terrazas.

Los fondos de valle están constituidos por arenas cuarzo - feldespáticas con limos y arcillas en menor proporción y abundantes gravas de cuarzo, cuarcita, granitoides y caliza. La potencia de estos depósitos suele estar comprendida entre 1 y 4 m, aunque puntualmente pueden superar-se estos valores. Se les asigna una edad holocena.

Los conos de deyección, también de edad holocena, ofrecen una litología variada que depende del sustrato del que proceden; no obstante, se trata de sedimentos arenosos con limos, arcillas y niveles de cantos de naturaleza cuarcítica, en el sector meridional donde dominan las arenas eólicas y los depósitos detríticos terciarios. Su litología y textura cambian cuando se trata de los conos de deyección que proceden de las facies terciarias carbonatadas como son las margas, margocalizas y calizas que culminan con el nivel del Páramo; en este caso, hay un aumento en finos y los clastos son mayoritariamente de naturaleza caliza. Las terrazas del Duratón poseen una textura y naturaleza muy similar a la de los fondos de valle, es decir hay un predominio de los elementos silíceos y una matriz muy abundante de carácter arenoso. El color de estos depósitos es blanco amarillento o beige. A techo desarrollan un suelo pardo de vega, muy poco evolucionado, con abundante materia orgánica en la parte alta. Los cantos y gravas son muy redondeados y presentan un tamaño medio comprendido entre 4 y 7 mm.

En cuanto a las formaciones superficiales de ladera, al igual que en los conos de deyección, su litología y textura dependen del material subyacente. La mayoría de ellas proceden del Terciario detrítico o de las arenas eólicas, por lo que están constituidas por acumulaciones caóticas de arenas y arcillas con fragmentos de cuarzo y cuarcita de diversos tamaños. Por el contrario, los que se originan en los valles que cortan al Páramo son de naturaleza más arcillosa y sus componentes más gruesos son de caliza casi en su totalidad. Se les supone una edad holocena por su relación con los depósitos aluviales más recientes.

Las formaciones superficiales de carácter endorreico o lacustre, aunque no alcanzan una gran extensión superficial, son muy peculiares, sobre todo en algunos casos, en que constituyen verdaderas turbas. La materia orgánica es en ellos muy abundante y se pueden ver troncos, raíces y hojas. El sedimento es de color gris oscuro o negro y contiene abundante arena que, por una parte, se debe al sustrato arenoso y, por otra, puede indicar la existencia de corrientes tractivas debido a la relación de estas zonas con algunos fondos de valle. Las formas son ovaladas o irregulares y su potencia no debe superar los 3 m. Son de origen reciente y siguen siendo funcionales en la actualidad, por lo que se les ha atribuido una edad holocena.

Las formaciones superficiales de origen kárstico se reducen a los fondos de dolinas y uvalas, en general de mayor tamaño. Se trata de un material que es el residuo final de los procesos de disolución y que se materializa en unas arcillas rojizas o marrones. A veces contienen granos de arena e incluso fragmentos de calizas procedentes del borde del escarpe. Los cultivos han destruido el depósito como tal, pero siempre quedan restos. Se trata de “Terras rossas” y “Terras fuscas”, siendo las segundas mucho más abundantes que las primeras. En general presentan un color pardo oscuro y un aspecto hojoso. La abundancia de arcillas es importante y los análisis realizados en Hojas próximas hablan de la naturaleza esmectítica de las mismas. Este hecho indicaría unas condiciones de encharcamiento muy prolongadas. La edad asignada a estos depósitos es Plioceno - actualidad.

Las formaciones superficiales de carácter poligénico están representadas por los glaciares y la Raña.

Los glaciares son de pequeñas dimensiones y sus características litológicas y texturales son similares a las de las terrazas y, como en ellas, la potencia total del depósito no supera los 2-3 m.

Por lo que a la Raña se refiere, destaca su tamaño, extendiéndose por las Hojas colindantes. Se dispone sobre las calizas del Páramo y sus depósitos están constituidos por cantos y gravas de

naturaleza cuarcítica mayoritariamente y, en menor proporción por pizarras, esquistos, paraneises y ortoneises dentro de una matriz arcillosa roja. La potencia está comprendida entre 1 y 10 m aunque no suele superar los 5 m. Desde un punto de vista sedimentológico, la Raña corresponde a depósitos de abanicos aluviales que conforman un importante aparato. Morfológicamente dan lugar a extensas plataformas que constituyen el piedemonte principal de los relieves de la Sierra de Honrubia - Pradales.

La Raña desarrolla a techo un suelo rojo muy evolucionado, conocido como planosuelo y cuyas características han sido abundantemente descritas por diversos autores. Se reconoce un horizonte arcilloso muy rojo con manchas de color gris verdoso, en su contacto con los cantos; estos colores se deben a procesos de pseudogleización, muy frecuentes en este tipo de depósitos.

3.5. EVOLUCION GEOMORFOLOGICA

La estructura general del límite sur de la Depresión del Duero y su borde montañoso, está caracterizada por un zócalo precámbrico - paleozoico con una serie mesozoica que lo reviste y que, en la tectónica de compartimentación de bloques, actúa solidariamente con él. Los bloques levantados se erosionan para rellenar las depresiones creadas por los bloques hundidos, durante el Terciario. La evolución de este sector está, por tanto, muy controlada por el comportamiento tectónico de los diferentes bloques. El relleno se realiza bajo un régimen continental, con un dispositivo sedimentario muy variado en el que las calizas del Páramo corresponden, según AGUIRRE et al. (1976), a una mayor expansión de los ambientes lacustres más o menos generalizada durante el Mioceno superior y el Plioceno inferior.

Sobre las calizas del Páramo inferior se desarrolla una superficie de erosión compleja de carácter multipoligénico, con procesos de karstificación, erosión, formación de costras, etc., que se denomina "Superficie del Páramo" y cuyas características generales han sido definidas por MOLINA y ARMENTEROS (1986). Esta superficie se localiza entre los 900 y 1.000 m con una ligera inclinación hacia el oeste, llegando a biselar algunos términos de la serie. Cuando esta superficie está bien conservada se pueden identificar formas kársticas de gran tamaño y que afectan a las calizas (MOLINA y ARMENTEROS, 1986). Se reconocen huecos y tubos de disolución, rellenos de arcillas rojas o pardas con limos y arenas. Se trata de "Terras rossas", o "Terras fuscas", siendo estas últimas las más abundantes.

Sincrónicamente o inmediatamente después, tiene lugar la instalación de los abanicos plio-pleistocenos procedentes de los relieves de la Sierra de Honrubia - Pradales, y es a partir de entonces cuando se inician los procesos de erosión cuaternarios, como consecuencia de un cambio en las condiciones morfogenéticas, representado fundamentalmente por el encajamiento de la red fluvial.

Por otra parte, aproximadamente en el Pleistoceno medio, se produce un cambio en las condiciones climáticas que da lugar a fuertes vientos del SO que se cargan de arenas y cubren grandes extensiones de la Depresión del Duero.

La actividad eólica continúa, dando como resultado un paisaje dunar de gran extensión. Según PEREZ GONZALEZ (1982) el paisaje eólico de la España interior es multicíclico, reconociéndose como formas más antiguas las que se han denominado "manto eólico", pues tanto en esta

Hoja como en las contiguas son las que tienen un carácter más expansivo y no ofrecen una morfología superficial definida. Con posterioridad se instalan los campos de dunas y los cordones dunares.

Hay que añadir que tanto aquí como en el resto de la Depresión del Duero, los vientos efectivos responsables de los distintos procesos de acumulación son del SO (PEREZ GONZALEZ, 1979). Este mismo autor señala (1982) que este paisaje dunar requiere un clima algo más seco que el actual, quizás por debajo de 350 mm/año, y cálido, con una vegetación clareada y arbustiva.

Los últimos retoques son debidos a procesos fluviales de ladera y endorreicos, que contribuyen a definir morfologías puntuales o locales.

3.6. DINAMICA ACTUAL - SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Si se consideran las características litológicas y estructurales de este sector, así como la morfología relativamente suave del mismo, no son de prever cambios importantes ni en el paisaje ni en puntos concretos de este territorio.

Desde un punto de vista de los procesos internos parece indudable la existencia de una tectónica distensiva en el Corredor que penetra por el sur de la Hoja. Esta tendencia subsidente parece haber funcionado a lo largo del Cuaternario dado el escaso encajamiento de los ríos y arroyos en ese sector y la formación de áreas de drenaje deficiente, con acumulación en turberas que siguen siendo funcionales en la actualidad.

En cuanto a los procesos externos, la tendencia señala procesos de incisión vertical y erosión remontante en los valles que encajan el Páramo, con retroceso de las cabeceras. Por otra parte, la formación de áreas de drenaje deficiente es también un proceso actual cuyo desarrollo y evolución dependerá a corto plazo, no sólo de la subsidencia, sino también de las condiciones climáticas que produzcan subidas y descensos del nivel freático.

Por último, se debe hacer mención a los procesos eólicos que parecen seguir siendo activos, pero ya de una forma muy atenuada, limitándose a movilizar algunas arenas superficiales.

4. PETROLOGIA

4.1. DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

Como ya se ha señalado en el capítulo correspondiente a estratigrafía, en la Hoja de Olombrada afloran rocas metamórficas constituyentes del zócalo regional, que de una u otra forma han sido afectadas por la orogenia hercínica. Aunque al sur de Hontalbilla, dentro de la vecina Hoja de Cantalejo (430), puede apreciarse cómo el conjunto metamórfico del macizo de Zarzuela del Pinar ha sido afectado por intrusiones magmáticas de naturaleza ácida, en la presente Hoja las únicas manifestaciones magmáticas observadas se reducen a una serie de pequeños diques de composición leucogranítica, cuya representación cartográfica no ha sido posible debido a sus pequeñas dimensiones.

4.1.1. Rocas metamórficas

En el embalse de las Vencías se reconoce una potente serie metasedimentaria (unidad 2) entre la que se intercala un destacado nivel de neises glandulares (unidad 3). El afloramiento de Zarzuela del Pinar posee una calidad muy inferior, estando integrado igualmente por una serie metasedimentaria (unidad 1).

4.1.1.1. *Metasedimentos (1 y 2)*

En todo el ámbito del Sistema Central, se incluye bajo la denominación de “metasedimentos” un grupo heterogéneo de rocas paraderivadas, caracterizadas por sus tonos oscuros y por mostrar un acusado bandeo tectónico; constituyen el conjunto en el que intruyeron o se intercalaron los magmas ácidos precursores de los típicos ortoneises glandulares (unidad 3).

La deficiencia del afloramiento situado al suroeste de Torrecilla del Pinar aconseja la descripción de los metasedimentos del macizo de Zarzuela del Pinar (unidad 1) a partir de las observaciones realizadas en la cantera situada al sur de Hontalbilla, fuera de los límites de la Hoja. En ella, se aprecia un claro predominio de metaareniscas, observándose pizarras y esquistos en menor proporción.

En general, presentan texturas granoblásticas, poco elongadas, y lepidoblásticas, con cuarzo, plagioclasa, biotita y cordierita como componentes principales y circón, turmalina, apatito, esfena, ilmenita y magnetita, como accesorios; entre los minerales de origen secundario aparecen mica blanca, clorita, pinnita y sericita. Se observa un agregado granoblástico de cuarzo, plagioclasa y cordierita, en cuyos huecos se alojan finos lepidoblastos de biotita; la foliación principal está definida por agregados micáceos elongados. La asociación sincrónica con la esquistosidad principal viene dada por cuarzo + plagioclasa + biotita \pm sillimanita \pm cordierita; la superposición de procesos de sericitización, retrogradación e hidratación produjo, entre otros efectos, pinnitización pseudomórfica de cordierita y de los agregados micáceos, fuerte cloritización de biotita, sericitización de feldespatos y blastesis de mica blanca.

