



Instituto Geológico
y Minero de España

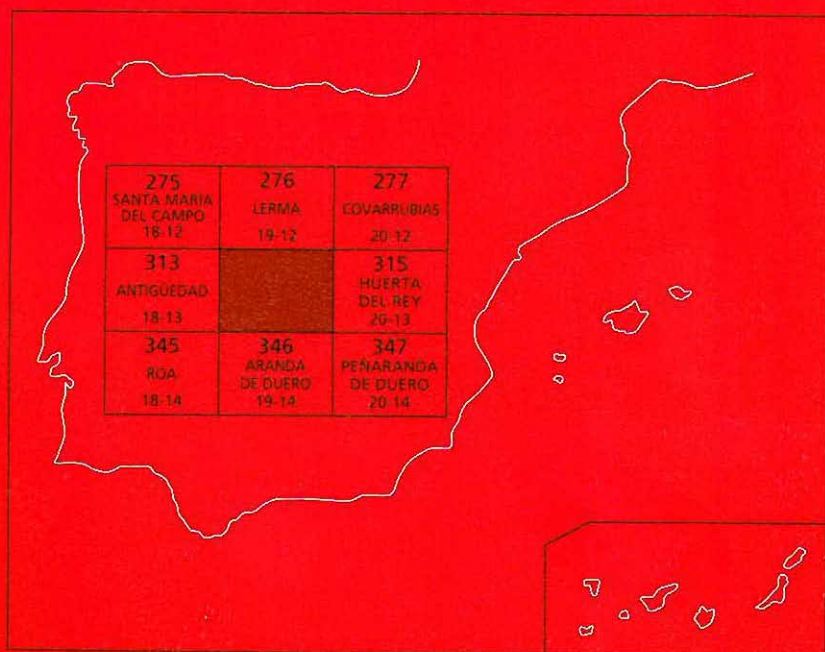
314

19-13

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



CILLERUELO DE ABAJO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

CILLERUELO DE ABAJO

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-16.130-2007

ISBN-10: 84-7840-674-3

ISBN-13: 84-7840-674-6

NIPO: 657-07-007-X

Fotocomposición: Revisatlas, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja de CILLERUELO DE ABAJO (314) han sido realizados por el Servicio de Geología del IGME (antes ITGE) y los Departamentos de Geología de la Universidad de Oviedo y de la Universidad de Salamanca habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa y Cortes Geológicos:

J. L. Alonso (Univ. de Oviedo), A. Suárez Rodríguez (IGME), y J. A. Pulgar (Univ. de Oviedo)

Mapa y Cortes Geomorfológicos:

A. Suárez Rodríguez (IGME)

Memoria:

J. L. Alonso (Univ. de Oviedo), A. Suárez Rodríguez (IGME), I. Armenteros (Univ. de Salamanca), L. P. Fernández (Univ. de Oviedo), A. Herrero (Consultor), L. Galán de Frutos, (Consultor), J. M. Baltuille (IGME), P. Barba (Univ. de Salamanca), J.C. García-Ramos (Univ. de Oviedo) y J. A. Pulgar (Univ. de Oviedo).

Columnas Estratigráficas y Sedimentología:

Mesozoico: A. Herrero (Consultor)

Terciario pre y sinorogénico: L. P. Fernández y J.C. García-Ramos (Univ. de Oviedo)

Terciario postorogénico: I. Armenteros y P. Barba (Univ. de Salamanca)

Recursos minerales: Baltuille, J. M. y J. Vega Roderia (†) (IGME)

Hidrogeología: Galán de Frutos, L. (Consultor)

Estudios paleontológicos: L. Granados (IGME)

Dirección del Estudio:

L. R. Rodríguez Fernández y N. Heredia (IGME)

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.
- Informe petrográficos, paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y GENERALIDADES	9
1.2. ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. MESOZOICO	12
2.1.1. Jurásico marino	13
2.1.1.1. Calizas intercaladas con margas en la parte basal (1)	13
2.1.2. Jurásico terminal-Cretácico inferior	16
2.1.2.1. Arcillas con nódulos carbonatados. Intercalaciones de calizas y lentejones de areniscas silíceas y oncoides (2)	16
2.1.3. Albense-Cretácico superior	18
2.1.3.1. Areniscas, conglomerados y arcillas (Formación Utrillas) (3) ..	18
2.1.3.2. Margas y calizas margosas con un nivel de calizas basales (Formaciones Picofrentes, Santa María de las Hoyas y Cobrejas del Pinar) (4)	21
2.1.3.3. Calizas tableadas, calizas nodulosas y margas (Formaciones Muñecas y Hortezielos) (5)	22
2.1.3.4. Calizas (Formaciones Hontoria del Pinar y Burgo de Osma) (6)	23
2.1.3.5. Calizas oquerosas, margas y dolomías (Formación Santo Domingo de Silos) (7)	25
2.1.3.6. Arcillas con niveles de areniscas y microconglomerados silíceos (Formación de Las Rozas) (8)	25
2.1.3.7. Formación Calizas de Lychnus (9)	27
2.2. Terciario	28
2.2.1. Terciario pre y sinorogénico (Paleógeno)	28
2.2.1.1. Arcillas y areniscas (Formación Colmenar) (10)	30

2.2.1.2.	Calizas, margas y yesos (Formación Calizas de Santibáñez del Val) (11)	30
2.2.1.3.	Arcillas, areniscas y conglomerados con un nivel calcáreo (c) (Formación Quintanilla del Coco) (12)	31
2.2.1.4.	Formación Calizas de Santa Cecilia (13)	34
2.2.1.5.	Conglomerados y areniscas. Arcillas y areniscas con cantos. (Formación Ermita de las Navas) (14 y 15)	35
2.2.2.	Terciario postorogénico (Neógeno)	40
2.2.2.1.	Conglomerados calcáreos, localmente polimícticos (16)	41
2.2.2.2.	Arcillas y areniscas (17). Microconglomerados con cantos metamórficos (cg). Calizas y calizas margosas (c)	44
2.2.2.3.	Arcillas rojas y areniscas (Unidad Detrítica de Aranda). (18). Mioceno medio (Aragoniense Superior-Vallesiense Inferior) ..	46
2.2.2.4.	Calizas y margas (Calizas inferiores del Páramo) (19). (Mio ceno medio-superior (Aragoniense superior-Vallesiense Inferior)	48
2.2.2.5.	Arcillas y arcillas margosas (20). Calizas y margas (c). Mio ceno superior (Vallesiense)	51
2.2.2.6.	Calizas superiores del Páramo (21.) Calizas y margas (22). Mioceno superior (Vallesiense-Turolense?)	53
2.2.2.7.	Arcillas rojas (23) y gravas cuarcíticas (24)	54
2.3.	CUATERNARIO	55
2.3.1.	Cantos, gravas cuarcíticas, arenas y limos. Terrazas aluviales (25)	55
2.3.2.	Limos grises, gravas y arenas. Depósitos aluviales (26)	56
2.3.3.	Arenas, limos y cantos. Abanicos y conos aluviales (27)	56
2.3.4.	Travertinos (28)	57
2.3.5.	Arenas y cantos. Coluviones y Deslizamientos	57
3.	TECTÓNICA	58
4.	GEOMORFOLOGÍA	61
4.1.	DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA	61
4.2.	ANTECEDENTES	62
4.3.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	63
4.3.1.	Estudio morfoestructural	63
4.3.2.	Estudio del modelado y Formaciones superficiales	65
4.3.2.1.	Formas estructurales	66
4.3.2.2.	Formas fluviales	67
4.3.2.3.	Formas poligénicas	69
4.3.2.4.	Formas de laderas	69
4.3.2.5.	Formas kársticas	70
4.3.2.6.	Formas antrópicas	71
4.4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)	71
4.5.	LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	73
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	73

6. **GEOLOGÍA ECONÓMICA** 75

6.1. RECURSOS MINERALES: ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES 75

6.2. HIDROGEOLOGÍA 77

6.2.1. Hidrología superficial 77

6.2.2. Características hidrogeológicas 81

6.2.2.1. Unidad Hidrogeológica 02.09. Burgos-Aranda 81

6.2.2.2. Unidad Hidrogeológica 02.10. Arlanza-Ucero-Avión 85

7. **BIBLIOGRAFÍA** 87

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y GENERALIDADES

Geográficamente, la Hoja de Cilleruelo de Abajo está situada a caballo entre la meseta del Duero y las estribaciones mas occidentales del Sistema Ibérico, conocidas aquí como Peñas de Cervera, que se extienden en dirección ONO desde el borde oriental de la Hoja hasta las proximidades de su ángulo noroccidental (Fig.1). Estos rasgos fisiográficos están directamente relacionados con las características geológicas del área; los relieves de las Peñas de Cervera están constituidos por materiales jurásicos y cretácicos levantados durante la orogenia alpina, y su estructura consiste esencialmente en un anticlinal, denominado Anticlinal de Tejada, con inmersión hacia el O, de modo que el relieve desciende en dicha dirección. Estos relieves constituyen la divisoria de aguas entre la cuenca del Arlanza, al N, y la del Esgueva, al S. En torno de los afloramientos cretácicos de las Peñas de Cervera, la mayor parte de la Hoja de Cilleruelo de Abajo está ocupada por los sedimentos miocenos subhorizontales que colmatan la Cuenca Terciaria del Duero. Estos sedimentos derivan en parte de la erosión de las Peñas de Cervera y también proceden de áreas mas alejadas como la Sierra de la Demanda; actualmente estas formaciones miocenas están sometidas a erosión con encajamiento de la red hidrográfica.

Además de los afloramientos miocenos que pertenecen a la Cuenca del Duero y de los mesozoicos del Anticlinal de Tejada, la Hoja de Cilleruelo también presenta otro pequeño afloramiento cretácico en su esquina nororiental, el cual forma parte del Anticlinal de Ura, que se extiende mayormente por la Hoja de Lerma, situada al N de la que nos ocupa. Entre este anticlinal y el de Tejada se sitúa el Sinclinal de Santo Domingo de Silos, en cuyo núcleo afloran materiales paleógenos deformados por la orogenia alpina. Sobre ellos reposan discordantemente los materiales miocenos esencialmente indeformados que se han mencionado previamente.

Desde el punto de vista administrativo, el territorio de esta Hoja pertenece a la provincia de Burgos.

1.2. ANTECEDENTES

Dejando aparte algunos trabajos generales sobre el Mesozoico del sector occidental del Sistema Ibérico (ARANZAZU, 1877; SÁNCHEZ LOZANO, 1884; CHUDEAU, 1896), la primera referencia específica sobre la geología del área que comprende la Hoja de Cilleruelo se debe a CALDERÓN (1874), el cual menciona el hallazgo de *Ostrea* y *Radiolites* en Castroceniza. Algunos años después, MALLADA (1892) cita siete especies fósiles del Jurásico de Tejada. Sin embargo, el primer autor que describe con cierta precisión algunos rasgos básicos de la geología de esta Hoja fue LARRAZET (1896), quien da a conocer la estratigrafía de la sucesión Jurásico-Cretácica del municipio de Tejada, reconoce su estructura anticlinal, así como la relación del anticlinal con los materiales terciarios, e ilustra también algunas de las fallas que afectan a la sucesión jurásica, (Fig. 2).