En las proximidades de las intrusiones hercínicas se dejan sentir sus efectos térmicos, con el desarrollo de metamorfismo de contacto, puesto de manifiesto por procesos de blastesis estática poiquilitica y pseudomórfica de cordierita y andalucita. Esta corneización, que oblitera la esquistosidad principal, se ve enmascarada parcialmente por procesos de retrogradación e hidratación, generándose agregados de mica blanca, clorita y pinnita, de grano muy fino.

En el paraje de las Vencías, la serie metasedimentaria (unidad 2) está constituida por una sucesión de esquistos y neises bandeados entre los que resaltan algunos niveles de cuarcitas. Los neises presentan una textura granolepidoblástica bandeadas, de grano medio a grueso con cuarzo, plagioclasa, biotita, sillimanita, cordierita y feldespato potásico como componentes principales y circón, turmalina, esfena, apatito, ilmenita, rutilo y opacos, como accesorios; entre los minerales de origen secundario aparecen moscovita, sericita, clorita, albita, pinnita y adularia. El bandeo es de carácter composicional y está definido por la alternancia de bandas claras constituidas fundamentalmente por plagioclasa y agrupados policristalinos de cuarzo, y bandas oscuras integradas por biotita y sillimanita fibroblástica. La asociación sincrónica con la esquistosidad principal viene dada por cuarzo + plagioclasa + biotita + sillimanita \pm feldespato potásico \pm cordierita; la

superposición de procesos de sericitización, retrogradación e hidratación produjo, entre otros efectos, pinnitización de cordierita y de los agregados micáceos, cloritización de biotita y sericitización de feldespatos.

Los esquistos muestran grano fino y una alta proporción de cuarzo y una composición semejante a la de los neises, aunque pueden reconocerse subtipos en función de la presencia de sillimanita o granate. Su principal diferencia, además del tamaño del grano, viene dada por su acusada deformación, con ribbons de cuarzo y una intensa milonitización.

4.1.1.2. *Ortoneises glandulares* (3)

En cuanto a los ortonaises glandulares (unidad 3), constituyen una de las unidades más representativas del Sistema Central. Su principal rasgo distintivo es la presencia de megacrístales de feldespato potásico de hasta 4 cm de diámetro, envueltos en una matriz oscura constituida fundamentalmente por biotita, cuya orientación define la esquistosidad principal; debido a sus tonalidades oscuras, en algunas Hojas de la región han sido denominados "Neises mesocratos - melanocratos".

Al microscopio evidencian su carácter glandular, con texturas blastoporfídicas de matriz bandea-da de grano fino. Como componentes principales aparecen cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita, sillimanita y cordierita, con circón, turmalina, apatito, esfena, ilmenita y opacos como accesorios; entre los minerales de origen secundario se encuentran albita, sericita, moscovita, clorita, albita y pinnita. Los porfidoblastos de feldespato potásico aparecen parcialmente transformados a moscovita y cuarzo; en la matriz, junto con ribbons de cuarzo, mono y policristalino, se observan sillimanita y biotita, que marcan la foliación principal, junto con plagioclasa. La presencia de pertitas en el feldespato potásico confirma la naturaleza ígnea del protolito.

La presencia de granate anterior a la esquistosidad principal, define una asociación precinemática integrada por cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + biotita ± granate. Durante la formación de la esquistosidad principal se genera la asociación de cuarzo + plagioclasa + biotita + sillimanita, recrystalizando el feldespato potásico. En estadios avanzados, el granate se transforma en cordierita + sillimanita. Posteriormente se generan planos subparalelos a la esquistosidad principal, en los que tiene lugar una deformación retrógrada con blastesis de clorita + moscovita + albita + opacos.

De acuerdo con lo anterior, las rocas precursoras, de naturaleza sedimentaria (unidades 1 y 2) e ígnea (unidad 3), sufrieron los efectos de un metamorfismo regional y plurifacial de grado medio-alto, correspondiente a las zonas de sillimanita y sillimanita + feldespato potásico. La evolución metamórfica culminaría con un proceso retrógrado en el que se alcanzaron condiciones de grado bajo, en la zona de moscovita + clorita.

4.2. GEOQUIMICA

La escasez de afloramientos de rocas metamórficas en la Hoja de Olombrada ha obligado a tener en cuenta los datos geoquímicos aportados por diversas Hojas próximas, especialmente Cantalejo (430), Nava de la Asunción (456) y Turégano (457), a pesar de lo cual el dato de mayor relevancia a este respecto corresponde al análisis efectuado sobre una muestra de neises glandulares (3) recogida junto al embalse de las Vencías.

Evidentemente, la variedad composicional de las series detríticas preordovícicas debe ser notable, como se deduce de la importante variación observada en la proporción de cuarzo y feldespato, tanto en campo como en lámina delgada. El análisis de una filita cuarzosa, tipo rocoso común entre los metasedimentos preordovícicos, correspondiente a la Hoja de Nava de la Asunción (456) ha señalado una génesis a partir de grauvacas poco maduras.

En cuanto a los neises glandulares, el afloramiento del embalse de las Vencías muestra un moderado contenido en sílice (67.08%), algo pobre al ser comparado con otros tipos glandulares del Sistema Central, así como un evidente carácter peraluminico, una relación ortosa/albita normativa cercana a la unidad y un contenido en hiperstena relativamente alto, como consecuencia de su contenido en mica. Igualmente, muestra contenidos relativamente altos de Ti, Ca, Ba y Sr. El quimismo de la unidad (3) muestra una gran semejanza con el del conjunto denominado "Neis de El Cardoso" (Hoja de Tamajón, 457), lo que refuerza la naturaleza volcánica del protolito, deducida igualmente por criterios petrográficos.

4.3. CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO

El metamorfismo hercínico de la Sierra de Guadarrama ha sido objeto de numerosos trabajos que han puesto de manifiesto su carácter polifásico y plurifacial, con superposición de dos etapas metamórficas principales: la primera se desarrolló bajo condiciones de presión intermedia y la segunda, de baja presión; tras ellas se desarrolló una etapa retrometamórfica.

La blastesis tuvo lugar fundamentalmente coincidiendo con las dos primeras fases de deformación tectónica, aunque en algunos casos se prolongó hasta después de la tercera, con génesis de cristales postcinemáticos. Aunque la intensidad de la segunda etapa es variable según las zonas, con frecuencia ha borrado casi totalmente las estructuras y mineralogías asociadas a la primera.

El metamorfismo de la Hoja refleja las características del Complejo de Guadarrama. Así, las observaciones realizadas en el conjunto de ortoneises glandulares (unidad 3), sugieren que durante la primera etapa metamórfica se generaría una paragénesis integrada por cuarzo+plagioclasa+feldespato potásico+biotita±sillimanita± granate, que implica su génesis en el rango de presión intermedia dentro del grado medio a alto, en facies de anfibolitas y con una clara afinidad barroviense. Su génesis se produciría a 650-680°C y 7-8 kbar (VILLASECA, 1983) coincidiendo con el desarrollo de la deformación tangencial hercínica más intensa, es decir, durante la primera y parte de la segunda fase.

La paragénesis de la segunda etapa metamórfica está compuesta por cuarzo+plagioclasa+feldespato potásico+cordierita±biotita ±sillimanita, generada en condiciones de baja presión dentro del grado medio a alto, en facies de anfibolitas, posiblemente a unos 710°C y 4 Kbar, coincidiendo con el fin de la segunda fase de deformación y la totalidad de la tercera, prolongándose incluso con posterioridad a ésta; su desarrollo debió borrar casi totalmente los efectos de la primera etapa.

El último evento metamórfico, de carácter retrógrado, está caracterizado por la asociación albita+clorita+moscovita, típica de condiciones de bajo grado metamórfico, en el campo de baja presión de la facies de los esquistos verdes. Esta etapa, posterior a la tercera fase de deformación, estaría relacionada con la descompresión del orógeno, sometido a erosión progresiva; su desarrollo más espectacular estaría relacionado con las zonas donde la penetración de fluidos hidrotermales fue más intensa.

4.4. GEOCRONOLOGIA

Son escasos y contradictorios, al menos aparentemente, los datos geocronológicos acumulados sobre las rocas metamórficas del Sistema Central. Como se señala dentro del capítulo correspondiente a estratigrafía, la edad atribuida a los ortoneises glandulares (3) reviste un interés especial relativo a su interpretación como cuerpos intrusivos en la serie metasedimentaria o como zócalo regional sobre el que se depositó ésta. No es éste el caso del conjunto glandular aflorante en la Hoja, dispuesto a modo de intercalación en el conjunto metasedimentario (2) atribuido al Precámbrico - Cámbrico con una cierta falta de precisión; por ello, el interés relativo a la datación de los neises glandulares radica en la posibilidad de ubicar temporalmente al conjunto metasedimentario.

Otros neises glandulares interestratificados en la serie metasedimentaria afloran fundamentalmente en el sector oriental del Sistema Central, razón por la que "a priori" el intento de correlación más lógico para el afloramiento de las Vencías parece corresponder a los conjuntos néisicos del Complejo de Somosierra - Ayllón y de forma especial al denominado "Neis de El Cardoso" con el que muestra un quimismo muy semejante.

Los trabajos de WIDBERG et al. (1989) señalan una edad de 540 ± 30 m.a. (Cámbrico) que teniendo en cuenta el carácter volcánico del protolito, sugieren la atribución de la serie metasedimentaria al Cámbrico y, probablemente, al Precámbrico. Sin embargo, las dataciones efectuadas en la Hoja de Tamajón (459) simultáneamente con la elaboración de la Hoja de Olombrada, han señalado una edad de 480 ± 2 m.a. (Ordovícico inferior), lo que obligaría a subir ligeramente la edad de la serie metasedimentaria aflorante (Cámbrico - Ordovícico inferior) sin que ello implique contradicciones con el conocimiento estratigráfico de la región. Esta edad es totalmente coherente con las propuestas por VIALETTE et al. (1986) para diversos ortoneises glandulares de carácter intrusivo y que corresponderían, por tanto, a los equivalentes profundos de las tobas riolíticas de El Cardoso.

No obstante, a falta de una mayor cantidad de datos y de correlaciones más precisas, en el presente trabajo se ha respetado la atribución al Precámbrico - Cámbrico efectuada en el ámbito del macizo de Santa María la Real de Nieva para el Complejo Esquisto-grauváquico, cuyas estribaciones nororientales corresponden a los afloramientos de la Hoja.

5. HISTORIA GEOLOGICA

El conjunto de los materiales aflorantes en la Hoja de Olombrada, 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 afectan a su serie 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 la Depresión del Duero. En cualquier caso, a pesar de la gran cantidad de trabajos realizados en la región, aún persisten algunas dudas importantes, destacando las relativas a la cronología e interpretación de los materiales preordovícicos, la relación entre las fases de deformación y etapas de recrystalización metamórfica hercínicas (especialmente en el macizo de Santa María la Real de Nieva) y la edad 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 (unidades 1 y 2) con intercalaciones de episodios carbonatados. Aunque este régimen sedimentario se mantuvo posiblemente hasta finales del Cámbrico, existen indicios de procesos magmáticos de naturaleza ácida próximos al límite Precámbrico-Cámbrico (BISCHOFF et al., 1986, proponen una edad de 560 m.a. para un conjunto ortoneísico); 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 (Fig. 1.1), que parecen conservados en el macizo de Santa María la Real de Nieva (AZOR et al., 1992) y que podrían ser equivalentes a las series preordovícicas aflorantes en el macizo de Zarzuela del Pinar y en el embalse de las Vencías.

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 ortoneises de la región, sugiere que durante el tránsito Cámbrico-Ordovícico, el Sistema Central fue afectado por un intenso plutonismo (VIALETTE et al., 1986) de carácter granítico y granodiorítico, acompañado en algunas zonas por emisiones volcánicas de naturaleza ácida (unidad 3); por otra parte, la patente discordancia que separa los materiales ordovícicos de las series infrayacentes en los dominios Oriental y Occidental (BELLIDO et al., 1981), así como en el macizo de Santa María, implica la deformación de los materiales preordovícicos y, posteriormente, una intensa acción de los procesos erosivos.

Aunque en el ámbito del Sistema Central, incluido el macizo de Santa María, la sedimentación se restableció en el Ordovícico y probablemente se prolongó, en un ambiente de plataforma siliciclástica 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) al cual pertenecen los afloramientos de la Hoja, aunque los retazos de materiales ordovícicos conservados en el macizo de Santa María, parecen confirmar la sedimentación de plataforma en la zona.

Pese a la existencia de los movimientos prehercínicos señalados (cadomienses y sárdicos) de indudable influencia litoestratigráfica, 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 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 iría acompañado por el emplazamiento de granitoides (no aflorantes en la Hoja) 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 (Fig. 5.1).

En toda la región, la primera fase de deformación desarrolló una foliación (S1) con vergencia hacia el NE-E, retocada por las fases posteriores. El paso a 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, cuyo apilamiento provocó un importante engrosamiento cortical, condicionante de una primera etapa metamórfica de presiones intermedias, en condiciones de grado medio, caracterizada por blastesis de distena y granate.

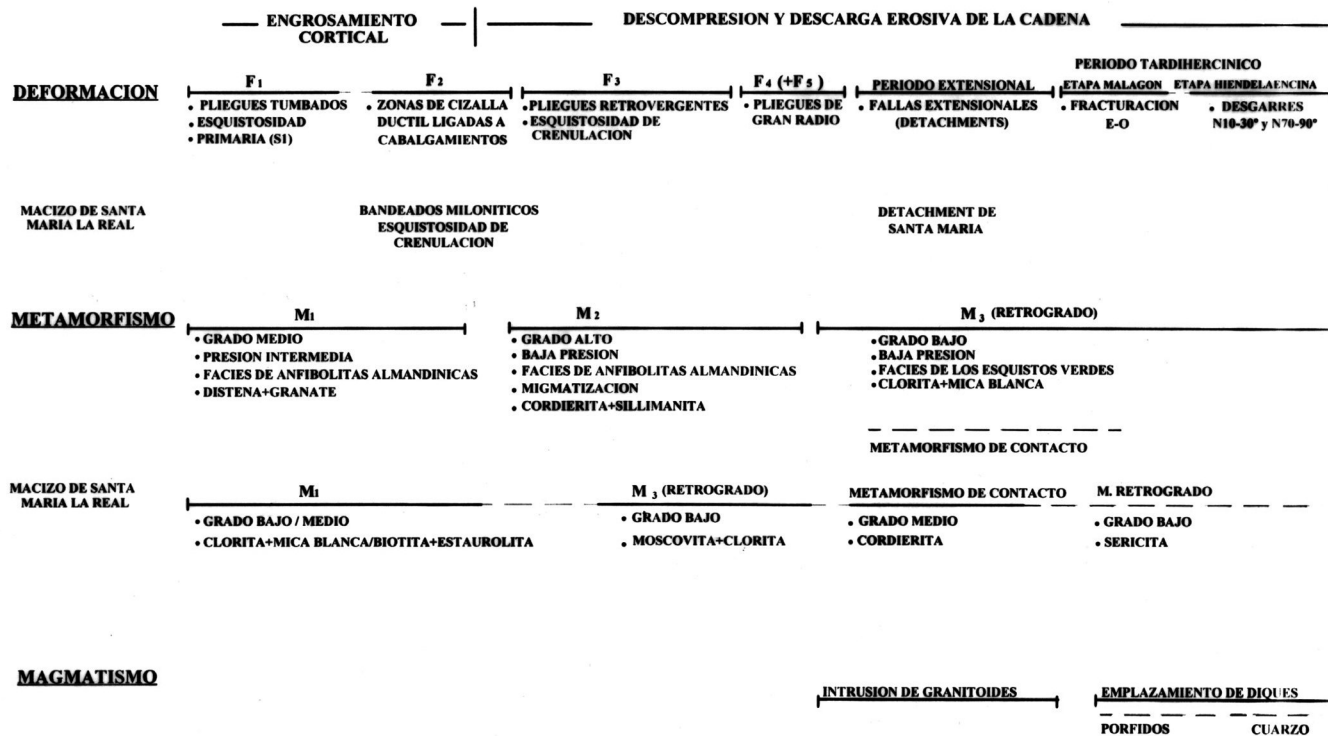


Figura 5.1 Esquema de relación entre deformación, metamorfismo y magmatismo hercínico en el complejo de Guadarrama.

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, en condiciones de grado alto, con blastesis de cordierita y sillimanita, 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 período extensional y con la descarga erosiva de la cadena.

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

Este simple esquema, válido a grandes rasgos para el ámbito de la Sierra de Guadarrama, parece presentar ciertas diferencias y desfases en el macizo de Santa María la Real de Nieva. En él, las dos etapas metamórficas principales no parecen tener una separación temporal tan evidente, desarrollándose ambas durante las dos primeras etapas de deformación, en condiciones generales de grado bajo; no obstante, al E de la falla de Carbonero el Mayor (ITGE, 1991), incluidos los afloramientos del macizo de Zarzuela, el metamorfismo alcanzó condiciones de grado medio y, ocasionalmente, alto. En todo este dominio, la etapa retrometamórfica se inició con una antelación considerable, coincidiendo con la tercera fase de deformación.

El período extensional posterior a ésta, coincidiría con el emplazamiento de los granitoides, proceso que fue acompañado de un incremento térmico notable en algunos puntos. También en relación con el período extensional finihercínico, se produjo la creación de un destacado accidente tectónico, que divide el macizo de Santa María en dos partes bien diferenciadas: al sur del mismo predominan las rocas graníticas y al norte, las metasedimentarias; esta falla, que pierde buzamiento hacia el norte puede considerarse un detachment extensional de movimiento aproximado norte-sur (ITGE, 1991).

Tras el período de tectónica extensional se desarrolló una importante red de fracturación, coincidente con el denominado período tardihercínico, acaecido en el Pérmico, siendo uno de sus rasgos principales, la inyección filoniana producida a favor de dicha red; a lo largo de dicho período 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 sinestrales 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. No obstante, 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 triásicos, no permite excesivas precisiones sobre las primeras etapas posthercínicas en la zona. No obstante, la proximidad de afloramientos

triásicos sugiere su sedimentación en facies “hespérica” al menos en el ámbito del macizo de Honrubia - Pradales, aunque posteriormente los procesos erosivos cretácicos hayan borrado no sólo cualquier vestigio de aquéllos, sino también de la mayor parte del conjunto premesozoico de la Sierra de Guadarrama, conservándose únicamente los niveles estratigráficos más bajos, constituidos por las series preordovícicas y los granitoides hercínicos incluidos en ellas. En el macizo de Santa María, los efectos erosivos son algo menores habiéndose conservado una buena parte de la serie cámbrica y algunos retazos ordovícicos.

La sedimentación a lo largo del Triásico evolucionó bajo una clara tendencia transgresiva desde los típicos ambientes fluviales bajo los cuales se llevó a cabo el depósito de la facies Buntsandstein, hasta el contexto de plataforma restringida que caracteriza sus últimos episodios y los primeros compases jurásicos.

A comienzos del Jurásico se produjo la instalación de una extensa plataforma carbonatada en buena parte del dominio ibérico, plataforma representada en el ámbito del macizo de Honrubia - Pradales (unidad 4). Al igual que en el caso de los materiales triásicos, la ausencia de depósitos jurásicos en el macizo de Zarzuela del Pinar, no permite confirmar si dicha ausencia se debe a falta de sedimentación o a la acción de los procesos erosivos cretácicos, pero en cualquier caso, la evolución sedimentaria durante el Lías refleja una profundización de la cuenca, con típicos depósitos dolomítico-calizos en sus comienzos.

La acción de los procesos erosivos cretácicos, ya señalados, no sólo borraría buena parte del registro sedimentario previo, sino que también produciría una relativa peneplanización de la región a finales del Cretácico inferior, con un relieve suavemente elevado hacia el SO. Como consecuencia de los movimientos austros, 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 condicionarían la distribución de espesores y facies (ALONSO, 1981).

Con este dispositivo general, la sedimentación del Cretácico superior se desarrolló a través de dos episodios transgresivo-regresivos, el primero de los cuales dio comienzo durante el Albiense con la sedimentación de depósitos terrígenos asimilables a un medio fluvial, correspondientes a la Fm. Arenas de Utrillas (unidad 5), cuyo depósito quedó restringido al sector situado al noreste de la línea Torrecilla del Pinar - Cantalejo, prolongación del denominado “escalón de Pedraza” (ALONSO, 1981). Una rápida transgresión tuvo lugar probablemente aún en el Cenomaniense, si bien la sedimentación en los ambientes mareales típicos de la Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña (unidad 6), tampoco superaron el “escalón de Pedraza”.

Un retroceso marino propició el final del primer ciclo y el inicio del segundo en las proximidades del límite Cenomaniense - Turoniense, caracterizándose éste por un claro carácter extensivo con respecto al anterior, de tal forma que sus depósitos avanzaron considerablemente hacia el suroeste, al menos hasta las proximidades de Villacastín. El comienzo de este segundo ciclo está caracterizado por la instalación de un sistema fluvial típico en la región correspondiente a la Fm. Arenas y arcillas de Segovia (unidad 7), cuyo área madre, de naturaleza ígnea y metamórfica, se encontraría en sectores occidentales.

Este breve episodio continental finalizó a mediados del Turoniense con un rápido impulso transgresivo con el que se implantarían ambientes mareales bajo los cuales se produjo el depósito de

la Fm. Dolomías tableadas de Caballar (unidad 8), si bien hacia el oeste, en el ámbito del macizo de Zarzuela se dejó sentir cierta influencia continental. A comienzos del Coniaciense, la plataforma parece estabilizarse, reconociéndose facies de alta energía correspondientes a la Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno (unidad 11), que presentan una tendencia a la somerización confirmada en el Campaniense por el depósito de la Fm. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo (unidad 12), que en algunos puntos de la región refleja condiciones supramareales, en un ambiente de acusada aridez.

La ausencia de registro del Cretácico terminal-Paleógeno en la Hoja impide precisar la evolución durante dicho intervalo temporal, pero diversos afloramientos y sondeos de la región permiten confirmar que la tendencia regresiva iniciada en el Santoniense culminó en el Maastrichtiense con la implantación de un régimen continental que ha perdurado hasta la actualidad. Así, los depósitos detríticos de naturaleza siliciclástica atribuidos al Maastrichtiense en las proximidades de Armuña (Hoja de Nava de la Asunción, 456), sugieren que durante el tránsito Cretácico-Terciario la región estuvo sometida a un régimen sedimentario de ambientes continentales y transicionales. Hacia el E (Hoja de Sepúlveda, 431) predominarían los depósitos arcilloso-evaporíticos asimilables a la tradicional facies Garum, depositados en ambientes de tipo *sebkha*; su similitud con los depósitos reconocidos al sur del Sistema Central sugiere que el levantamiento de éste aún no se habría iniciado a principios del Terciario.