El primer mapa y memoria de la Hoja de Cilleruelo de Abajo, publicados por el IGME, fueron realizados por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1950), quien previamente ya había publicado algunos avances sobre la geología de esta Hoja (SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, 1921, 1923; SAN MIGUEL DE LA CÁMARA Y COLOM, 1947). Más recientemente, el Jurásico de esta Hoja es estudiado por VALLADARES (1975, 1976 b, 1980); el Cretácico es objeto de los trabajos de VALLADARES (1976 a, 1985), FLOQUET (1991) y POL y otros (1992) y el Terciario ha sido estudiado por POL (1985) y POL y CARBALLEIRA (1986). Entre estos autores, FLOQUET (1991) y POL y CARBALLEIRA (1986) publican esquemas cartográficos que incluyen parte de la Hoja de Cilleruelo y dan mayores precisiones que los mapas previos para las sucesiones mesozoica y terciaria respectivamente.

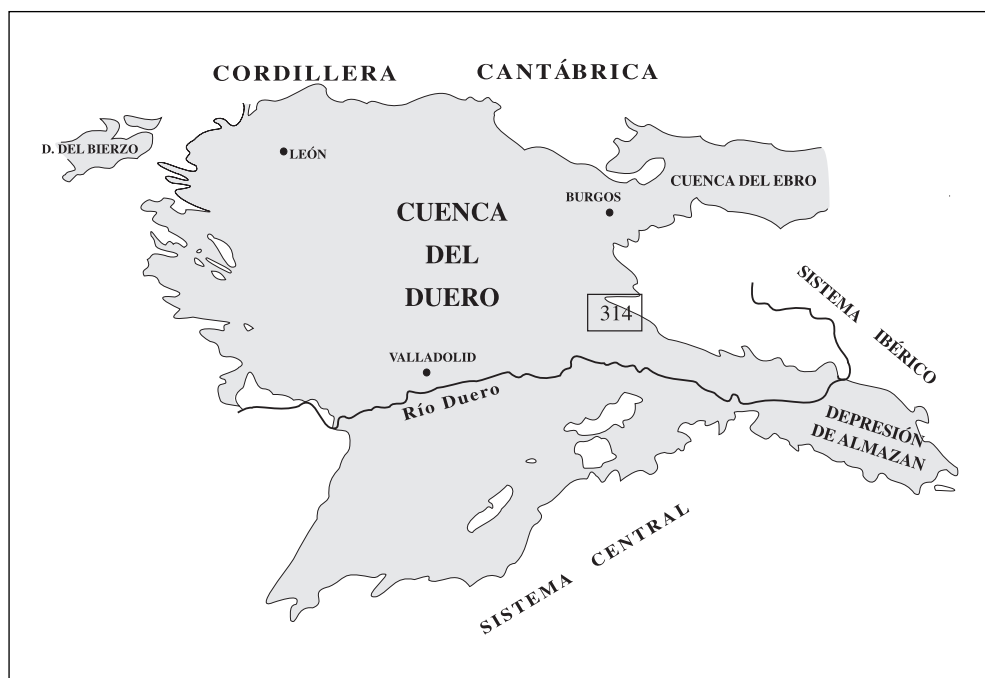


Figura 1. Esquema de situación de la Hoja de Cilleruelo de Abajo (314) en el contexto de la Cuenca del Duero.

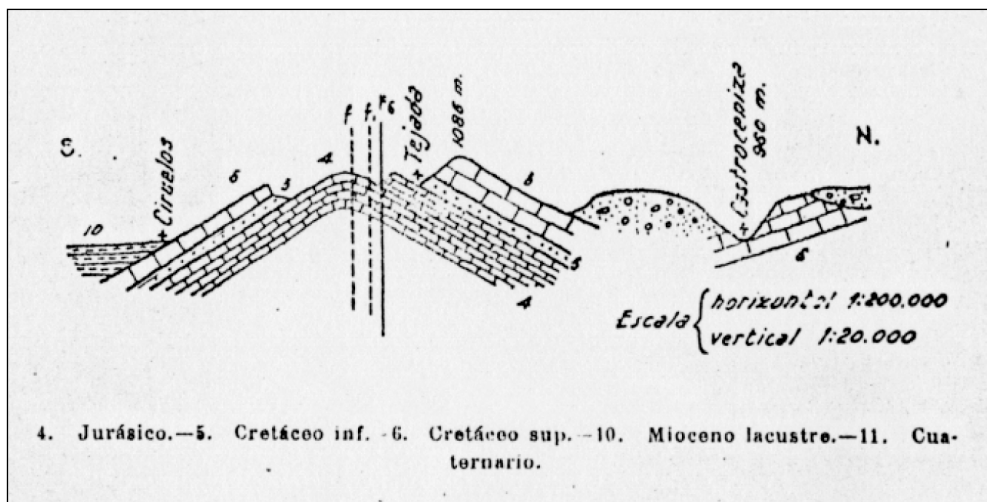
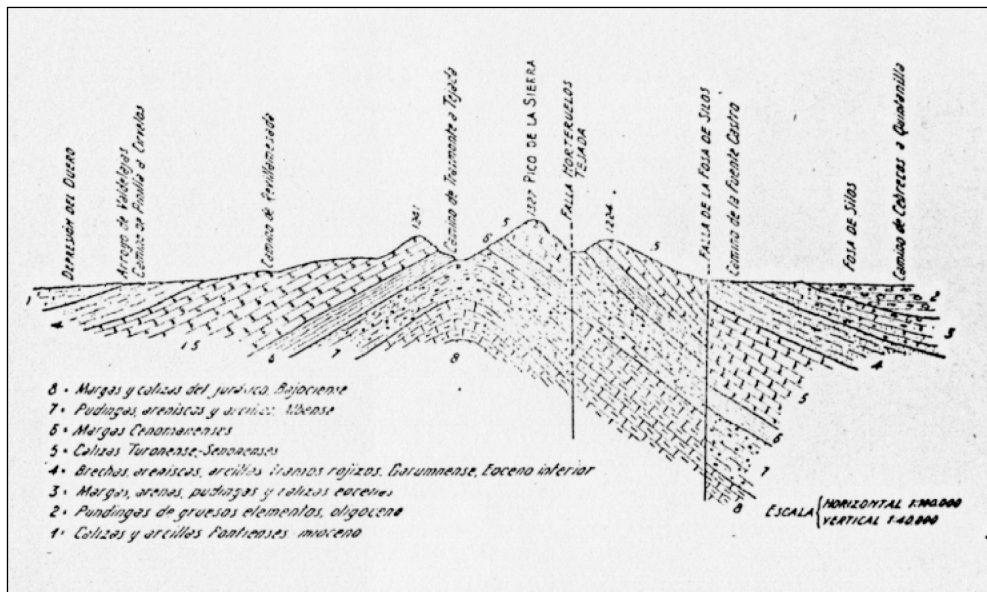


Figura 2. Corte del anticlinal de Tejada y sincinal de Silos.

Por otro lado, BEUTHER y otros (1966), acompañando a sus trabajos sobre el Jurásico del norte de España, publican un mapa (BEUTHER y TISCHER, 1966), que incluye asimismo la parte mas occidental del Anticlinal de Tejada.

Asimismo, desde los años setenta a la actualidad, se han confeccionado diversas Hojas geológicas del Plan MAGNA, situadas en la proximidad de la que nos ocupa. Entre ellas se pueden citar la Hoja de Santo Domingo de Silos (315) realizada por QUINTERO AMADOR *et al.* (1982), Salas de los Infantes (277) de GIL SERRANO *et al.* (1978) y VILLAGONZALO-PEDERNALES (238) firmada por GARCÍA DE DOMINGO *et al.* (1997), Santa María del Campo (275) de NÚÑEZ *et al.* (1975) y Antigüedad (313) de LÓPEZ OLMEDO *et al.* (1997), las cuales constituyen las últimas aportaciones para el conocimiento de la zona.

Respecto a otros trabajos previos de índole mas específica, sea estratigráfica o estructural, nos referiremos a ellos en los capítulos correspondientes.

2. ESTRATIGRAFÍA

Tal como se indicó en la introducción, en el área que nos ocupa afloran materiales mesozoicos, terciarios afectados por la orogenia alpina, terciarios postorogénicos y cuaternarios.

2.1. MESOZOICO

El mesozoico de la Hoja de Cilleruelo se caracteriza por la presencia de sedimentos de naturaleza carbonatada y siliciclástica, representando a facies marinas y continentales. La sucesión jurásico-cretácica de la zona estudiada presenta características generales similares a las del resto de la Cordillera Ibérica y buena parte de la vasco-cantábrica. Esta sucesión puede dividirse en tres grandes conjuntos separados por discordancias, que corresponden al Jurásico marino, de carácter carbonatado, al Jurásico superior-Cretácico inferior, de naturaleza continental y una tercera unidad constituida por la Formación Utrillas y las formaciones del Cretácico superior, este último constituido mayoritariamente por carbonatos. Estas tres unidades se identifican actualmente con los estadios pre-rift, sinrift y post-rift (subsistencia térmica) en relación con la apertura del Atlántico.

En esta Hoja, la primera de estas unidades está representada por facies marinas de edad Jurásico medio, y aflora con un espesor de 81 m. La unidad del Jurásico terminal-Cretácico inferior está formada por sedimentos continentales (Complejo Purbeck), y presenta un espesor de 22 m en esta Hoja. Este pequeño espesor se debe sobre todo a la erosión pre-Utrillas que da paso a la unidad postrift. La serie del Cretácico superior está completa, con unos 1.100 m, y se inicia con los sedimentos continentales de la Formación Utrillas. La transgresión Cenomaniense da lugar a la superposición de facies marinas profundas que evolucionan posteriormente hacia facies carbonatadas más someras, y culminan con depósitos fluviales y lacustres. Así, FLOQUET *et al.* (1982) dividen el Cretácico superior en dos ciclos de carácter transgresivo-regresivo respectivamente: Ciclo Cenomaniense-Turonense y Ciclo Senoniense-Paleoceno.

2.1.1. Jurásico marino

Los sedimentos jurásicos afloran en el núcleo del Anticlinal de Tejada, en una pequeña estructura dómica situada en el extremo oriental de la Hoja. La sección más completa de la sucesión jurásica (Fig. 3) se encuentra inmediatamente al norte de las fallas normales que afectan al núcleo de dicho anticlinal, en la vertiente sur de una loma denominada La Rasa, situada al sur de la localidad de Tejada.

2.1.1.1. Calizas intercaladas con margas en la parte basal (1)

Los materiales más antiguos que aparecen en la Hoja de Cilleruelo son margas grises, que en superficie son amarillentas. Contienen restos de ammonites y braquiópodos y su espesor es de 7 m. Se trata de un pequeño afloramiento situado inmediatamente al N de la falla más septentrional de las que afectan a los materiales jurásicos. Estas margas se habrían depositado en un subambiente de plataforma externa profunda, por debajo de la acción del oleaje. La plataforma estaría bien comunicada, en un medio hidrodinámico de tranquilidad.