En cualquier caso, la compresión alpina sí habría dado comienzo a finales del Paleógeno, como se deduce de la presencia de conglomerados calcáreos atribuidos al Mioceno inferior, adosados de forma discordante a los relieves constituidos por materiales cretácicos plegados, que constituirían su área madre. La morfoestructura de la región habría comenzado a insinuarse, con el Sistema Central y los macizos de Santa María y Honrubia-Pradales a modo de incipientes elevaciones, a partir de las cuales se desarrollarían abanicos aluviales que rellenarían las zonas deprimidas, representadas por la Depresión del Duero y el Corredor de Cantalejo.

La estructuración definitiva del Sistema Central y los macizos de Santa María y Zarzuela del Pinar, a modo de *horsts* alargados según NE-SO, con el Corredor de Cantalejo entre ambos y la Depresión del Duero al norte, se produjo probablemente en el límite del Mioceno inferior - medio, coincidiendo con la denominada fase Guadarrama (CALVO et al., 1991), como parece deducirse de la edad aragoniense de los depósitos postectónicos más antiguos registrados en ambas cuencas.

El relleno del Corredor de Cantalejo se realizó mediante sistemas de abanicos aluviales de naturaleza arcósica y litoarenítica que se nutrirían de los materiales ígneos y metamórficos procedentes del desmantelamiento de la Sierra de Guadarrama y del macizo de Zarzuela del Pinar. El sector meridional de la Hoja fue alcanzado por las orlas distales de los abanicos (unidad 14), con el macizo de Zarzuela del Pinar frenando su avance a modo de barrera.

A nivel regional, el relleno de la Depresión del Duero se produjo a lo largo del Mioceno medio - superior, mediante orlas de abanicos aluviales que evolucionarían hacia el interior de la cuenca a sistemas fluviales de red más diferenciada, en tanto que en las zonas menos activas predominaron los ambientes lacustre y palustres. Con este dispositivo general, el registro más antiguo de este período corresponde a un contexto perilacustre surcado por esporádicos cursos fluviales, posiblemente correspondientes a la facies Dueñas (unidad 15).

Una importante reactivación energética acontece en el Astaraciense, con el desarrollo de un sistema fluvial de procedencia nororiental, posiblemente correlacionable con la facies Tierra de Campos (unidad 16). Esta reactivación coincide con la colmatación del Corredor de Cantalejo, momento a partir del cual los abanicos procedentes del Sistema Central consiguieron superar el umbral de Zarzuela del Pinar, interdigitándose con los sistemas de relleno de la Depresión del Duero propiamente dicha, tal como puede apreciarse en el sector de Valles de Fuentidueña.

El debilitamiento del sistema fluvial anterior permitió un amplio desarrollo de los sistemas lacustres característicos del depósito de las facies de las Cuestas. La sedimentación se produjo en lagos someros sometidos a continuos cambios de nivel, con depósitos margosos y calcáreos característicos (unidad 17). Sus primeros episodios se llevaron a cabo bajo condiciones de cierta aridez, como se desprende de la formación de depósitos yesíferos (unidad 18). Simultáneamente, persistiría el aporte de materiales arcóscicos procedentes del Sistema Central (unidad 14), sin bien su régimen energético habría disminuido considerablemente. A nivel regional se aprecia el carácter expansivo de las facies lacustres carbonatadas (unidad 19), que llegan a adquirir un notable desarrollo en el Vallesiense inferior, llegando a instalarse directamente sobre los relieves mesozoicos del macizo de Honrubia - Pradales.

El último episodio sedimentario mioceno implica una nueva reactivación energética de la región, aún en el Vallesiense con depósitos de abanicos aluviales (unidad 22) en las proximidades de los relieves de dicho macizo, que evolucionarían hacia el centro de la cuenca hacia ambientes perilacustres y fluviolacustres (unidad 20). La evolución sedimentaria muestra una nueva expansión de los niveles carbonatados lacustres (unidad 21), de menor entidad que la anterior, con la que la depresión puede considerarse colmatada, a finales del Mioceno.

En el Plioceno, los bordes de la cuenca se vieron sometidos a una fase erosiva, cuyo reflejo en la zona es el desarrollo de abanicos aluviales en el borde del macizo de Honrubia - Pradales; el área de sedimentación es en este ciclo mucho más reducido que en los precedentes, sin que se aprecien depósitos relacionados con él en la zona central de la cuenca, donde este período parece estar representado por procesos de alteración y karstificación de las calizas miocenas. Bajo este dispositivo, la sedimentación pliocena se inició a través de abanicos aluviales de composición arcillosa (unidad 23), desarrollados bajo un clima más lluvioso que el mioceno. Posiblemente, un nuevo cambio climático favoreció el desarrollo de un sistema fluvial trenzado que dio lugar al depósito de un manto de gravas (unidad 24) depositado sobre el conjunto arcilloso.

Es posible que esta sedimentación de piedemonte constituya el antecesor inmediato de los primeros depósitos fluviales relacionados con el sistema del río Duero. En cualquier caso, el aspecto actual de la región está profundamente influido por la morfogénesis cuaternaria, basada fundamentalmente en procesos fluviales, eólicos y lacustres. La dinámica fluvial se pone de manifiesto por el importante dismantelamiento del relieve de la zona, llevado a cabo fundamentalmente por erosión lateral y vertical, como puede apreciarse en relación con el valle del río Duratón, cuya acción más espectacular es el profundo encajamiento en los parajes de los embalses de las Vencías y Burgomillodo. Por contra, el encajamiento en los sectores meridional y occidental es prácticamente inexistente, como consecuencia de sus mínimas pendientes, dando lugar a acusadas tendencias endorreicas.

Los procesos más característicos de la dinámica reciente de la región son los relacionados con la actividad eólica, tal como señalan la extensión de los arenales ligados a ella y su riqueza de for-

mas, con mantos eólicos, campos de dunas y cordones de dunas parabólicas. La acción eólica no se restringe a la elaboración de estas variadas formas, sino que en algunos casos, modifica o condiciona la acción de otros agentes morfogenéticos. Así, su interacción con fondos de valle poco encajados ha provocado la creación de minúsculas lagunillas a lo largo de ellos; no obstante, la génesis de las principales lagunas está relacionada con ascensos del nivel freático del acuífero terciario hasta cortar los surcos in terdunares.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. HIDROGEOLOGIA

6.1.1. Climatología

El ámbito de la Hoja de Olombrada presenta un clima mediterráneo templado según la clasificación de PAPADAKIS (1966). En el periodo 1940-1985 las precipitaciones medias se situaron entre 500 y 600 mm (MOPU, 1988). Para este mismo periodo, la temperatura media anual osciló entre 11 y 13 °C. Por otra parte, la evapotranspiración potencial media anual se encuentra próxima a los 700 mm.

6.1.2. Hidrología

La Hoja se encuentra ubicada en el sector suroriental de la cuenca hidrográfica del Duero. En su mayor parte pertenece a la subcuenca del río Duratón, si bien el sector suroccidental está incluido en la subcuenca del río Cega; con frecuencia la divisoria entre ambas subcuencas resulta imperceptible, existiendo amplias zonas carentes de contrastes altimétricos que muestran acusadas tendencias endorreicas.

El río Cega presenta una aportación media anual de 57 hm³, con un caudal medio de 3'80 m³/s. En cuanto al río Duratón, controlado en la estación foronómica de Sepúlveda, presenta una aportación media de 88 hm³ y un caudal medio de 2'8 m³/s.

6.1.3. Características hidrogeológicas

Los materiales aflorantes se han agrupado en los siguientes conjuntos, en función de su comportamiento hidrogeológico:

- Precámbrico-Paleozoico. Incluye el conjunto metamórfico de asignación preordovícica, constituido por esquistos, pizarras, metaareniscas, cuarcitas y neises glandulares.
- Mesozoico. Comprende un potente conjunto carbonatado atribuido al Lías y al Cretácico superior, en el que se intercala un tramo de naturaleza detrítica; culmina mediante una unidad margoso-dolomítica de edad campaniense.
- Terciario. Es muy variado como se desprende de su descripción estratigráfica. A grandes rasgos se trata de una sucesión margosa que evoluciona hacia el sur a términos arenoso-arci-

llosos, culminando con un extenso nivel calizo; adosados a los principales relieves aparecen conglomerados calcáreos. Por encima de este conjunto asignado al Mioceno medio-superior, al norte del macizo de Honrubia-Pradales afloran arcillas y gravas de reducido espesor atribuidas al Plioceno.

- Cuaternario. Engloba básicamente tres tipos de depósitos: arenas eólicas, ampliamente distribuidas por el sector meridional; gravas, arenas y arcillas relacionadas con la dinámica fluvial; y por último, arcillas y limos ligados a la dinámica lacustre-palustre y arcillas relacionadas con procesos de descalcificación.

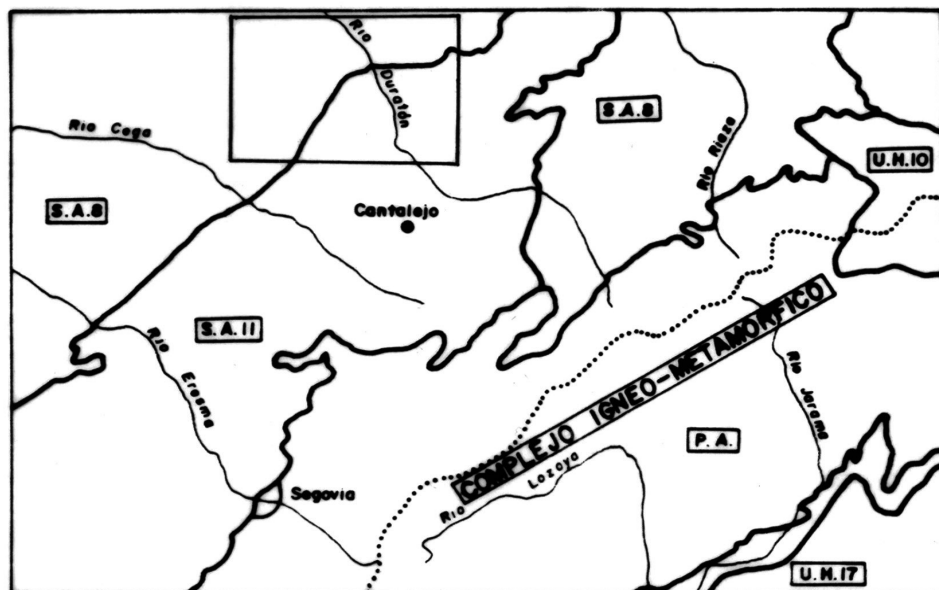
Las principales características hidrogeológicas de los conjuntos anteriores son:

- Precámbrico-Cámbrico (unidades 1-3). Presenta escaso interés desde el punto de vista de la explotación de recursos hídricos, debido a su muy baja permeabilidad, mostrándose susceptible de albergar agua en zonas de intensa fracturación.
- Mesozoico (unidades 4-12). Incluye tres tipos de materiales en función de su comportamiento hidrogeológico. Por una parte, las calizas y dolomías del Lías (unidad 4) y del Turoniense-Santoniense (unidades 8-11) presentan una permeabilidad alta-media por fisuración y karstificación, con una transmisividad aproximada de 200-500 m²/día. Entre ambos tramos calcáreos se dispone un tramo integrado fundamentalmente por arenas del Albiense-Turoniense (unidades 5-7) que poseen una permeabilidad media-baja por porosidad integrgranular; este tramo confiere anisotropía al acuífero mesozoico, pudiendo llegar a confinar los niveles jurásicos. Culminando el conjunto mesozoico aparece un tramo margoso-dolomítico campaniense (unidad 12) de permeabilidad baja que confina al resto del acuífero mesozoico.

Estos materiales forman parte del Sistema Acuífero nº 11 (ITGE, 1991; Fig. 6.1) poseen carácter libre en los sectores de Burgomillodo, Fuentidueña y Castro de Fuentidueña, adquiriendo carácter confinado en las proximidades de Carrascal del Río y, por supuesto, en el Corredor de Cantalejo.

Este Sistema Acuífero se encuentra compartimentado, sin que pueda asegurarse la continuidad de sus acuíferos en profundidad. La recarga se realiza por infiltración del agua de lluvia, en tanto que la descarga se efectúa a través de manantiales y de los ríos que lo atraviesan, siendo el Duratón el más destacado en esta zona. Aunque no han podido evaluarse con exactitud, existen aportes hacia el Terciario, como se deduce de la forma de las isopiezas. La facies hidroquímica es bicarbonatada cálcica, sin que se aprecien valores anómalos de cloruros, sulfuros y nitratos, con conductividades inferiores a 500 µmhos/cm.

- Terciario (unidades 13-24). Posee una gran variedad litológica, formando parte de dos Sistemas Acuíferos diferentes, en los que se reconocen diversos subistemas. Adosado a los materiales mesozoicos se dispone un conjunto de conglomerados calcáreos del Mioceno inferior (unidad 13) de permeabilidad media por porosidad intergranular, disolución del cemento calcáreo y fracturación. En sus afloramientos se comportan como un acuífero libre, confinándose al sumergirse bajo los restantes depósitos terciarios. En el sector de San Miguel de Bernuy- Castro de Fuentidueña presentan conexión hidráulica con el acuífero mesozoico, en tanto que hacia el sur se interpone entre ambos el tramo margoso campaniense (unidad 12); pertenecen al Sistema Acuífero nº 11.



Escala 1:1.000.000

P.A. Paleozoico de la Sierra de Madrid

CUENCA DEL TAJO

U.M.17 Unidad Hidrogeológica del
Reborde Mesozoico del Guadarrama

CUENCA DEL DUERO

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

U.M.10 Unidad Hidrogeológica cársica del extremo
Septentrional de la Ibérica

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

— Límite de Sistema o Unidad Hidrogeológica

..... Divisoria hidrográfica

Figura 6.1. Esquema hidrogeológico regional.

También pertenece a este Sistema Acuífero la serie arcósico-arcillosa (unidad 14) del sector meridional, que integra la mayor parte de su superficie. Su espesor es muy variable en función del paleorelieve infrayacente, llegando a sobrepasar los 300 m en el Corredor de Cantalejo. Posee permeabilidad media por porosidad intergranular actuando como un acuífero heterogéneo, anisótropo y de transmisividad baja, que presenta carácter libre, si bien con frecuencia aparece tapizado por depósitos arenosos cuaternarios de elevada permeabilidad. Se recarga por infiltración

del agua de lluvia, por aportes laterales de los acuíferos mesozoicos y cuaternarios, así como por el retorno del agua de riego. En cuanto a la descarga, se efectúa principalmente por extracciones artificiales mediante bombeo y por aportes a los cursos fluviales.

El volumen correspondiente a extracciones de aguas subterráneas se sitúa por debajo de 5.000 m³/ km²/año. Su utilización se centra en el abastecimiento humano y en el riego, usos para los que la calidad del agua es aceptable. La composición del agua observada en el punto de la red de vigilancia de calidad de Cantalejo es de tipo bicarbonatada cálcico-magnésica, presentando valores significativos de nitritos y nitratos por influencia de abonos. Los valores de conductividad de estas aguas están comprendidos entre 500 y 1.000 µmhos/cm.

Los restantes materiales terciarios (unidades 15-24) forman parte del Sistema Acuífero 8 y en ellos predominan los constituyentes margosos de las facies Cuestas (unidad 17), que poseen un espesor cercano a 100 m, y una permeabilidad muy baja, confinando los posibles acuíferos infrayacentes, fundamentalmente el denominado terciario detrítico. Por encima se disponen los niveles calizos de los páramos (unidades 19 y 21) que constituyen un subsistema de carácter libre colgado, aislado en general de las restantes formaciones acuíferas, que presentan una notable extensión y un espesor comprendido entre 10 y 20 m en la mayoría de los casos, si bien en las proximidades de Campaspero se han medido espesores superiores a 50 m. Este subsistema ha sido dividido a su vez en dos acuíferos diferentes, actuando como separación de ambos el valle del río Duratón: páramo de Cuéllar, en la margen izquierda, y páramo del Duratón, en la margen derecha; la conductividad está comprendida entre 500 y 1.000 µmhos/cm.

En el páramo de Cuéllar las entradas del acuífero provienen exclusivamente de la infiltración del agua de lluvia, en tanto que las salidas se producen por bombeos y por los manantiales existentes; las extracciones se realizan mediante pozos que proporcionan caudales que oscilan entre 15 y 30 l/s, siendo el bombeo total anual cercano a 11 hm³, utilizándose fundamentalmente para usos agrícolas. En cualquier caso, su condición de acuífero colgado provoca importantes variaciones interanuales influenciadas por la pluviometría, dificultando la realización de un balance medio.

El páramo del Duratón posee una menor extensión y un espesor medio semejante, presentando una importante diferencia con respecto al de Cuéllar, ya que en el sector de Fuentidueña-Fuentesoto, los niveles del páramo se disponen directamente sobre el acuífero mesozoico, produciéndose intercambios entre ambos. Aunque en el sector nororiental una parte del páramo se encuentra tapizada por depósitos pliocuaternarios, la mayor parte del agua recibida por éstos acaba recargando finalmente a aquél. Los balances calculados entre 1978 y 1980 señalaron valores de infiltración por agua de lluvia comprendidos entre 0'35 y 1'33 hm³/año, con extracciones por bombeo de 0'37 hm³ y drenaje mediante manantiales de 0'46 a 0'52 hm³/año. La recarga del acuífero se realiza por infiltración del agua de lluvia y por aportes del acuífero mesozoico, en tanto que la descarga se efectúa mediante manantiales, con explotación mínima a través de sondeos. Los balances realizados entre 1978 y 1979 señalan una infiltración por agua de lluvia de 40 hm³/año, con aportes laterales del acuífero mesozoico de 9 hm³ y un drenaje por manantiales de 45 hm³/año.

- Cuaternario (unidades 25-37). Comprende tres grupos de materiales en función de su grado de permeabilidad. Las arenas de origen eólico (unidades 30 - 33) presentan una permeabilidad alta por porosidad intergranular. Constituyen un acuífero libre, con amplia distribución por el

sector meridional, relacionado hidráulicamente con el acuífero detrítico terciario del Sistema Acuífero nº 11 (unidad 14). Su espesor varía de 1 a 5 m, aunque excepcionalmente puede alcanzar más de 40 m, siendo objeto de explotaciones de pequeña entidad actualmente. Actúa como regulador del comportamiento hidráulico de la zona, reteniendo el agua de lluvia, parte de la cual es drenada a los cursos fluviales, siendo cedida la restante al acuífero infrayacente; cuando el nivel freático se encuentra muy alto puede dar lugar a la formación de lagunillas en los surcos interdunales (TEMIÑO y REBOLLO, 1994). Por su similitud con materiales arenosos del Sistema Acuífero nº 8, se estiman transmisividades de 50 a 100 m²/día.

Las gravas, arenas y arcillas de origen aluvial (unidades 34 y 37) poseen permeabilidad media-alta por porosidad intergranular. Constituyen un acuífero libre, cuya principal manifestación corresponde al valle del río Duratón, cuyo interés en relación con posibles explotaciones es local.

Las arcillas y limos de los fondos endorreicos (unidad 36) y las arcillas de descalcificación de los fondos de dolina (unidad 25) poseen poca entidad, apareciendo como depósitos de permeabilidad muy baja que favorecen la formación de encharcamientos y lagunillas.

6.2. RECURSOS MINERALES

No existen indicios ni labores de minerales metálicos o energéticos en la Hoja. En Tejares, asociada a la base de la serie cretácica, aparece una explotación de arenas silíceas ya abandonada que constituye el único indicio de minerales no metálicos. En cuanto a las rocas industriales, se han recopilado 30 canteras, generalmente de pequeñas dimensiones e inactivas, que se destinaron fundamentalmente a usos locales en el campo de la construcción (cuadro 6.1). Existen cuatro canteras emplazadas sobre los extensos depósitos de arenas eólicas cuaternarias utilizadas con diversos fines. Otras cuatro, en calizas y dolomías del Cretácico superior y 14 en las calizas del páramo, encaminadas a la obtención de áridos de machaqueo y producción de cal. Las gravas y arenas pliocuaternarias y cretácicas se explotaron en seis puntos, utilizándose en la construcción y como áridos naturales. Por último, las dos canteras que explotaron yesos utilizaron su producto en el campo de la construcción.

La única cantera que presenta actividad permanente se encuentra en el término municipal de Carrascal del Río, junto a la presa del embalse de Burgomillado extrayéndose de ella arenas eólicas cuaternarias.

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

6.2.1.1. Arenas silíceas

Se ha inventariado una cantera localizada en Tejares, dentro del término municipal de Fuentesoto, en la que se han explotado las arenas de la Fm. Segovia, que presentan características análogas a las de la Fm. Utrillas, ambas cretácicas. Precisamente esta última es explotada en las proximidades de Fuentidueña con carácter intermitente, pero la alta proporción de gravas cuarcíticas hace que se encuadren en el campo de las rocas industriales.

Se trata de arenas silíceas con matriz caolinífera de color blanco-amarillento, si bien pueden adoptar tonos rojizos en función del contenido en óxidos de hierro. Por el elevado contenido en

SiO₂ y el fácil lavado de la matriz caolinífera, las arenas resultan aptas para su uso como vitrificantes, fundentes, refractarios y para la industria cerámica. Por otra parte, el residuo obtenido del lavado de la matriz contiene caolín de buena calidad, si bien no existen referencias de su aprovechamiento.

6.2.2. Rocas industriales

6.2.2.1. *Aridos naturales*

Se incluyen en este grupo las arenas eólicas cuaternarias y las gravas y arenas pliocuaternarias.

Los depósitos eólicos del Cuaternario corresponden a arenas cuarzo-feldespáticas de color blanco-grisáceo y generalmente grano fino; la fracción más fina presenta un mayor contenido de arcillas de tipo illita y montmorillonita. Se han reconocido cuatro canteras, una de las cuales constituye la única explotación activa permanentemente en la Hoja. Ubicada en Burgomillodo posee grandes dimensiones, con un frente que puede sobrepasar 30 m de altura. Presenta una gran actividad y sus productos están encaminados a la fabricación de vidrio y al campo de la construcción con un ámbito de mercado internacional; posee planta de tratamiento en la propia cantera.

De las seis canteras de gravas y arenas, tres se emplazan en conos de deyección, dos en abanicos pliocuaternarios (“raña”) y la restante, en la base de la secuencia cretácica, esta última explotada de forma intermitente. Predominan los cantos de naturaleza cuarcítica englobados en una matriz arenosa, si bien en ocasiones los cantos calcáreos pueden ser predominantes.