Sobre esta unidad margosa aparece una alternancia de capas de calizas nodulosas y de margas, y encima de ellas un tramo con calizas nodulosas. El espesor de esta unidad calcáreo-margosa es de 13 m. En la parte basal, las capas de margas están nodulizadas y tienen espesores entre 2 y 5 cm. Por su parte, las capas de caliza (*grainstone* y *packstone*) tienen espesores entre 7 y 15 cm. Hacia el techo de esta unidad aumenta el tamaño de las capas y disminuye el tamaño de grano (*packstone* a *wackestone*). En este tramo se observan con frecuencia secuencias grano y estratocrecientes de tamaño centimétrico. En las secuencias se aprecia un término basal, constituido por margas, un término medio con *mudstone-wackestone* con oolitos y bioturbaciones y, un término superior, con la superficie basal irregular por removilizaciones, formado por *grainstone* con oolitos ferruginosos abundantes y otros restos bioclásticos. El alto grado de retrabajamiento que indican estas facies, se obtiene a partir de una rápida removilización del sedimento. Las conchas de los organismos suelen estar fracturadas, lo que certifica la elevada energía hidrodinámica del medio.

En esta unidad se reconocen gran variedad de restos fósiles, entre los que cabe citar: bivalvos, braquiópodos, corales, crinoides, belemnites, esponjas, briozoos, gasterópodos, pectínidos, serpulidos y ammonites entre otros. Son organismos que viven en un ambiente de salinidad marina normal.

Desde el punto de vista petrográfico, se han encontrado dos tipos de facies calizas: *grainstone* con ooides ferruginosos y *packstone* con bioclastos. La primera de ellas está constituida por calizas *grainstone* a *packstone* con ooides ferruginosos. Estos pueden llegar a concentrarse en cantidades próximas al 90% de los aloquímicos. El límite basal de esta facies suele ser erosivo de pequeña escala. Los ooides tienen un tamaño inferior de 3 mm, y varias envueltas ferruginosas. Esta facies contiene restos esqueléticos de braquiópodos, equinodermos, bivalvos, corales, crinoides, así como bioturbación. Estos bioclastos están fracturados y desarticulados.

La facies de *packstone* con bioclastos, corresponden a calizas *packstone* a *wackestone* con restos fósiles. Entre los fósiles se encuentran corales, ammonites, braquiópodos, serpulidos, briozoos, espículas de esponjas, gastrópodos y equinodermos. Esta facies presenta abundan-

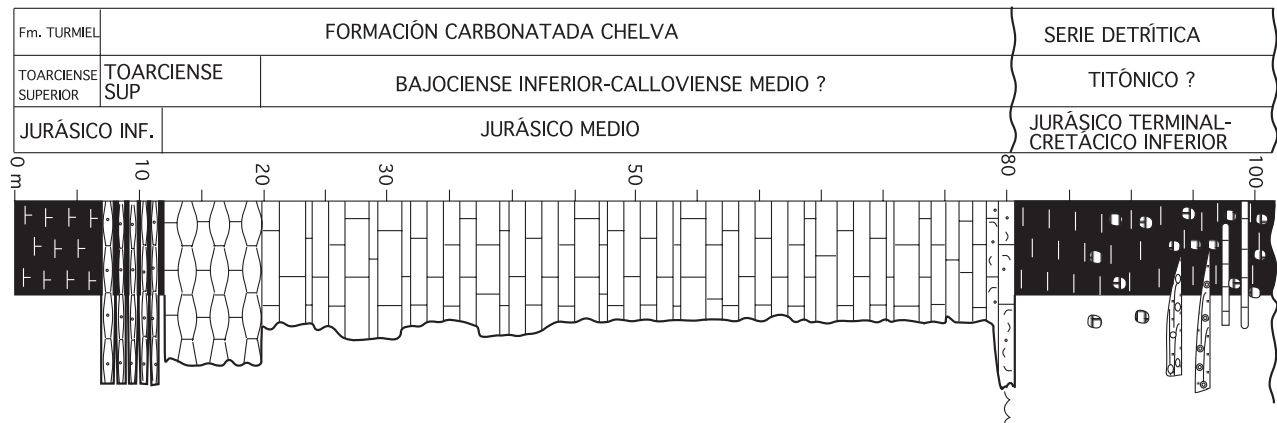


Figura 3. Columna estratigráfica de la sucesión jurásica dentro de esta Hoja, en las proximidades de la localidad de Tejada.

tes intraclastos con fragmentos de los anteriores organismos, ooides y bioturbación. En general, los restos de las conchas aparecen fragmentados. En esta facies se aprecia laminación cruzada, removilizaciones del sedimento y cierta orientación sedimentaria de las valvas.

La sedimentación de esta unidad se produce en un ambiente litoral de plataforma carbonatada interna. Son ambientes someros con alta energía hidrodinámica en el medio sedimentario. En las etapas de mayor estabilidad se depositaron las intercalaciones de margas.

Sobre la unidad anterior se dispone un conjunto litológico constituido por capas de caliza micrítica con una estratificación tableada. También aparecen en ocasiones interestratos margosos. El color de las calizas es gris claro y forman bancos con espesores entre 10 y 50 cm, con los planos de estratificación netos y ocasionalmente ondulados. La continuidad lateral de estas capas es alta, y su contenido paleontológico es variado, con ammonites grandes y braquiópodos. Este conjunto tiene un espesor de 61 m en esta Hoja.

Esta unidad finaliza con una capa de calcarenitas de tamaño de grano medio en la columna realizada en la Hoja de Cilleruelo. Esta capa, de 2 m de espesor, tiene un color amarillento y muestra un aumento del contenido paleontológico, con abundante fauna de braquiópodos, ostreidos y ammonites. Los planos de estratificación en esta capa son ondulados, destacando claramente del resto de la unidad.

En esta unidad constituida por calizas pueden reconocerse tres secuencias estratocrecientes con interestratos margosos en la parte basal, probablemente secuencias de somerización similares a las descritas por FERNÁNDEZ LÓPEZ *et al.* (1988) en la sucesión Bajociense de Talveila (Soria).

Se interpreta la sedimentación de esta unidad como un depósito marino en una plataforma externa carbonatada. En general, el medio sedimentario tiene una baja energía hidrodinámica, que a techo manifiesta una tendencia hacia la somerización.

Respecto a la correlación de la sucesión del Jurásico marino de Tejada con otros afloramientos de la Cordillera Ibérica, las tres unidades mencionadas serían equivalentes a los tramos margoso y calcáreo de VALLADARES (1975, 1976a y 1980), y probablemente a la parte superior de la Formación Turmiel de GOY *et al.* (1976), y a la parte inferior de la Formación Chelva de GÓMEZ y GOY (1979), definidas formalmente en la parte central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. En efecto, las margas inferiores podrían corresponder a la Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel, mientras que las calizas nodulosas que se sitúan por encima podrían identificarse como el Miembro Calizas nodulosas de Casinos de la Formación Chelva. Un criterio de correlación pueden ser las facies *grainstone* con ooides que se han encontrado en este Miembro y que pueden corresponder con los niveles de removilización que, según FERNÁNDEZ LÓPEZ y GÓMEZ (1990), se producen durante el Aalenense y Bajociense inferior en el sector central de la Cordillera Ibérica. En la Hoja de Cilleruelo solamente estarían representados el Miembro Casinos y parte del Miembro medio (informal) de la Formación carbonatada de Chelva, faltando la Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío y el Miembro Calizas con esponjas de Yátova de GÓMEZ y GOY (*op. cit.*). El pequeño espesor de la Formación Chelva en Tejada (74 m), si se compara con el espesor de casi 400 m de esta formación en el Sector Levan-

tino (GOY y SUÁREZ VEGA, 1983), puede atribuirse a la existencia en el techo de esta Formación de una discordancia. Esta discordancia implica una laguna estratigráfica que debe abarcar la parte superior de la Formación Chelva y las secuencias deposicionales del Jurásico superior.

Respecto a la edad precisa del Jurásico marino de la Hoja de Cilleruelo, LARRAZET (1896), que describe por primera vez el afloramiento de Tejada, lo incluye en el Bajociense medio y superior. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1950) amplía el número de especies fósiles citadas y le atribuye la misma edad. Si comparamos estas edades con las obtenidas en sucesiones litológicamente similares de otros sectores de la Cordillera Ibérica, para VALLADARES (1976) el techo del tramo margoso tiene una edad Bajociense inferior y el tramo calcáreo abarca desde el Bajociense medio hasta el Calloviense inferior, aunque hemos de tener en cuenta que el techo de esta unidad es diacrónico al tratarse de una discordancia; en el sector central de la Cordillera GOY *et al.*, (*op. cit.*) y FERREIRO *et al.* (1991) señalan para el techo de la Formación Turmiel una edad Toarciense superior; por su parte, FERNÁNDEZ LÓPEZ y GÓMEZ (1990) sitúan las calizas con oolitos del Miembro Casinos entre el Aaleniese y el Bajociense inferior; para el miembro medio de la Formación Chelva FERNÁNDEZ LÓPEZ (1985) cita ammonites que son incluidos en el Bajociense inferior.

2.1.2. Jurásico terminal-Cretácico inferior

Por encima de la sucesión Jurásica marina, aparecen sedimentos continentales que los diferentes autores han denominado Facies Purbeck-Weald en otras áreas. Debido a su naturaleza continental presentan importantes cambios laterales de facies, que hacen difícil su asignación a una unidad litoestratigráfica con definición formal. En la Hoja de Cilleruelo, el espesor máximo de esta serie es de 32 m, disminuyendo hacia el suroeste, en donde llega casi a desaparecer.

2.1.2.1. Arcillas con nódulos carbonatados. Intercalaciones de calizas y lentejones de areniscas silíceas y oncoides (2)

Esta unidad aparece en el núcleo del Anticlinal de Tejada y es fácilmente distinguible del Jurásico marino por su composición litológica y coloración.

En el sector mas occidental de los afloramientos jurásicos de esta Hoja, sobre la serie carbonatada el Jurásico marino aparece una sucesión de arcillas rojas con un máximo de 10 m de espesor, en la que se intercalan hasta 3 niveles de areniscas gruesas o conglomerados siliciclásticos o polimícticos, de color ocre-rojizo, con espesores que alcanzan hasta 50 cm. La composición principal de los granos es de cuarzo, cuarcita y alguna lámina de moscovita, cementados por carbonato cálcico. Como estructura sedimentaria más frecuente se observa estratificación cruzada de media escala y granoselección positiva. Se trata de facies clásticas canalizadas y facies finas producto de la decantación en una llanura de inundación. La distribución de espesores y tamaños de grano indica que el área fuente se situaba al NO de la cuenca. En estas arcillas destaca una acumulación importante de nódulos esféricos de carbonato con un tamaño entre 2-3 cm de diámetro.

En el extremo oriental de la Hoja, la parte basal de esta unidad, situada sobre la sucesión marina de Jurásico, está constituida por arcillas con tonalidades ocre y blanco, debido a procesos hidromórficos. En este conjunto aparecen intercalados varios niveles lenticulares siliciclásticos de escasa continuidad lateral y también capas de calizas de pequeño espesor y de continuidad variable. Ocasionalmente, como componente principal de estos canales aparecen oncoides. Son esféricos y tienen un gran número de envueltas, con un tamaño variable entre 1 y 4 cm de diámetro. Las envueltas pueden ser de dos tipos composicionales: carbonatada y ferruginosa.

También dentro de estas arcillas aparecen intercalados dos tipos principales de niveles de calizas. El primer tipo tiene una coloración gris con tonalidades rojizas. La potencia de estas capas no supera los 30 cm y su continuidad lateral es pequeña, acunándose en el mismo afloramiento. Petrográficamente son *mudstone* que suelen estar nodulizadas.