6.2.2.2. *Caliza y dolomía*

Se han inventariado catorce canteras de pequeñas dimensiones que explotaron las calizas de los páramos, la mayoría localizadas en el sector de Olombrada - Membibre de la Hoz-Fuenteaúco de Fuentidueña. Junto a ellas, se han recopilado cuatro canteras de caliza y dolomía ubicadas en las inmediaciones de Fuentidueña, concretamente en afloramientos de la Fm. Castrojimeno.

La mayor parte de las canteras se han utilizado para la producción de áridos de machaqueo, con destino a la construcción de carreteras. Puntualmente, también han empleado para la obtención de cal con el fin de cubrir algunas demandas locales.

6.2.2.3. *Yeso*

Tan solo se han inventariado dos canteras, localizadas en las inmediaciones de Laguna de Contreras, cuyo producto estaba encaminado al campo de la construcción. La más próxima a la localidad citada poseía planta de tratamiento y dimensiones medias.

CUADRO 6.1. RESUMEN DE INDICIOS DE ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES (1)

Nº	COORDENADAS		SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL	PROVINCIA	ESTADO DE ACTIVIDAD	MAGNITUD Y DESCRIPC. DE LAS LABORES	USOS
	X	Y						
1	407550	4589375	Caliza (páramo)	Membibre de la Hoz	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
2	407800	4589350	Caliza (páramo)	Membibre de la Hoz	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
3	407750	4589125	Caliza (páramo)	Membibre de la Hoz	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
4	415725	4593500	Yeso	Laguna de Contreras	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
5	416100	4592425	Yeso	Laguna de Contreras	Segovia	Inactiva	Media. Dos frentes	Construcción
6	418425	4591700	Gravas y arenas (Cono de deyección)	Sacramenia	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Zahorra
7	418775	4590000	Gravas y arenas (Cono de deyección)	Laguna de Contreras	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Zahorra
8	428000	4594250	Gravas (Raña)	Valtiendas	Segovia	Inactiva	Pequeña. Varios frentes	Aridos natural
9	428750	4594475	Gravas (Raña)	Valtiendas	Segovia	Inactiva	Pequeña. Varios frentes	Aridos natural
10	401775	4586000	Caliza (páramo)	Olmbrada	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
11	405675	4586450	Caliza (páramo)	Membibre de la Hoz	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
12	406000	4586300	Caliza (páramo)	Membibre de la Hoz	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
13	406400	4586800	Caliza (páramo)	Membibre de la Hoz	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
14	411175	4585200	Caliza (páramo)	Fuentsaúco de Fuentidueña	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
15	413300	4585225	Caliza (páramo)	Fuentepiñel	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
16	415000	4585575	Caliza (páramo)	Fuentepiñel	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
17	418500	4585050	Caliza y dolomía	Fuente el Olmo de Fuentidueña	Segovia	Inactiva	Media. Un solo frente	Construcción
18	418900	4585500	Caliza y dolomía	Fuente el Olmo de Fuentidueña	Segovia	Inactiva	Media. Un solo frente	Construcción
19	418650	4588450	Caliza y dolomía	Laguna de Contreras	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
20	419125	4588000	Gravas y arenas	Laguna de Contreras	Segovia	Intermitente	Pequeña. Varios frentes	Aridos natural.
21	419450	4588150	Gravas y arenas	Laguna de Contreras	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Aridos natural.
22	423925	4586575	Arenas silíceas	Fuentesoto	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Cerámica
23	403575	4583650	Caliza (páramo)	Perosillo	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
24	405000	4579175	Arenas	Hontalbilla	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Aridos natural.
25	405800	4580650	Caliza (páramo)	Adrados	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
26	407000	4581100	Caliza (páramo)	Adrados	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
27	407825	4582400	Caliza (páramo)	Fuentsaúco de Fuentidueña	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
28	413300	4580050	Caliza y dolomía	Torrejilla del Pinar	Segovia	Inactiva	Pequeña. Varios frentes	Construcción
29	417125	4580300	Arenas	Fuente el Olmo de Fuentidueña	Segovia	Inactiva	Pequeña. Varios frentes	Aridos natural
30	417500	4580150	Arenas	Fuente el Olmo de Fuentidueña	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Aridos natural.
31	425750	4576950	Arenas	Carrascal del Río	Segovia	Activa	Grande. Un solo frente	Aridos natural.

6.3 GEOTECNIA

Se describen en el presente apartado las principales características de los materiales aflorantes en la Hoja desde un punto de vista geotécnico; para ello se han agrupado en función de sus semejanzas, analizándose cada grupo de forma independiente.

6.3.1. División en Areas y Zonas geotécnicas

La superficie de la Hoja se ha dividido en Areas y éstas a su vez en Zonas, en función de criterios geológicos, entendidos como la síntesis de aspectos litológicos, tectónicos, geomorfológicos e hidrogeológicos, que analizados en conjunto proporcionan a cada Zona una cierta homogeneidad en el comportamiento geotécnico.

Para cada Zona se describe su permeabilidad, drenaje, ripabilidad, posibilidad de deslizamientos, hundimientos y otros riesgos, valorando cualitativamente la capacidad de carga media del terreno. Todos estos datos tienen carácter orientativo, por lo que deben utilizarse a nivel de estudio informativo o anteproyecto.

De acuerdo con los criterios anteriores se han diferenciado un total de 4 Areas y 15 Zonas.

- Area I. Incluye los materiales metamórficos preordovícicos (Zona I₁; unidades cartográficas 1, 2 y 3).
- Area II. Engloba los sedimentos mesozoicos, tanto de naturaleza carbonatada (Zona II₁; unidades cartográficas 4, 7, 8, 9 y 11), como detrítica (unidades 5, 6 y 7) y margosa (unidades 10 y 12).
- Area III. Comprende el conjunto sedimentario terciario, sin duda el más variado, en el que se han distinguido 6 Zonas : Zona III₁, representada por un conjunto esencialmente conglomerático; Zona III₂, que agrupa los sedimentos de naturaleza margoso-arcillosa (unidades 15, 17, 20 y 23); Zona III₃, integrada por areniscas y arenas (unidades 14 y 16); Zona III₄, constituida por yesos (unidad 18); Zona III₅, que incluye diversos niveles de calizas (unidades 19 y 21); y Zona III₆, representada por gravas cuarcíticas (unidad 24).
- Area IV. Incluye los depósitos cuaternarios, divididos en : arenas eólicas (Zona IV₁; unidades cartográficas 30, 31, 32 y 33); arcillas y limos endorreicos (Zona IV₂; unidades 25 y 36); gravas, arenas y arcillas correspondientes a coluviones, conos de deyección y abanicos aluviales (Zona IV₃; unidades 34 y 35); calizas travertínicas (Zona IV₄; unidad 29); y por último, gravas, arenas y arcillas de origen fluvial (Zona IV₅, unidades 27, 28 y 37).

6.3.2. Estudio de las Areas y Zonas

6.3.2.1. Area I

Engloba las rocas metamórficas del zócalo hercínico, aflorantes al SE de Hontabilla y en el embalse de las Vencías.

- Zona I₁. Constituye un grupo algo heterogéneo integrado por esquistos, pizarras, neises bandeados y cuarcitas, entre los que se intercala un tramo más compacto de neises glandulares.

Sus principales condicionantes geotécnicos son la esquistosidad y la fracturación, que pueden provocar problemas de drenaje y de alteración, rebajando la competencia mecánica, especialmente en el caso de las pizarras y esquistos. Por su parte, los neises glandulares presentan una capacidad de carga alta.

6.3.2.2. Area II

Comprende el conjunto de materiales carbonatados, detríticos y margosos del Jurásico y Cretácico, aflorantes en el ámbito de los macizos de Honrubia - Pradales y Zarzuela del Pinar.

- Zona II₁. Abarca todas las unidades carbonatadas jurásicas y cretácicas, entre las que destacan los potentes tramos dolomíticos de la Fm. Castrojimeno, especialmente en el embalse de Burgomillado y entre San Miguel de Bernuy y Fuentidueña; también incluye tramos margosos, de mucha menor entidad.

En conjunto se comporta de forma permeable, tanto por fisuración como por karstificación, por lo que su drenaje se realiza fundamentalmente por infiltración. No son ripables y su capacidad de carga es media-alta, aunque en las zonas de mayor grado de diaclasado y karstificación, disminuye sensiblemente. El riesgo más frecuente es la posibilidad de hundimientos y desprendimientos en estas áreas karstificadas.

- Zona II₂. Corresponde a las Fms. Utrillas, Castro de Fuentidueña y Segovia, en las que predominan las arenas y arcillas de tonos blancos, rosados y amarillentos, con niveles de gravas, mucho más abundantes hacia la base, y margas, exclusivas de su tramo intermedio. Afloran exclusivamente en el ámbito del macizo de Honrubia - Pradales

Aunque su permeabilidad es variable, en conjunto se puede considerar semipermeable, realizándose el drenaje tanto por escorrentía superficial como por infiltración. En general, son ripables y poseen una capacidad de carga media-alta. Sus riesgos geotécnicos más relevantes son su fácil erosionabilidad y la posibilidad de asientos diferenciales.

- Zona III₃. Incluye los niveles fundamentalmente margosos de la Fm. Valle de Tabladillo, así como los que se disponen a modo de intercalaciones en la Fm. Castrojimeno. Al igual que en el caso de la Zona anterior, aparece exclusivamente en el macizo de Honrubia - Pradales.

Se trata de un conjunto de muy baja permeabilidad, cuyo drenaje se efectúa fundamentalmente por escorrentía superficial. En general, son ripables y poseen una capacidad de carga media-baja. Su fácil erosionabilidad y la posibilidad de asientos diferenciales en las cimentaciones, constituyen los riesgos geotécnicos más destacables.

6.3.2.3. Area III

En ella se agrupan todos los sedimentos terciarios, que representan la mayor parte de los afloramientos de la Hoja, al constituir el relleno de la Depresión del Duero y el Corredor de Cantalejo. Poseen una gran heterogeneidad, encontrándose con frecuencia recubiertos por los depósitos cuaternarios.

- Zona III₁. Corresponde a las unidades conglomeráticas cementadas que se disponen adosadas a los materiales mesozoicos del macizo de Honrubia - Pradales, de edad miocena.

Generalmente, aparecen fuertemente cementados por lo que su erosionabilidad es baja, al igual que su permeabilidad cuando la roca se encuentra fresca, si bien la disolución de los constituyentes carbonatados puede aumentar considerablemente este parámetro; aunque en principio la escorrentía se lleva a cabo de forma superficial, dicha disolución provoca problemas de infiltración. De elevada dureza, no son ripables, siendo su capacidad de carga media-alta; sus principales riesgos geotécnicos son los derivados de los procesos de disolución y fracturación.

- Zona III₂. Está constituida por los afloramientos de naturaleza detrítica del sector meridional, en los que predominan los niveles areniscos sobre los arcillosos y conglomeráticos.

Poseen una permeabilidad muy variable, con zonas de permeabilidad elevada en las que el drenaje se realiza por infiltración, frente a otras de permeabilidad muy baja en las que el drenaje se efectúa superficialmente o bien muestran tendencias endorreicas. Presentan una fácil ripabilidad y capacidad de carga media - baja. Su principal riesgo geotécnico deriva de su fácil erosionabilidad, especialmente al aumentar la fracción arcillosa, y de la posible presencia de asientos diferenciales en cimentaciones superficiales.