El otro tipo de capas de calizas son de color gris oscuro. Son capas tabulares con una extensión mayor de 500 m en los afloramientos visitados. Su espesor en cambio es pequeño, menor de 60 cm. Son también *mudstone* y presentan restos fósiles de ostrácodos y caráceas.

El medio sedimentario donde se depositaron estas arcillas se corresponde con una llanura de inundación fluvial. Esta llanura se encontraría diseccionada por canales efímeros distales, con una relación anchura/ profundidad alta. Otras veces, estos canales llevan en su interior una carga principal de oncoides. En estos últimos casos, los canales son creados en la propia cuenca de sedimentación y la carga de intraclastos se crea ligada a aguas someras.

Las calizas habrían precipitado en lagos someros y, en ocasiones, son debidas a una génesis edáfica de carbonatos, que puede dar lugar a la formación de perfiles de encostramiento carbonatado, con nódulos en su estado inicial de desarrollo. No se descarta la posibilidad de que parte de estas calizas sean originadas en lagos someros, y después se sometan a procesos de emersión y destrucción.

La serie descrita de la Hoja de Cilleruelo se asemeja a las formaciones Señora de Brezales y Rupelo de PLATT y PUJALTE (1994) de la Cuenca de Cameros y a la Formación Aguilar de PUJALTE *et al.* (1996) en la Región Vasco-Cantábrica. El límite inferior de la serie Jurásico terminal-Cretácico inferior de esta Hoja es una disconformidad que también aparece en la base de las unidades mencionada.

El estudio bioestratigráfico de la serie Jurásico terminal-Cretácico inferior ha planteado numerosas dificultades en las Cordillera Ibérica y Vasco-Cantábrica, debido a la naturaleza continental de los sedimentos, generalmente datados mediante restos de ostrácodos y caráceas de las facies lacustres. En la zona de Los Cameros, VALLADARES (1975) las incluye en el Kimmeridgiense, mientras MAS *et al.* (1993) y GÓMEZ FERNÁNDEZ Y MELÉNDEZ, (1994) sitúan el inicio de esta serie en el Titónico. SCHUDACK Y SCHUDACK (1989) consideran su base diacrónica, con edades entre el Kimmeridgiense y el Berriasiense. En otras partes de la Cordillera Ibérica, RAMÍREZ DEL POZO (1971) atribuye una edad Berriasiense a facies similares a estas. Para la región Vasco-Cantábrica, HERNÁNDEZ (2000) concluye que la Formación Aguilar tiene una edad Titónico-Berriasiense.

2.1.3. Albense-Cretácico Superior

Los formaciones de ese periodo afloran en ambos flancos del Anticlinal de Tejada, en donde la sucesión del Cretácico Superior se presenta incompleta, al estar recubierta en su parte más alta por la discordancia de los materiales miocenos y también al estar truncada por el cabalgamiento que afecta al flanco septentrional de dicho anticlinal, lo que causa omisión de la parte superior de la serie. Las dos formaciones culminantes del Cretácico Superior sólo afloran completas en el flanco septentrional del Sinclinal de Santo Domingo de Silos, en el ángulo noreste de la Hoja. Los perfiles estratigráficos aquí representados (Fig. 4 y 5) se han levantado en el flanco norte del Anticlinal de Tejada, excepto las dos últimas formaciones, que se han reconocido al norte de la localidad de Quintanilla del Coco.

En general, el Cretácico superior en toda la Cordillera Ibérica se inicia con facies principalmente continentales (Formación Utrillas) en ambientes aluviales, fluviales y, en ocasiones, mareales. Al igual que en el resto de la cordillera, en la Hoja de Cilleruelo esta formación se encuentra discordante sobre su sustrato. A partir del Cenomaniense, estas facies continentales son sustituidas por nuevas etapas marinas con la instalación de rampas carbonatadas someras de gran extensión, y posteriormente por depósitos fluviales y lacustres. Las unidades litoestratigráficas representadas en la Hoja se han escogido en función de su facilidad de reconocimiento con fines cartográficos, y sólo en ocasiones coinciden con las establecidas por VALLADARES (1976), FLOQUET *et al.*, (1982) y FLOQUET (1991), entre otros.

2.1.3.1. Areniscas, conglomerados y arcillas (Formación Utrillas) (3)

Se inicia la serie del Cretácico superior, en la Hoja de Cilleruelo, con la Formación Arenas de Utrillas, que fue definida como unidad litoestratigráfica por AGUILAR *et al.* (1971), para toda la Cordillera Ibérica. En esta Hoja, FLOQUET *et al.*, (*op. cit.*) definen el Miembro Arenas de Tejada dentro de la Formación Utrillas (Fig. 4), situando por tanto el corte tipo dentro de la Hoja. En esta Hoja el espesor de la Formación Utrillas es de unos 200 m.

En el contacto o discordancia basal de esta formación se han apreciado diferentes procesos de exposición y alteración subaérea, con procesos de microkarstificación. En el borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, en la parte inferior de la Formación Utrillas se pueden llegar a desarrollar importantes y extensos suelos lateríticos (GARCÍA HIDALGO *et al.*, 1997).

Litológicamente, la Formación Utrillas se compone de materiales terrígenos bien consolidados, formando una macrosecuencia granodecreciente. Esta macrosecuencia incluye varias secuencias granodecrecientes con un espesor variable entre 10 y 15 m.

Las secuencias están formadas en la base por orto y paraconglomerados o areniscas con tamaño de grano muy grueso, con clastos de cuarzo y cuarcita principalmente, aunque también aparecen feldespatos y lilitas. La matriz es de arenas y arcillas de composición caolinífera, que a veces, les confiere un carácter cementante. Como estructura sedimentaria más frecuente presentan estratificación cruzada planar. Las facies más frecuentes en la base son Gp/Gt y Sp en el sentido de MIALL (1977 y 1978).

En la parte media de las secuencias aparecen arenas gruesas a finas en el techo, con matriz arenoso-arcilloso y abundante caolín. Es frecuente la presencia de estratificación cruzada pla-

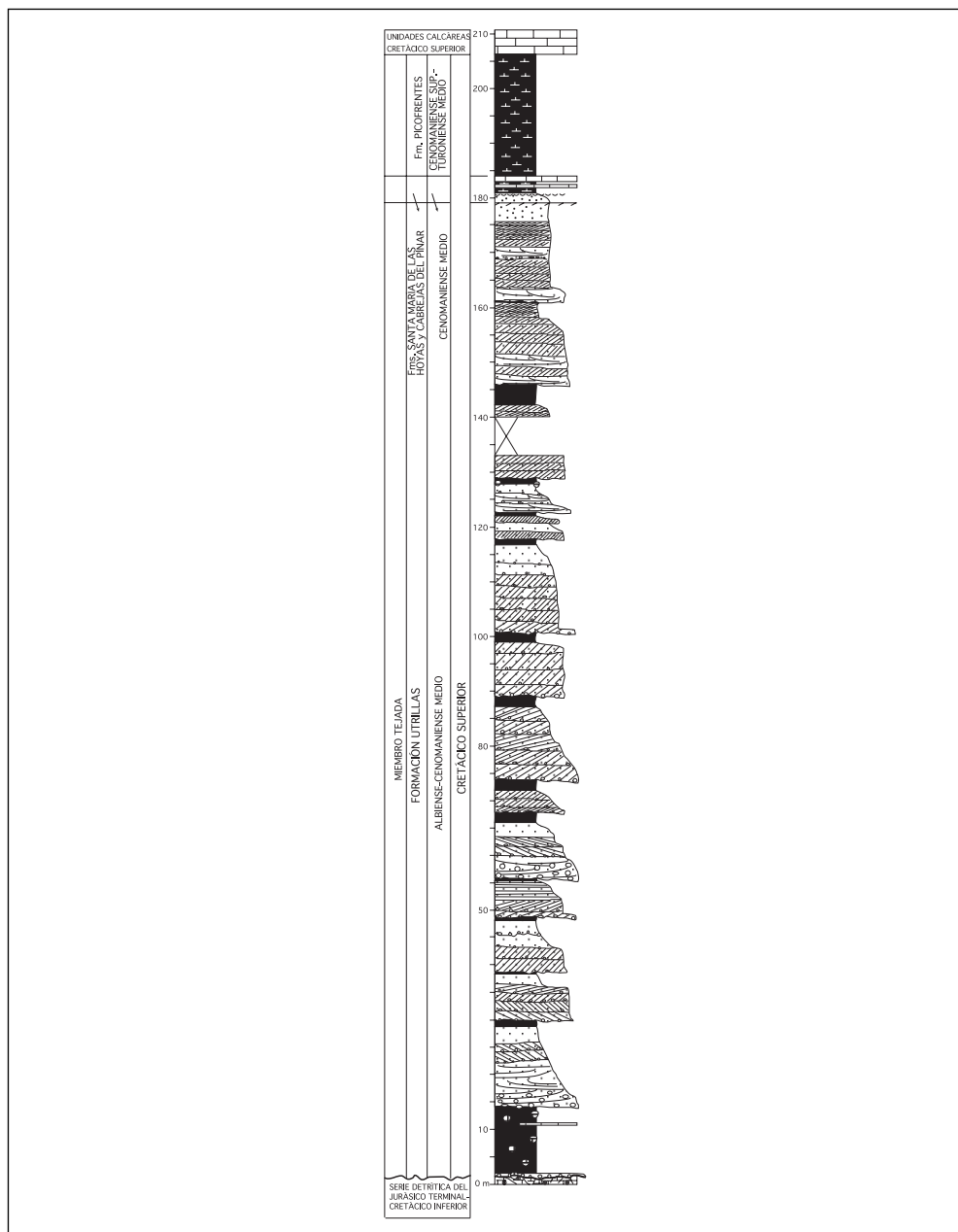


Figura 4. Columna estratigráfica de la parte basal de la sucesión del Cretácico superior dentro de esta Hoja, en las proximidades de la localidad de Tejada.

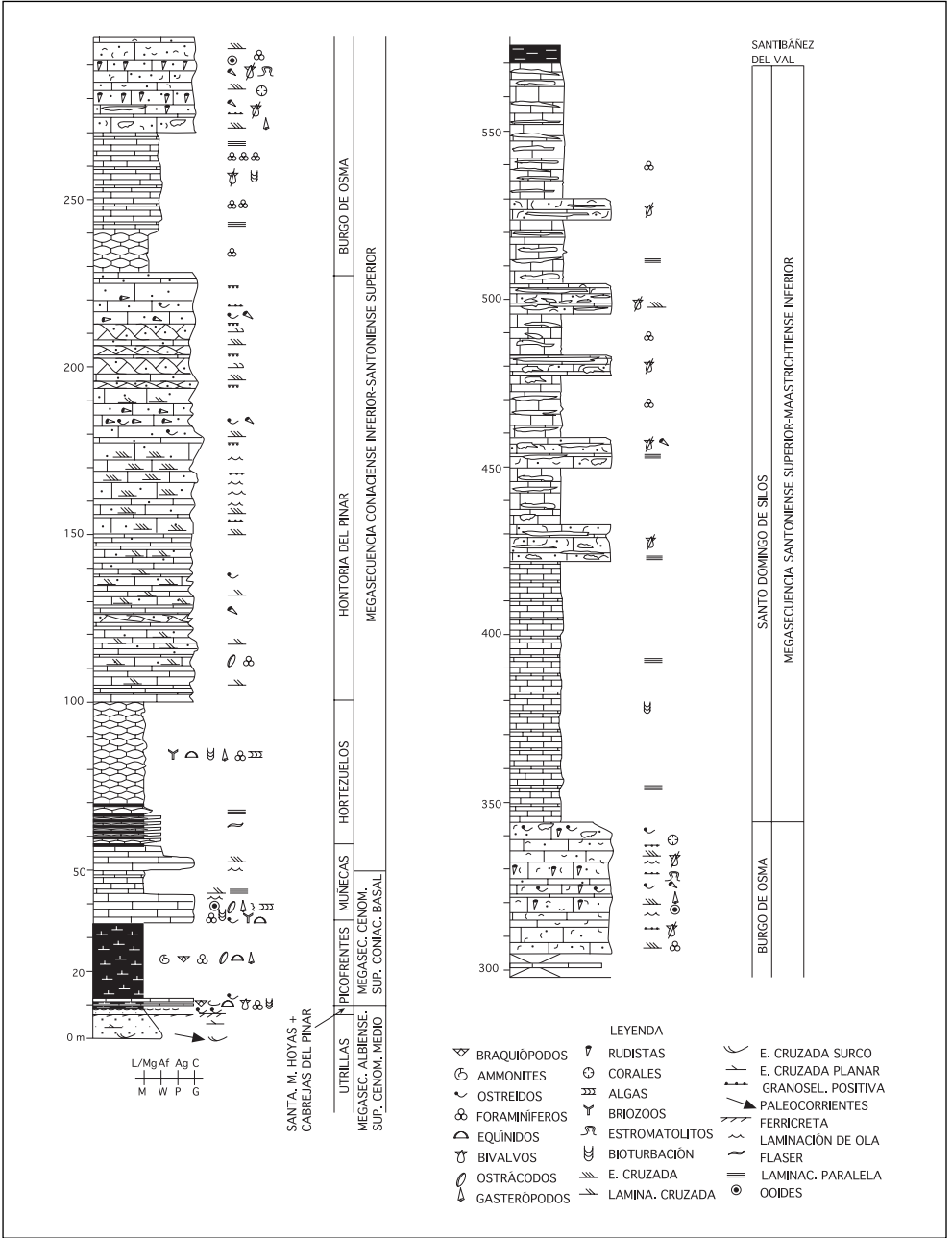


Figura 5. Columna de las formaciones carbonatadas del Cretácico superior dentro de esta Hoja (anticlinal de Tejada).

nar, con sets remarcados por clastos, que pueden llegar a medir hasta 1 m de alto. Las facies que representan esta parte media son St y Sp y, de forma minoritaria aparece la facies Sm.

La parte superior de las secuencias está formada por limos arenosos y arcillas de colores verde o rojo, en facies Fm como dominante. Este tipo de facies presenta con frecuencia nódulos de hidróxidos de hierro y bioturbaciones. Aunque no tienen un espesor importante si están presentes en todas las secuencias.

Estas secuencias tienen la superficie inferior erosiva y forman bancos de geometría tabular, con una potencia media de 10-15 m, y una extensión hectométrica. Las paleocorrientes medidas en láminas de estratificación cruzada se dirigen hacia el este y sureste principalmente.

Las interpretaciones de tipo paleogeográfico para esta unidad son diversas. En líneas generales, las características sedimentológicas que presentan estos depósitos hacen atribuir un carácter continental, con cursos fluviales de tipo *braided*, para esta formación. El relleno de los canales se efectúa por *megaripples* de cresta recta que, verticalmente evolucionan hacia facies de abandono de canal. Estos canales tienen una relación anchura/profundidad elevada, baja sinuosidad y son estables. Las áreas madres están situadas hacia el oeste y noroeste y son de naturaleza ígnea y siliclástica.

No obstante, también se definen ambientes de abanico deltaico (SAEFTEL, 1961) y, en la zona Central de la Cordillera Ibérica, se interpretan como deltas dominados por mareas, (CAPOTE *et al.*, 1982). También se definen facies de llanura mareal y otros depósitos costeros (RUIZ, 1996).

El reconocimiento de la posición cronoestratigráfica de la Formación Utrillas es difícil de determinar, debido a la ausencia de fósiles con valor cronoestratigráfico. Su edad es deducida por la posición que ocupa respecto de las unidades supra e infrayacentes, y determinada como Albiense medio y superior-Cenomaniense medio. No obstante, esta Formación en la parte norte del Sistema Central puede llegar hasta el límite Cenomaniense superior-Turoniense.

2.1.3.2. *Margas y calizas margosas con un nivel de calizas basales* (Formaciones Picofrentes, Santa María de las Hoyas y Cabrejas del Pinar) (4)

En la serie de Tejada, a techo de la Formación Utrillas aparece un nivel centimétrico formado por una pequeña ferricreta de tipo laminar, que marca probablemente una interrupción en la sedimentación. Esta capa (Figs. 4 y 5) se utiliza para situar el límite entre unidades, ya que por encima aparecen restos fosilíferos de tipo marino que por debajo están ausentes.

En la base de esta unidad se dispone una sucesión de 5 m de espesor, pero de gran continuidad lateral, que se puede subdividir en dos partes: una zona basal de arenas, y hacia arriba otra carbonatada. Ambas partes corresponden respectivamente a las formaciones Santa María de las Hoyas (FLOQUET *et al.*, 1982) y Cabrejas del Pinar (ALONSO *et al.*, 1993), esta última redefinición de la Formación Abejar de FLOQUET (1991). Como estas dos formaciones afloran con un espesor muy reducido, son incorporadas a la misma unidad que la suprayacente Formación Margas de Picofrentes, que tiene aquí un espesor de 50 m. Para SEGURA *et al.*,

(1996), las Formaciones Abejar y Cabrejas del Pinar son consideradas miembros locales de la Formación Picofrentes.

La Formación Santa María de las Hoyas está constituida por arenas amarillentas, con un tamaño medio a fino y prácticamente sin matriz. También aparecen láminas de composición férrica, con escasos centímetros de espesor y bastante discontinuas. En estas arenas, aparecen niveles muy continuos con Ostreidos.

La Formación Cabrejas del Pinar es una alternancia en capas de calizas y margas. Las margas son de colores grises y blancos con abundante contenido en fauna. Las calizas se desarrollan en bancos de hasta 1 m de espesor. Estas últimas corresponden a *packstone* y *wackestone* con restos bioclásticos y *ripples* de olas. Se han identificado, entre otros, fósiles de braquiópodos ostreidos, gasterópodos, equinidos y foraminíferos.

La fauna de moluscos costeros de la parte basal delata un ambiente litoral somero; la parte superior representa facies de mayor profundidad que las anterior, o bien zonas protegidas en ambientes someros. ALONSO *et al.* (1993) señalan ambientes de plataforma somera para la Formación Santa María de las Hoyas y, de rampa externa para la Formación Cabrejas del Pinar.

Estas formaciones son datadas por los autores como Cenomaniense medio y Cenomaniense superior respectivamente.

La Formación Picofrentes está constituida por margas de color verde y gris, con nódulos calcáreos y abundantes restos fosilíferos. El espesor medido en esta Hoja es de unos 50 m. Esta formación representa la sedimentación en un medio de plataforma abierta profunda, representando un máximo transgresivo en el Cretácico superior de la Cordillera Ibérica. La presencia constante de esta formación en amplios dominios de la Cordillera Ibérica pone de manifiesto la importancia de esta transgresión.

A la Formación Picofrentes se le ha atribuido una edad entre Cenomaniense superior y Turoniense medio-superior (ALONSO *et al.*, *op. cit.*) Por otro lado, WEIDMANN (1975 y 1979) con fauna de ammonites ha determinado una edad Cenomaniense terminal-Turoniense inferior para la misma.

2.1.3.3. *Calizas tableadas, calizas nodulosas y margas (Formaciones Muñecas y Hortezielos) (5)*

Esta unidad carbonatada está formada por bancos de calizas y capas de margas, con un espesor de 66 m. El conjunto de esta unidad y de la anterior se corresponden con el primero de los tres tramos informales establecidos por VALLADARES (1976), quien lo denomina alternancia de margas y calizas.

El límite superior de la unidad anterior se sitúa en el primer resalte de calizas, que se corresponde con la Formación Muñecas de FLOQUET *et al.*, (1982) y ALONSO *et al.*, (1982). La potencia de esta unidad es de 24 m en la serie de Tejada (Fig. 5). Está representada por un conjun-

to de calizas bioclásticas de colores claros (blancos y ocre). Toda la Formación aparece estratificada en bancos, entre 5 y 50 cm de espesor. Estas calizas tienen foraminíferos, algas, briozoos, ostrácodos, equínidos, gasterópodos, serpulidos, bivalvos y ostreidos. Son también frecuentes los oolitos y las bioturbaciones en el sedimento. VALLADARES (1985) señala que los oolitos pueden llegar a ser muy abundantes (75% de los aloquímicos).

Se organizan en secuencias de espesor inferior a 50 cm, en las que disminuye el tamaño de grano a techo. Son *grainstone* y *packstone* en la base, que evolucionan a *packstone* a techo (ocasionalmente *mudstone*). Al mismo tiempo, se observa que estas secuencias presentan en la base (30-40 cm) estratificación cruzada, y hacia el techo *ripples* de ola, con 10-15 cm de longitud de onda. Forman cuerpos con geometría convexa en el techo, y de hasta 5-6 m de extensión lateral

Se interpretan como un medio de alta energía en una plataforma interna carbonatada y somera. La parte basal de las secuencias muestra facies con estratificación cruzada ligada a la migración de barras calcareníticas de hasta 50 cm de altura. Sobre ella, la facies con *ripples* son indicativas de corrientes con intensidad fluctuante y retoques por oleaje.

ALONSO *et al.*, (1993) sitúan esta formación entre el Turoniense superior y el Coniaciense inferior.

La Formación calizas nodulares de Hortezielos ha sido definida formalmente por FLOQUET *et al.*, (1982) y ALONSO *et al.*, (1982). Su espesor es de 42 m en la Hoja de Cilleruelo. Está constituida por una alternancia de margas y calizas nodulosas. Las capas de margas, con espesores menores de 70 cm, tienen un color verdoso y son más abundantes hacia la base de la unidad. Las calizas tienen estratificación nodulosa, aunque también presentan estratificación horizontal y de tipo flaser.

Al microscopio la facies más común son *mudstone* y *wackestone* con restos fósiles de bivalvos, equínidos, foraminíferos, briozoos y algas. Son minoritarios las espículas de esponjas y los serpulidos. Con frecuencia se encuentran minerales ferruginosos, a veces sustituyendo a restos fósiles.

Esta formación se depositó en un medio de plataforma abierta, con una energía hidrodinámica menor que en el caso de la unidad anterior.

Respecto a su edad, ALONSO *et al.* (1993) sitúan en la Formación Hortezielos el paso del Coniaciense inferior al Santoniense inferior.