- Zona III₃. Está constituida fundamentalmente por los depósitos miocenos margosos con intercalaciones de calizas, de gran representación superficial, y las arcillas rojas pliocenas, restringidas al sector nororiental.

Se trata de un conjunto de fácil erosionabilidad y permeabilidad muy baja cuyo drenaje se lleva a cabo fundamentalmente por escorrentía superficial; tan solo en el caso de algunas intercalaciones carbonatadas de cierta entidad, el drenaje se realiza por infiltración. En general, presentan una fácil ripabilidad y una capacidad de carga baja-media. Sus principales riesgos geotécnicos son su fácil erosionabilidad, la posibilidad de deslizamientos en los afloramientos de elevadas pendientes y la presencia de asientos diferenciales.

- Zona III₄. Incluye los niveles de yesos y margas yesíferas que aparecen en la base de las facies de las Cuestas en las proximidades de Vivar de Fuentidueña.

Presentan una moderada resistencia a la erosión y un grado variable de ripabilidad, así como una permeabilidad muy baja, que provoca que el drenaje se realice por escorrentía superficial. Los posibles problemas relacionados con fenómenos de disolución aconsejan que su capacidad de carga sea catalogada como media. Dichos problemas de disolución y la agresividad por sulfatos son sus condicionantes geotécnicos más importantes.

- Zona III₅. Corresponde a los niveles de calizas que configuran los extensos páramos de la zona.

Su permeabilidad es alta, lo que implica un drenaje por infiltración. Presentan una elevada resistencia a la erosión, no siendo ripables y estimándose una capacidad de carga media-alta para ellas. Su principal condicionante geotécnico está relacionado con los procesos de karstificación, que pueden dar lugar a hundimientos y desprendimientos.

- Zona III₆. Incluye el manto de gravas cuarcíticas que tapiza el sector nororiental, equiparable a la tradicional “raña”.

Poseen una permeabilidad alta por porosidad intergranular, lo que provoca su drenaje por infiltración. Son materiales ripables con capacidad de carga media. Su riesgo más importante es la posibilidad de áreas con asientos diferenciales.

6.3.2.4. Area IV

En ella se incluyen los sedimentos cuaternarios, entre los que predominan los de naturaleza detrítica. Su génesis es muy variada y ocupan la mayor parte del sector meridional.

- Zona IV₁. Engloba los extensos mantos arenosos de origen eólico que tapizan una franja de unos 5 km de anchura, extendiéndose entre Frumales y Carrascal del Río y constituyendo uno de los rasgos más característicos de la Hoja.

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

- Zona IV₂. A ella pertenecen los materiales que ocupan las zonas endorreicas, de naturaleza arcilloso-limosa, en ocasiones con una alta concentración de materia orgánica.

Su grado de permeabilidad es muy bajo. Son perfectamente excavables y de baja capacidad de carga. Su principal riesgo se relaciona con la posibilidad de encharcamiento, en algunos casos con carácter permanente.

- Zona IV₃. Está representada por los materiales detríticos asociados a coluviones, conos de deyección y abanicos aluviales.

Su permeabilidad es muy variable, presentándose todos los grados posibles, 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. Su principal riesgo geológico es la producción de asientos diferenciales en cimentaciones.

- Zona IV₄. Está representada exclusivamente por los reducidos afloramientos de terrazas travertínicas localizadas en el arroyo de Fuentesoto.

Poseen una elevada porosidad por lo que su drenaje se lleva a cabo por infiltración. Presentan una alta resistencia a la erosión, no siendo ripables y mostrando una capacidad de carga alta. Su principal riesgo geotécnico es su elevado grado de karstificación, que puede provocar hundimientos y desprendimientos.

- Zona IV₅. Se incluyen en ella los depósitos detríticos relacionados con los fondos de valle, de entre los que destaca el del río Duratón, así como sus terrazas asociadas.

Su permeabilidad varía de alta a media, por lo que el drenaje se efectúa por escorrentía superficial e infiltraciones. Son ripables y poseen capacidad de carga baja. Los principales riesgos ge-

otécnicos se relacionan con asientos diferenciales y con la presencia del nivel freático a escasa profundidad, con posibles problemas de agotamiento en zanjas y excavaciones, siendo además zonas con riesgo de inundaciones eventuales.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO (PIG)

En la Hoja a escala 1:50.000 de Olombrada se han inventariado y catalogado cuatro Puntos de Interés Geológico, habiéndose seleccionado y desarrollado tres de ellos. Uno de ellos, el yacimiento paleontológico de Valles de Fuentidueña, requiere especial protección para su conservación debido a la propia naturaleza del punto.

7.1. TESTIFICACION DE LA METODOLOGIA

La testificación de la metodología empleada permite afirmar que la relación de puntos seleccionados e inventariados refleja en parte las características geológicas de la Hoja, pareciendo desmesurada la proporción relativa al interés Paleontológico (25%), en relación al Geomorfológico (37,5%) y Estratigráfico (37,5%). El interés principal de cada uno de los puntos es el siguiente :

<u>Puntos de interés geológico</u>	<u>Interés principal</u>
Presa de Burgomillodo	Geomorfológico
Páramo de Sacramenia	Geomorfológico-Estratigráfico
Embalse de las Vencías	Estratigráfico
Valles de Fuentidueña	Paleontológico

Además de su interés principal, se ha tenido en cuenta su utilización (turística, didáctica, científica y económica), así como su repercusión (local, regional, nacional).

7.2. ITINERARIO RECOMENDADO

Los Puntos de Interés señalados pueden ser visitados mediante la realización del itinerario Cantalejo - Navalilla - Burgomillodo - San Miguel de Bernuy - Tejares - Valtiendas - Sacramenia - Fuentidueña - Embalse de las Vencías - Valles de Fuentidueña - Cantalejo. Aunque existen diversas rutas alternativas a la propuesta, el itinerario sugerido permite adquirir una rápida visión de los aspectos geológicos más característicos de la Hoja, complementando la visita a los Puntos de Interés propuestos con otras observaciones de interés de una forma breve.

La elección de Cantalejo como puesto de partida del recorrido, a pesar de encontrarse fuera de la Hoja, se debe fundamentalmente a su buen acceso tanto desde la autovía Madrid - Burgos, como desde Segovia y Valladolid. Tomando la carretera nacional 603 en dirección a Aranda de Duero, se penetra en la Hoja de Olombrada a través de la localidad de Navalilla, habiendo atravesado anteriormente mantos eólicos y campos de dunas, depósitos de origen eólico característicos de la región.

Ya en dicha localidad comienza el itinerario de la Hoja propiamente dicho, tomando la carretera local que se dirige a la Presa de Burgomillodo, primer Punto de Interés del recorrido, en el que son muy variadas las observaciones a efectuar. Por una parte, 500 m antes de llegar a la presa

son visibles las estribaciones noroccidentales del macizo de Sepúlveda, de relieve moderadamente abrupto, en su confluencia con la Depresión del Duero, de relieve más moderado; en esta zona, la confluencia entre ambos coincide con el curso del río Duratón. La observación del campo de dunas existente no hace sospechar en absoluto el impresionante espesor que pueden alcanzar estos depósitos eólicos, como pone de manifiesto la cantera existente junto a la presa.

En ella, el frente abierto descubre más de 40 m de arenas eólicas con numerosas estructuras; en cualquier caso, éste no debe considerarse el espesor máximo de la unidad, como se aprecia allí mismo. Las arenas se adaptan al paleorrelieve del macizo de Sepúlveda, encontrándose muy preservadas de la acción erosiva del viento.

El macizo se encuentra constituido aquí por la típica serie cretácica de la región, estructurada en un pliegue en rodilla, con el flanco noroccidental muy verticalizado y el suroriental muy tendido, reflejando una típica tectónica de revestimiento. Aquí son perfectamente accesibles los niveles superiores de dicha serie, correspondientes a las Fms. Castrojimeno (Coniaciense - Santoniense) y Valle de Tabladillo (Campaniense). La primera de ellas, de naturaleza calizo-dolomítica, ofrece una gran resistencia a la erosión, habiéndose construido la presa sobre ella; en cuanto a la segunda, posee una alta proporción de margas, destacando entre ellas algunos paquetes de brechas dolomíticas.

La ruta prosigue por la margen derecha del río Duratón, en dirección a San Miguel de Bernuy, apreciándose el irregular contacto entre los materiales cretácicos, de tonos amarillentos, y terciarios, de tonos rojizos. En la margen izquierda son visibles nuevas acumulaciones eólicas, adosadas al escarpe elaborado sobre el conjunto detrítico atribuido al Mioceno inferior. Precisamente en el tramo comprendido entre San Miguel de Bernuy y Tejares aparecen pequeños cortes que ponen de manifiesto el predominio de conglomerados calcáreos en dicho conjunto. En las inmediaciones de Tejares son perfectamente visibles las arenas y arcillas de la Fm. Segovia (Cenomaniense) sobre la que se apoyan las calizas y margas de la Fm. Caballar (Turonense).

Entre Tejares y Valtiendas se aprecia la disposición de las tradicionales rañas pliocuaternarias a modo de formas de enlace entre los relieves del macizo de Honrubia - Pradales, al S-SE y los depósitos miocenos de la Depresión del Duero, al N-NO; se apoyan con morfología de abanico sobre las calizas miocenas que configuran los extensos páramos de la región. La acción erosiva relacionada con la red fluvial es observable a partir de Valtiendas, donde los páramos aparecen truncados por valles con vertientes de elevada pendiente, configurando típicos relieves de mesa.

En Sacramenia se encuentra el segundo Punto de Interés, concretamente en el páramo situado al norte de la localidad. Su principal interés se centra en la presencia de un corte en el que se aprecian las características estratigráfico-sedimentológicas más destacadas del páramo superior. Además, el Punto tiene interés geomorfológico, ofreciendo una panorámica de la superficie del páramo en su confluencia con el macizo de Honrubia, con los abanicos pliocuaternarios como formas de enlace.

El tercer Punto se localiza en el embalse de las Vencías, al cual se accede a través de los páramos terciarios, así como del amplio valle del río Duratón y de Fuentidueña, desde donde pueden esbozarse las unidades miocenas del relleno de la cuenca, especialmente en la margen izquierda del río Duratón, donde un nivel rojizo separa un tramo inferior correlacionable con la facies

Dueñas, de otro superior, atribuido a las facies de las Cuestas, culminadas por las calizas del páramo.

Ya en el embalse de las Vencías se aprecia el profundo encajamiento producido por el río Duratón sobre la cobertera cretácica de la región, permitiendo el asomo de los materiales metamórficos del zócalo, en el afloramiento más noroccidental de rocas asignadas al Complejo de Guadarrama. Este conjunto aparece en el núcleo de un anticlinal intensamente fracturado cuya geometría está claramente determinada por los resaltes dolomíticos cretácicos; dicho conjunto está integrado por esquistos, neises y cuarcitas de naturaleza metasedimentaria entre los que se intercala un tramo de neises glandulares aflorante junto a la presa del embalse. El conjunto cretácico suprayacente se puede reconstruir a partir de numerosos cortes parciales, reconociéndose el típico tramo inferior de naturaleza detrítica y el superior, carbonatado.

El cuarto y último Punto de Interés se ubica en el paraje de El Coculillo, en las inmediaciones de Valles de Fuentidueña, tratándose de un yacimiento paleontológico profundamente estudiado y que ha permitido asignar al Vallesiense inferior los niveles calizos allí aflorantes. El retorno a Cantalejo, nuevamente a través de la carretera comarcal 603, muestra nuevos campos de dunas, antes de llegar a Navalilla, recordando una vez más uno de los rasgos geológicos más típicos de la región.