2.1.3.4. Calizas (Formaciones Hontoria del Pinar y Burgo de Osma) (6)

En esta unidad cartográfica, constituida exclusivamente por calizas, se han agrupado las formaciones Hontoria del Pinar y Burgo de Osma de FLOQUET *et al.* (1982) y ALONSO *et al.* (1982), con un espesor conjunto de 345 m. Esta sucesión de calizas, en ocasiones masivas, es la unidad más resistente a la erosión, dando lugar a los escarpes topográficos más importantes de la región, que coronan formas en mesa denominadas peñas (peñas de Valdosa o Tejada,

Carazo y Contreras en la hoja vecina de Santo Domingo de Silos). La cumbre mas elevada de la Hoja de Cilleruelo (Pico de la Sierra) también se sitúa en estas calizas.

La Formación Hontoria del Pinar presenta un espesor de 128 m en la Hoja de Cilleruelo (Fig. 5). En la base aparece un primer conjunto calcáreo muy recrystalizado, dando la impresión de ser una *mudstone* masiva, cuando en realidad se trata de *grainstone* y *packstone*. Ello queda corroborado con la presencia en estos bancos iniciales de estratificación cruzada, con fauna de ostrácodos, rudistas y ostreas, entre otros fósiles. En líneas generales, esta unidad consta de un conjunto importante de *grainstone* y *packstone*, dando un aspecto de calcarenitas de colores claros, blancos, rosados y amarillos. Los niveles de tamaño de grano mayor se organizan en secuencias que tienen entre 30-200 cm de espesor. En estas secuencias generalmente aumenta el tamaño de grano hacia el techo, pasando de *grainstone* de tamaño fino a *grainstone* de tamaño medio-grueso. La base suele ser plana, aunque con frecuencia trunca las secuencias anteriores. Interiormente presenta estratificación cruzada, y laminación cruzada. Forman geometrías tabulares de extensión métrica a decamétrica, que caracterizan clinoformas con el techo convexo, ocasionalmente cóncavo, y a veces, sigmoidales. En esta formación se observan intercalados niveles de calizas bioclásticas (*grainstone* a *packstone*) masivas, con restos fragmentados de rudistas y ostreidos principalmente. Estos niveles tienen hasta 3 m de espesor.

Esta Formación se depositó en un ambiente de plataforma carbonatada somera caracterizada por la presencia de bancos calcareníticos desarrollados en cinturones terrígenos de la plataforma. De este modo, la facies con estratificación cruzada está ligada a la migración de barras calcareníticas. Se crean diversas estructuras sedimentarias y geometrías formadas en áreas de aguas turbulentas, con alta energía hidrodinámica.

La edad de esta formación es Santoniense-Santoniense superior (FERREIRO *et al.*, 1991). Por su parte, ALONSO *et al.*, (1993) precisan la edad basal de esta unidad como Santoniense inferior.

En la Hoja de Cilleruelo, la Formación El Burgo de Osma tiene un espesor de 117 m. En la base de esta formación aparecen *mudstone* o *wackestone* de colores ocres, que están estratificadas en bancos de hasta 1,5 m de espesor, y ocasionalmente, son nodulosas. Presentan un contenido abundante de foraminíferos Miliolidos, que es más importante hacia el techo de este tramo inferior, además de ostrácodos, serpúlidos, equínidos, y fragmentos de algas y moluscos. Hacia la parte superior de la formación aparecen bancos de calizas *grainstone* a *packstone*, más o menos bioclásticas, estratificadas en bancos de espesor variable entre 70 cm y varios metros. Tienen un color amarillo o blanco, con aspecto, en algunos casos, de calcarenitas algo oquerosas; presentan foraminíferos, ostrácodos y equínidos, todo ello empastado en una matriz micrítica. Como componentes no esqueléticos aparecen *pellets*. Internamente, constituyen secuencias granodecrecientes con estratificación cruzada. Intercalados entre estas calizas aparecen varios niveles con rudistas y ostreidos formando núcleos de crecimiento (*patch reefs*). También suelen contener oolitos, foraminíferos, corales y gasterópodos, entre otros bioclastos.

En la parte basal, de esta formación la alta abundancia de foraminíferos bentónicos (Miliolidos) caracterizan un ambiente marino de plataforma externa de baja energía. Hacia la parte superior, las calizas bioclásticas se depositan en zonas más someras, con migración de barras calcareníticas. En estas zonas, la existencia de rudistas en posición de vida sería indicativa de la existencia de núcleos biogénicos de crecimiento (*patch reefs*).

El contenido paleontológico permite asignar una edad Santoniense superior a posible Campaniense para esta formación (FERREIRO *et al.*, 1991). Por su parte, ALONSO *et al.* (1993) asignan a la misma una edad Santoniense superior.

2.1.3.5. *Calizas oquerosas, margas y dolomías (Formación Santo Domingo de Silos) (7)*

La Formación Santo Domingo de Silos fue definida formalmente por FLOQUET *et al.* (1982) y se corresponde esencialmente con la unidad informal denominada carniolas y calizas dolomíticas por VALLADARES (1976). En la zona donde fue definida, esta unidad está constituida por un conjunto de margas, calizas, dolomías y calizas dolomíticas. En la Hoja de Cilleruelo, el espesor de la misma es de 225 m (Fig. 5) y ocupa la mayor extensión cartográfica de las formaciones mesozoicas en la presente hoja. Puede subdividirse en dos tramos: un tramo basal con calizas micríticas y un tramo superior formado por una alternancia de calizas *grainstone* con *mudstone*. La separación entre los dos tramos es sencilla al manifestarse en campo con un fuerte resalte de las calizas del tramo superior. Las capas del tramo superior son muy oquerosas lo que les confiere una característica también diferenciable.

El tramo inferior de esta Formación está constituido por una serie muy monótona de calizas cristalinas (*mudstone*) de color blanquecino, con tonalidades rojizas y amarillentas. Se trata de una sedimentación rítmica con ausencia de elementos detríticos de tamaño mayor, y también de restos de macrofauna apreciables. Están estratificadas en bancos que disminuyen su espesor hacia el techo, desde 40-50 cm hasta 20-30 cm.

El tramo superior es una alternancia de espesor métrico de *grainstone* de colores claros blancos y amarillos, y *mudstone* de color gris. Las primeras son de grano medio a grueso y están estratificadas en bancos de entre 30 cm y 3 m. Contienen ostrácodos, oolitos, foraminíferos, corales, rudistas y gasterópodos, principalmente. Presentan laminación paralela y estratificación cruzada que está remarcada por los bioclastos. Las *mudstone* son ocasionalmente nodulosas. Tienen un espesor de bancos variable. La porosidad en este tramo es muy abundante y paralela a la estratificación.

La interpretación sedimentaria para el tramo inferior de esta Formación indica el depósito en un ambiente de plataforma abierta profunda. Este medio evoluciona hacia la parte superior a facies marinas regresivas con ambientes de plataforma interna somera y restringida.

El contenido fosilífero de esta unidad ha permitido datarla como Santoniense superior-Campaniense (FLOQUET, 1991).

2.1.3.6. *Arcillas con niveles de areniscas y microconglomerados silíceos (Formación de Las Rozas) (8)*

Esta unidad, definida por POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986) se corresponde con el primer intervalo terrígeno de la Formación de Santibáñez del Val, definida por ALONSO *et al.* (1982). En el ámbito de la Hoja de Cilleruelo de Abajo, sus afloramientos son dispersos y de mala calidad de modo que únicamente se han podido hacer observaciones parciales, a veces ya en

hojas vecinas, que en líneas generales concuerdan con la descripción y espesor (218 m) que proporcionan POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986). Según estos autores, la unidad consta de fangos rojizos con algunas concrecciones carbonatadas y con intercalaciones de areniscas, a veces con oncoides y de calizas que pueden contener oogonios de Caráceas, ostrácodos y oncoides. Estos autores citan la presencia de un nivel arcilloso cerca de la base conteniendo polen y el hallazgo de restos óseos de vertebrados en el techo de la unidad.

Los mejores afloramientos se localizan en el flanco N del Anticlinal de Carazo, ya en la vecina Hoja N.º 277 (Salas de los Infantes). Aquí la unidad consta de margas a arcillas rojizas entre las que se intercalan escasos niveles de calizas de 1-2 m de espesor así como cuerpos de cuarcarenitas y microconglomerados de gravas síliceas con cemento calcáreo de espesor algo menor. Las calizas son micritas (mudstone) blanquecinas a rosadas. Las areniscas y microconglomerados presentan estratificación cruzada y laminación paralela y dan lugar a cuerpos con secuencia positiva de tamaño de grano más o menos desarrollada. En los ejemplos que afloran mejor se observa que las areniscas (de grano medio y fino) están en ocasiones mal calibradas presentando gránulos dispersos.

En el sinclinal de Santo Domingo, y a caballo entre las Hoja de Cilleruelo de Abajo y de Santo Domingo de Silos, localmente aflora un nivel de yesos en la parte media de la unidad. Las malas condiciones generales de afloramiento no permiten hacer mayores precisiones sobre el mismo ni comprobar su extensión lateral.

La parte superior de la formación ha podido ser estudiada en la carretera de Santo Domingo de Silos a Covarrubias. En esta sección, los últimos 18 metros están constituidos por areniscas que presentan un techo neto bajo las calizas de la formación suprayacente. Las areniscas son de grano grueso a medio y fino, estas últimas algo arcillosas, y con un grado variable de cementación por carbonato, generalmente más alto para las granulometrías más gruesas. Estas litologías se ordenan formando varias secuencias granodecrecientes. Por otro lado, a medida que nos acercamos al techo del cuerpo arenoso, el contenido en carbonato aumenta de modo que los últimos metros prácticamente se podrían considerar como calizas arenosas. Aunque el afloramiento no es de muy buena calidad, la presencia de pequeñas fracturas paralelas a la estratificación y localizadas en la parte alta de algunos ciclos sugiere que el contenido en carbonato pudiera deberse en parte a procesos edáficos de clima árido o semiárido.

En conjunto los datos recogidos concuerdan a grandes rasgos con la interpretaciones previas que se han proporcionado sobre esta unidad. El ambiente de depósito correspondería a una sistema aluvial constituido por llanuras de inundación representadas por lutitas rojizas, entre las que se intercalan cuerpos canalizados constituidos por areniscas y microconglomerados. Estos depósitos canalizados, dada su mala clasificación deberían corresponder al relleno de canales de funcionamiento efímero con régimen de avenidas. Episódicamente estas áreas -llanuras de inundación y canales colmatados- serían colonizadas por la vegetación desarrollándose suelos de carácter árido. Por su parte, los términos calcáreos corresponderían a depósitos lacustres a palustres. En este sentido, es posible que el nivel de yesos corresponda a las facies marginales de un sistema lacustre representadas por depósitos de playa salina. Una situación similar, pero mejor documentada, puede inferirse para la Formación Calizas de Santibáñez del Val que, posteriormente durante el Terciario, va a desarrollarse en el mismo área (ver más adelante)

La edad de esta unidad ha sido determinada como Maastrichtiense en base a Caráceas (QUINTERO AMADOR *et al.*, 1982).

2.1.3.7. Formación Calizas de *Lychnus* (9)

Esta formación, definida por POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986) equivale al primer intervalo calcáreo de la Formación de Santibáñez del Val de ALONSO *et al.* (1982). Los mejores afloramientos se localizan en las orillas del río Mataviejas, al N de la localidad de Quintanilla del Coco ya en la vecina Hoja de Santo Domingo de Silos. Hacia el O y a medida que se entra en la Hoja de Cilleruelo, este cuerpo calcáreo aparece cubierto por vegetación y finalmente es recubierto discordantemente por los materiales miocenos.

En la sección del río Mataviejas, la formación, cuya base no es visible, consta de 24 m de calizas micríticas blancas a rosadas, masivas a localmente brechoides, con textura mudstone a wackestone conteniendo escasos gasterópodos, lamelibranquios, ostrácodos, carofitas e intraclastos. Los gasterópodos, turriculados, son más abundantes en la parte superior de la unidad donde las calizas son margosas. Por otro lado, en la parte media-alta de la formación aparecen localmente concentraciones de fragmentos de huevos de dinosaurios. Las calizas se ordenan formando bancos de espesor métrico, internamente masivos y separados por intervalos centimétricos a decimétricos de margas a lutitas grises a grises oscuras, a veces ricas en materia orgánica.

Aunque la relación entre ambas litologías no es muy clara, en algún caso parece apuntarse que los términos arcillosos se disponen con base neta sobre las calizas y hacia techo evolucionan más o menos rápidamente a éstas. En la parte baja de la unidad, a 2 m de la base, se localiza el primer y mejor desarrollado intervalo lutítico que contiene fragmentos óseos relativamente abundantes. Estos restos han sido identificados como pertenecientes a dinosaurios, cocodrilos y mamíferos (POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO, 1986; POL *et al.*, 1992).

El primer banco de calizas situado a muro de esta intercalación lutítica, tiene localmente una estructura prismática más o menos incipiente que hace sospechar la presencia de procesos edáficos sobreimpuestos. En este sentido, la brechificación local que presentan las calizas a lo largo de todo el espesor de la unidad y la presencia, esporádica y sin una posición estratigráfica clara, de una porosidad filiforme milimétrica a submilimétrica y rellena tanto de esparita como de óxidos de Fe parecen apuntar que el conjunto de la formación se vio afectado de modo recurrente por procesos edáficos.

Las facies presentes en esta unidad sugieren un depósito bajo condiciones subacuáticas en un ambiente lacustre de gran desarrollo areal a juzgar por la extensión y constancia de esta unidad. No obstante, estas áreas anegadas debieron sufrir oscilaciones en el nivel de agua como lo prueba la edafización sobreimpuesta a los cuerpos calcáreos. La ausencia de terrígenos gruesos intercalados entre las calizas señala que estas zonas bien estaban protegidas de aportes terrígenos o bien se desarrollaron en momentos de baja entrada de terrígenos a la cuenca. La determinación de este carácter autocíclico o alocíclico de la sedimentación carbonatada y, las causas últimas de un origen alocíclico requeriría un mayor volumen de datos a escala de toda la cuenca, su comparación con otros puntos de la cuenca del Duero y un control cronoestratigráfico que dista mucho de poseerse.

La edad de esta unidad ha sido determinada como Maastrichtiense en base a los gasterópodos y a los restos fósiles de vertebrados (POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO, 1986; POL *et al.*, 1992).

2.2. Terciario

Al igual que sucede a escala regional en el ámbito de la Cordillera Ibérica, y especialmente en el entorno de las Hojas adyacentes, sobre los términos perimareales que culminan el segundo ciclo transgresivo-regresivo del Cretácico superior (ver FLOQUET Y MELÉNDEZ, 1982; ALONSO *et al.*, 1982; POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO, 1986) se encuentra una sucesión continental de edad fundamentalmente terciaria, aunque su base es aún cretácica y en la Hoja de Cilleruelo de Abajo engloba también las formaciones de Las Rozas y Calizas de Lychnus (según terminología de POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO, 1986). Esta sucesión está constituida por depósitos detríticos aluviales interrumpidos por ocasionales niveles calcáreos de origen lacustre y/o edáfico y en ella se diferencian a grandes rasgos tres conjuntos definidos por su relación con las estructuras alpinas que la enmarcan:

El conjunto inferior (o sucesión pretectónica) se dispone de modo conforme sobre la sucesión cretácica y aparece deformada solidariamente con el sustrato. Este conjunto, cuya edad es a grandes rasgos Paleógeno, ha sido incluido junto los términos maastrichtienses de carácter continental (formaciones Las Rozas y Calizas de Lychnus) en lo que informalmente se denomina como Facies Garumniense. En el ámbito de la Hoja este conjunto aflora en la terminación occidental del Sinclinal de Santo Domingo de Silos. Otros afloramientos en áreas adyacentes a la Hoja se encuentran, además de en la prolongación oriental del mencionado sinclinal, en el flanco S del Anticlinal de Tejada y en el flanco N del Anticlinal de Carazo.

El conjunto intermedio (sucesión sintectónica) tiene una edad Paleógeno y se dispone sobre el anterior de modo más o menos discordante presentando a su vez discordancias internas que en líneas generales conforman una discordancia progresiva. La identificación de este intervalo es a veces confusa debido a dos motivos. Por un lado su diacronismo en relación a los diferentes momentos de emplazamiento de las estructuras y por otro lado la existencia de una discordancia basal de valor variable, que en ocasiones puede ser poco visible, de modo que la base al menos del intervalo sintectónico podría ser incorporada al conjunto infrayacente. La sucesión sintectónica aflorante en esta Hoja se localiza en el núcleo del Sinclinal de Santo Domingo de Silos y en trabajos previos ha sido tratada conjuntamente con la sucesión infrayacente preorogénica (ver ALONSO *et al.*, 1982; POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO, 1986).

El conjunto superior (sucesión postorogénica) tiene una Edad Mioceno Medio-Superior y está dispuesto de modo subhorizontal y discordante sobre diferentes términos de su sustrato constituyendo la mayor parte de los afloramientos terciarios de la Hoja.

2.2.1. Terciario pre y sinorogénico (Paleógeno)

La sucesión terciaria preorogénica y sinorogénica ha sido estudiada en la región que nos ocupa por ALONSO *et al.* (1982) y POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986). Los primeros autores,

basándose en el trabajo de FLOQUET, definen formalmente en la vecina Hoja de Santo Domingo de Silos y en el sinclinal homónimo la Formación de Santibáñez del Val. Esta formación consta de cinco episodios detríticos separados por cuatro intervalos carbonatados. De estos intervalos, los dos primeros corresponden a las formaciones Las Rozas y Calizas de *Lychnus* de edad maastrichtiense, el resto de ellos engloban la sucesión terciaria preorogénica salvo la parte superior del último intervalo que constituiría, al menos en el ámbito de la Hoja de Cilleruelo de Abajo, la sucesión terciaria sinorogénica.

POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986) para el sinclinal de Santo Domingo de Silos y para afloramientos adyacentes proporcionan una estratigrafía más detallada y distinguen cinco formaciones (más las dos de edad maastrichtiense: Las Rozas y Calizas de *Lychnus* que ya han sido tratadas con el resto de unidades cretácicas) que en conjunto correlacionan con la Formación de Santibáñez del Val. Las cinco formaciones terciarias son, de muro a techo, las siguientes:

1. Fangos rojos, arenas y areniscas pardo-amarillentas de Colmenar.
2. Calizas de Santibáñez del Val.
3. Fangos, areniscas y gravas pardo-amarillentas de Quintanilla del Coco.
4. Calizas de Santa Cecilia.
5. Fangos pardos, areniscas y conglomerados de la Ermita de las Navas.

Al igual que en el caso de la Formación de Santibáñez del Val de ALONSO *et al.* (1982), la última formación englobaría la parte más alta de la sucesión preorogénica más la sucesión sinorogénica.

La razón por la cual en estas divisiones estratigráficas no se hayan separado las sucesiones preorogénica y sinorogénica parece deberse a que, aunque la última tiene una base más o menos discordante presentando a su vez discordancias internas que en líneas generales conforman una discordancia progresiva, su identificación es a veces confusa. Esta dificultad en la individualización de la sucesión sinorogénica se debe por un lado a su diacronismo en relación a los diferentes momentos de emplazamiento de las estructuras y por otro lado la existencia de una discordancia basal de valor variable, que en ocasiones puede ser poco visible, de modo que al menos la base del intervalo sinorogénico podría ser incorporada al conjunto infrayacente. En esta Hoja se ha tomado el criterio de situar la base del conjunto sinorogénico en la primera discordancia angular visible. No obstante esta distinción debe ser considerada como de alcance meramente local. A escala regional, el cambio de polaridad de los aportes que se produce en el seno de la Formación Quintanilla del Coco y el grado creciente de canibalización de los propios depósitos terciarios a lo largo de la sucesión señalan que la separación entre el conjunto terciario preorogénico y el sinorogénico se sitúa más abajo. Debido a la posición distal que en estos momentos ocuparía la porción de la cuenca representada en esta Hoja, dicho cambio se produce sin estar acompañado de una discontinuidad apreciable e incluso con continuidad en el registro sedimentario.

2.2.1.1. Arcillas y areniscas. (Formación Colmenar) (10)

La Formación Colmenar (POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO, 1986) equivale al segundo intervalo terrígeno de la Formación de Santibáñez del Val (ALONSO *et al.* (1982). Esta unidad ha sido estudiada a lo largo de la pista que desde Quintanilla del Coco se dirige hacia el N hasta el río Mataviejas. La sección es bastante deficiente aflorando únicamente los metros basales y finales y algún nivel arenoso entre intervalos tapados donde localmente se observan lutitas rojizas.

La formación cuyo espesor es aproximadamente de 80 m, presenta una base neta a rápidamente gradual sobre las calizas de la formación infrayacente. Los 10 m basales son lutitas rojizas, ocasionalmente con moteado de raíces, que presentan una intercalación de cuarciarenitas a 2 m de la base. Este cuerpo arenoso presenta base erosiva y disminución de tamaño de grano hacia techo desde arenas medias con cantos calcáreos dispersos hasta arenas finas a muy finas. Su techo parece ser neto a rápidamente gradual con las arcillas suprayacentes e internamente presenta estratificación cruzada en surco.

Sobre este tramo detrítico se dispone un nivel de aproximadamente 5 m de espesor de calizas masivas; son micritas rosadas con intraclastos ocasionales de micritas rojizas.

Sobre estas calizas y extendiéndose hasta el techo de la unidad se encuentra un tramo tapado en cuya parte baja aflora un nuevo cuerpo de cuarciarenitas de espesor métrico. El resto del intervalo no visible presenta afloramientos ocasionales de lutitas rojizas. Estas constituyen asimismo los últimos metros de la unidad, bajo la formación suprayacente.

Esta unidad representa una vuelta a las condiciones reinantes durante el depósito de la Formación Las Rozas. Aunque las condiciones de afloramiento son malas, la escasez de canales parece señalar una posición relativamente marginal o distal de este área respecto al sistema principal de canales aluviales.

Esta unidad es atribuida al Paleoceno-Eoceno por POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986) en base a su posición estratigráfica.

2.2.1.2. Calizas, margas y yesos. (Formación Calizas de Santibáñez del Val) (11)

Esta formación, definida por POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986) equivale al segundo intervalo carbonatado de la Formación de Santibáñez del Val de ALONSO *et al.* (1982). Su estudio se ha realizado al N de la localidad de Quintanilla del Coco, donde aflora formado la línea de crestas que separa dicha población del valle del río Mataviejas.