8. BIBLIOGRAFIA

- 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.; DIAZ MOLINA, M. y PEREZ-GONZALEZ, 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.; GARCIA DEL CURA, M.A.; HOYOS, M.; JIMENEZ, E.; LOPEZ, N.; MARTIN ESCORZA, C.; MAZO, A.V.; MORALES, J.; ORDOÑEZ, S.; SANCHEZ, F.B.; SESE, C. y SORIA, D. (1981). "Paleocología del yacimiento del Neógeno Continental de los Valles de Fuentidueña (Segovia)". Fundación Juan March, Serie Universitaria, 154, 9-55.
- ALCALA DEL OLMO, L. (1972). "Estudio sedimentológico de los arenales de Cuéllar". Inst. Geol. 28, 345-358.
- ALCALA 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 MAS, R. (1982). "Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y Sur del Sistema Central". Cuad. Geol. Ibérica, 8, 145-166.
- ALVAREZ, F. (1982). "Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva". Temas Geol. Min., 6 (1), 87-108.
- ALVAREZ, F.; GONZALEZ LODEIRO, F.y MARTIN PARRA, L.M. (1988). "Las deformaciones hercínianas tardías en la región de Santa María la Real de Nieva (Sistema Central Español)". Geogaceta, 5, 34-36.
- 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.; GARCIA 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. y GARCIA CACHO, L. (1970). "Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español)". Est. Geol., 26, 297-315.
- APARICIO, A.; GARCIA 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 Suroriental de la Depresión del Duero". Eds. Diputación de Salamanca.

- ARMENTEROS, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; CORRALES, I. y ALONSO, G. (1979). "Los abanicos aluviales terciarios del flanco norte de la Sierra de Honrubia - Pradales". 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca. Publi. Temas Geológico Mineros. IGME, 6.
- AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; HACAR M.; MARTIN, L.M.; MARTINEZ, J.R. y PEREZ, A. (1992). "Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olla de Sapo". En GUTIERREZ, 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.
- 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.
- BERGAMIN, J.F.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ 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.
- CALDERON, S. (1884). "Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios de España". Bol. Inst. Libre de Enseñanza. VIII. Madrid.
- 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.

- CAPOTE, R. (1972). "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila". 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 homenaje a 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.; FERNANDEZ 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 FERNANDEZ CASALS, M.J. (1981). "La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español". Cuad. Geol. Iber., 7, 455-470.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1982). "Los grandes complejos estructurales del Sistema Central : Modelo de evolución tectonometamórfica". Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat., 76 (2), 313-331.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y GONZALEZ CASADO, J.M. (1981). "Tectónica y metamorfismo del macizo de Honrubia". Cuad. Geol. Iber., 7, 441-454.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1975). "Las series anteordovícicas del Sistema Central". Bol. Geol. Min., 86 (6), 581-596.
- CAPOTE, R.; GONZALEZ 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 RODRIGUEZ, 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 Geográfica. Univ. Valladolid, 3, 1-606.
- CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ 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.
- CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J. (1983). "Las depresiones del borde suroccidental de la Cuenca del Duero". En: Libro Jubilar homenaje a J.M. Ríos, 2, 513-521.

- CORTAZAR, S. (1890). "Descripción física y geológica de la provincia de Segovia". Bol. Com. Mapa Geol. España, 17, Madrid.
- EZQUERRA, J. (1837). "Indicaciones geognósticas sobre las formaciones terciarias del centro de España". An. de Minas, 3. Madrid.
- EZQUERRA, J. (1850). "Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península". Mem. de la Acad. de Cienc. de Madrid, 1, 3ª serie. Madrid.
- FERNANDEZ, P. (1987). "Geomorfología del sector comprendido entre el S. Central y el Macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia)". Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, 1-335.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1974). "Significado geotectónico de la formación gneises de La Morcuera". Stv. Geol. Salm., 7, 87-106.
- FERNANDEZ 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.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1971). "Los gneises glandulares del Guadarrama Oriental". Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 69, 1, 69-80.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. y GUTIERREZ 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 MELENDEZ, A. (1982). "El Cretácico superior". En: El Cretácico de España. Univ. Compl. Madrid., 7, 387-456.
- FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA 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.
- GARCIA ABBAD, F. y REY SALGADO, G. (1973). "Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid". Bol. Geol. Min., 84, 213-227.
- GARCIA 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.
- GARCIA DEL CURA, A. (1974). "Estudios sedimentológicos de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero)". Est. Geol., 30, 579, 597.

- GARCIA 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.
- GONZALEZ CASADO, J.M. (1987). "Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa - Honrubia (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid, 1-307.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). "Estudio geológico-estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)". Tesis Univ. Salamanca, 1-365.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1915). "Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia". Com. Inv. Paleont. Prehist., 5, 1-295.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1923). "Las arenas voladoras de la Provincia de Segovia". Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 23, 211-216.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1930). "Fisiografía, geología y paleontología del territorio de Valladolid". Com. Inv. Paleont. y Prehist., 37, 1-205.
- 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 (DEL OLMO, P.) (1978). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Dueñas (311).
- ITGE (PORTERO, J.M.; AZNAR, J.M.; PEREZ GONZALEZ, A. y GONZALEZ LODEIRO, F.) (1990). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Valdepeñas de la Sierra (485).
- ITGE (ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; MARTINEZ, J.; DEL OLMO, A. y VILLASECA, C.) (1991). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Segovia, 483.
- ITGE (1991). Mapa hidrogeológico de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 30, Aranda de Duero.
- ITGE (ALVAREZ, F.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; MARTIN, L.M.; MARTINEZ, 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 (LOPEZ, F.; ENRILE, A. y CABRA, P.) (1992). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Peñafiel (374).

- ITGE (GARCIA CORTES, A.; TORRES, T.; MANSILLA, A. y QUINTERO, I.) (en prensa). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Maderuelo, 403.
- ITGE (DIAZ DE NEIRA, J.A.; CABRA, P. y LOPEZ OLMEDO, F.) (en prensa). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Cantalejo, 430.
- 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.
- LOPEZ, N.; GARCIA, E. y ALVAREZ, 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.
- LOPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A. y GARCIA 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.
- MABESOONE, J.M. (1961). "La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca del Duero (provincia de Palencia)". Est. Geol., 17, 2, 101-130.
- MACAYA, J.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J.R. y ALVAREZ, F. (1991). "Continuos deformation, ductile thrusting and backfolding in the basament 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.
- MARTIN SERRANO, A. (1991). "La definición en el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina". Rev. Soc. Geol. España, 4, 334-351.
- MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C.J. (1989). "Las calizas del Páramo en el sur de la provincia de Palencia". Stvdia. Geol. Salmant. Ed. Univ. Salamanca, 5, 293-310.
- MENDES, F.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. y FERNANDEZ SANTIN, S. (1972). "L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol)". Rev. Fac. Sci. Lisboa, 17, 345-365.
- MOLINA, E. y ARMENTEROS, I.(1986). "Los arrasamientos plioceno y plio-pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero". Stvdia Geol. Salmant., 22, 293-307.
- M.O.P.U. (DIRECCION GENERAL DE OBRAS HIDRAULICAS) (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.
- ORDOÑEZ, S. y GARCIA DEL CURA, A. (1976). "Estudio de las facies detríticas del sector oriental de la Cuenca del Duero". Est. Geol., 32, 179-188.
- ORDOÑEZ, S. y GARCIA DEL CURA, A. (1977). "Facies oncolíticas en medio continental. Aplicación al sector SE de la Cuenca del Duero". Est. Geol., 33, 459-466.
- ORDOÑEZ, S. ; GARCIA DEL CURA, A. y BRELL, J.M. (1979). "Relación entre las facies de abanico aluvial y facies carbonáticas del sector SE de la Cuenca del Duero". 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca. Publ. Temas Geológicos Mineros. IGME, 2, 463-482.
- ORDOÑEZ, S.; LOPEZ AGUAYO, F. y GARCIA DEL CURA, A. (1976). "Estudio geológico de las facies rojas pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). Est. Geol., 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 Olla de Sapo. Formation porphyroide antesilurienne du NW de Espagne". Not. Com. IGME, 76, 119-154.
- PARGA PONDAL, J.R. (1969). "Sistema de fracturas tardihercénicas 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 ALVARO, M. (1981). "Magmatismo pre e intrahercénico en el sector metamórfico de El Escorial (Sistema Central Español)". Cuad. Geol. Iber., 7, 201-216.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979). "El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos". Trabajos Neógeno-Cuaternario, 9, 23-36.
- PEREZ GONZALEZ, 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.
- PEREZ GONZALEZ, A. y GALLARDO, J. (1987). "La raña al sur de Somosierra y Sierra de Ayllón : un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio". Geogaceta, 2, 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.; RAMIREZ, 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.
- ROYO GOMEZ, J. (1926). "El Terciario continental de Burgos". Excursión A-6. XIV Congreso Geológico Internacional. Madrid.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1946). "Explicación de la Hoja nº 346, Aranda de Duero". Mapa Geol. de España. 1:50.000. Madrid. IGME.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1947). "Explicación de la Hoja nº 314, Cilleruelo de Abajo". Mapa Geol. de España. 1:50.000. Madrid. IGME.
- SANCHEZ 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.
- SCHWENZNER, J.E. (1936). "Zur Morphologie das Zentralspanischen Hochlandes". Geogr. Abhandl, 3, 10, 1-126 (Trad. Vidal Box, 1943, Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 41, 121-148).
- SOERS, E. (1972). "Stratigraphie et Geologie Structural de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)". Stvdia Geologica, 4, 7-94.
- SOLE SABARIS, L. (1952). "El relieve de la Península Ibérica y sus elementos estructurales". En: Geografía de España y Portugal, 1, 17-269.
- SUPPE, J. (1985). "Principles of structural geology". Prentice Hall, N. Jersey, 1-537.
- TEMIÑO, J. y REBOLLO, L. (1994). "Delimitación del enclave de contaminación del vertedero de residuos sólidos urbanos de Cantalejo (Segovia)". Análisis y Evolución de la Contaminación de las Aguas Subterráneas, 2, 51-62.
- 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 feldespató potásico". Bol. Geol. Min., 93, 67-68.

- VEGAS, R.; VAZQUEZ, J.T.; SURIÑACH, E. y MARCOS, A. (1990). "Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System". Tectonophysics, 184, 367-378.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO M. 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 GONZALEZ 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; GONZALEZ CASADO, J.M.; BERGAMIN, J.F.; TEJERO, R.; BABIN, R.; RIVAS, A.; HERNANDEZ ENRILE, J.L.; GINER, J.; SANCHEZ, 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; GONZALEZ CASADO, J.; MUÑOZ MARTIN, A.; GINER, J. y RODRIGUEZ, 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 gneisses of the Sierra de Guadarrama, Spain". Bull. Com. Geol. Finlande, 23, 51-56 (Trad. A. San Miguel, 1953: "Estructuras paligenéticas en los gneisses de la Sierra de Guadarrama"). Pub. Extr. Geol. Esp., 7, 267-285.
- WARBURTON, J. y ALVAREZ, C. (1989). "A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama mountains, Spanish Central System". Asoc. Geol. Geof. Esp. del Petróleo (AGGEP). Libro homenaje a Rafael Soler, 147-157.
- WIDBERG, H.D.F.; BISCHOFF, L. y BAUMANN, A. (1989). "U-Pb ages of zircon from meta-igneous and metasedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution". Contrib. Mineral Petrol., 103, 253-262.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 978-84-7840-665-4



9 788478 406654