El espesor de la unidad es aquí de 13,5 m. Hacia el O dentro de la misma banda de afloramientos este valor aumenta y, como en otros sectores situados más al N, llega a ser de hasta 25 m y paralelamente pasa estar compuesta predominantemente o exclusivamente de calizas.

La formación tiene base neta y en esta localidad aparece formada por lutitas a margas grises y verdosas alternando con calizas subordinadas y algunos niveles de yesos. La formación comienza por un primer intervalo de lutitas a margas grises que da paso a un nivel de 0,85 m de calizas. Hacia techo ambas litologías junto con los yesos se presentan alternado aunque la proporción de calizas va aumentando hasta constituir el techo visible de la formación. Se ha

optado por situar la base de la formación en la aparición de los términos terrígenos grises dada la relación que posteriormente éstos presentan con las calizas (ver asimismo la descripción de la formación calcárea de *Lychnus*) y su contacto neto con las lutitas rojizas del techo de la formación infrayacente. Estas relaciones marcan un nexo entre lutitas grises y calizas no existente entre lutitas grises y lutitas rojizas.

Las calizas aparecen en niveles de hasta 1,2 m con estratificación irregular a nodulosa. Son micritas blancas a rosadas, con ocasionales intraclastos de micritas rojizas y localmente lamelibranchios. En otros puntos se han citado la presencia de oncoides así como de polen perteneciente a diversos grupos vegetales tanto herbáceos como arbóreos (POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO, 1986) Pueden presentar láminas de yesos y nódulos de chert. Estos nódulos aparecen también asociados a alternancias de yesos y lutitas. Las capas y láminas de yesos presentan tanto texturas granudas como laminares y en ocasiones presentan la laminación deformada.

Aunque las condiciones de afloramiento no son muy buenas, parece observarse una organización secuencial de las tres litologías que componen esta formación. Esta secuencia ideal estaría compuesta por arcillas a margas en la base; hacia techo éstas comenzarían a alternar con yesos para dar paso a alternancias de calizas y yesos y finalmente calizas.

Al igual que sucedía con las Calizas de *Lychnus*, existen procesos edáficos afectando a las calizas en esta formación. En concreto el primer nivel de calizas presenta huellas de raíces.

Las facies presentes en esta unidad sugieren que en el área donde se ha estudiado debió corresponder a una zona de margen del sistema lacustre/palustre. En estas zonas marginales y más someras, el desarrollo de depósitos de playa salina vendría evidenciado por la abundante presencia de evaporitas. Asimismo estas áreas marginales tendrían una mayor influencia de sedimentos terrígenos finos, representados por las lutitas y margas verdosas a grises.

La edad de la formación ha sido determinada como, al menos, Eoceno medio (POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO, 1986) en base al contenido fósil (polen de gramíneas).

2.2.1.3. *Arcillas, areniscas y conglomerados con un nivel calcáreo (c).* (Formación Quintanilla del Coco) (12)

Definida por POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986), esta unidad equivale al conjunto del tercer intervalo terrígeno, tercer intervalo carbonatado y cuarto intervalo terrígeno de la Formación de Santibáñez del Val de ALONSO *et al.* (1982). Su estudio se ha realizado principalmente a lo largo del meridiano de Quintanilla del Coco, con observaciones complementarias de afloramientos puntuales localizados hacia el E del principal. La formación aflora de modo discontinuo existiendo intervalos tapados que impiden conocer tanto su base como su techo, no habiendo sido posible establecer sus relaciones con las unidades adyacentes. Desde un punto de vista fisiográfico, la formación ocupa un área deprimida, delimitada por los relieves calcáreos de las formaciones adyacentes.

Su espesor se ha estimado en torno a los 236 m que contrasta con los 140 m dados por POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986).

La sucesión de la unidad consta de dos intervalos terrígenos separados por un nivel carbonatado situado en la parte media-alta. Esta distribución queda reflejada en las unidades descritas por ALONSO *et al.* (1982).

Tercer intervalo terrígeno

El intervalo terrígeno basal (tercer intervalo terrígeno de ALONSO *et al.*, 1982) tiene un espesor de aproximadamente 152 m, de los cuales no afloran los 90 basales. Los primeros niveles de la formación corresponden a un potente (5-7 m) cuerpo de cuarciarenitas sobre el que se sitúa el cementerio de la localidad de Quintanilla del Coco. Este cuerpo presenta base erosiva sobre unas arenas finas que localmente afloran a su muro y consta de microconglomerados y areniscas de grano muy grueso con gravas y gránulos silíceos dispersos (localmente conglomerados) que hacia techo evolucionan a areniscas de grano muy fino a limolitas arcillosas con nódulos calcáreos y rizoconcrecciones correspondientes a un suelo calcimorfo. Salvo los términos más finos de la parte superior, de aspecto homogéneo, el resto del cuerpo aparece organizado en *sets* de estratificación cruzada de gran y mediana escala que hacia techo pasan a *sets* de estratificación ondulante a cruzada de bajo ángulo con longitud de onda métrica. Las medidas de paleocorrientes, realizadas mayoritariamente en ejes de *sets* de estratificación cruzada en surco marcan una dirección general del flujo hacia el E (45°-130°).

Lateralmente, en pocos metros, la cementación de las areniscas se pierde rápidamente y de modo bastante brusco, pasándose a arenas que inmediatamente dejan de aflorar. Este hecho unido a observaciones puntuales hace suponer que los intervalos tapados de la serie no deben constar únicamente de lutitas sino también de cuerpos arenosos de potencia variable que no han sido suficientemente cementados o bien que por alteración posterior han perdido el cemento calcáreo que unía los granos.

Sobre este cuerpo arenoso se extiende un intervalo tapado (38 m) hasta un nuevo cuerpo de cuarciarenitas de 5 m de espesor que en la sección principal aflora pobremente. Este cuerpo tiene características similares al inferior, las gravas presentes son también silíceas aunque existe algún clasto de caliza similar a las que forman parte de la serie. Las paleocorrientes medidas indican un flujo hacia el NO (330°).

A continuación, un nuevo intervalo tapado de 8 m de espesor da paso finalmente a la parte superior de esta unidad. Esta parte superior consta 3 m de cuarciarenitas y arenas de grano fino y muy fino, calcáreas en el techo del intervalo, alternado con niveles de lutitas a margas rojizas con moteado por raíces.

Tercer intervalo carbonatado

Está formado por un cuerpo de calizas (tercer intervalo calcáreo de ALONSO *et al.*, 1982) de 11,2 m de espesor que se dispone de modo neto sobre unas areniscas calcáreas muy finas que culminan la unidad infrayacente.

Las calizas son masivas, frecuentemente con aspecto brechoide y en la parte baja con estructura prismática poco desarrollada. Son micritas y micritas grumosas con porosidad vacuolar, a veces de grandes dimensiones, rellena de *grainstone* de pisoides y con porosidad filamentosa por raíces.

Cuarto intervalo terrígeno

La formación culmina con un intervalo terrígeno (cuarto intervalo terrígeno de ALONSO *et al.*, 1982) de unos 72 m de espesor. La mala calidad de los afloramientos hace que únicamente hayan podido estudiarse los 40 m inferiores en base a varias secciones parciales.

Con base erosiva sobre las calizas infrayacentes, se dispone un primer cuerpo de 3 m de espesor constituido por cuarciarenitas que evolucionan desde microconglomeráticas con cantos de la caliza subyacente en la base hasta cuarciarenitas de grano medio en el techo. Internamente, al igual que otros cuerpos areniscosos anteriores, están organizadas en *sets* de estratificación cruzada, principalmente en surco y, en la parte alta, en *sets* de estratificación ondulante a cruzada de bajo ángulo. Asimismo aparecen frecuentes *burrows* y pistas subordinadas. Las direcciones de paleocorrientes medidas indican una dirección hacia el O-NO (240°-325°).

Sobre este cuerpo se extiende un intervalo de 18 m de espesor compuesto por lutitas y margas rojizas. Sobre ellas se extiende un intervalo tapado de aproximadamente 10 m de espesor en el que afloran localmente cuerpos de cuarciarenitas o conglomerados de espesor menor de un metro. Las areniscas, similares a las anteriores en granulometría, no presentan estructura visible. Los conglomerados, formados predominantemente por clastos calcáreos de calizas terciarias, presentan estratificación cruzada.

Sobre este intervalo y constituyendo el techo visible de la formación se desarrolla un tramo fundamentalmente arenoso de 7,6 m de espesor. Consta de cuarciarenitas y conglomerados en las secciones más orientales y hacia el O parece correlacionar se con un intervalo de lutitas rojizas con intercalaciones decimétricas de areniscas y conglomerados que aflora en la sección principal del meridiano de Quintanilla del Coco. En el tramo de areniscas y conglomerados se individualiza un primer cuerpo de areniscas con gránulos dispersos, que presenta estructura prismática y moteado de raíces. Sobre éste y con base erosiva se dispone un segundo cuerpo de areniscas muy gruesas a medias con conglomerados polimícticos (clastos cuarcíticos y de calizas micríticas) hacia la parte baja y alta. Las capas de conglomerados aparecen gradadas (principalmente gradación normal) o con laminación difusa. Las areniscas presentan la misma estructuración interna aunque lateralmente evolucionan a *sets* de estratificación cruzada en surco. En las inmediaciones de la pista que desde Quintanilla del Coco lleva a la Ermita de las Navas este cuerpo presenta localmente deformaciones por carga a gran escala que llegan a producir una verticalización e incluso inversión de la estratificación. Las escasas direcciones de paleocorrientes que han podido ser medidas indican un flujo hacia el NO (290°).

Las facies presentes en esta formación representan una recurrencia de las condiciones que se han venido registrando desde el inicio de la sedimentación continental durante el Maas-trichtiense. Los términos terrígenos representan sistemas aluviales formados por llanuras de

inundación ocasionalmente con desarrollo de paleosuelos en condiciones más o menos áridas. Estas áreas están cortadas por canales, generalmente de poca profundidad, cuyo relleno se verifica por facies conglomeráticas y areniscosas. Estas facies generalmente presentan una organización interna que apunta a que fueron depositadas por avenidas, no observándose, al menos de modo usual, depósitos tractivos depositados por corrientes de aguas claras.

Una diferenciación que se produce en los depósitos canalizados de esta unidad atañe al cambio en la dirección de los aportes que se verifica desde el intervalo terrígeno inferior hasta el superior. Mientras que en el intervalo terrígeno inferior de la misma —y presumiblemente en el resto de unidades continentales más antiguas hasta la Formación Las Rozas— los aportes provienen desde el O, en el intervalo superior —y ya en el resto de la sucesión terciaria pre y sinorogénica— aquellos pasan a proceder desde el E y SE en líneas generales. En este sentido cabe destacar la relación erosiva que existe entre el nivel calcáreo y el intervalo de techo terrígeno de la unidad. Esta relación representada por la unidad canalizada que se superpone directamente sobre aquellas, no se ha detectado en ningún otro punto de la sucesión donde sobre las calizas existe siempre un intervalo lutítico. Esta relación erosiva, que es visible hacia el E hasta al menos el meridiano de Santibáñez del Val, parece marcar una disconformidad al menos de escala local, relacionada con un descenso brusco del nivel de base de la cuenca posiblemente ligado a la actividad tectónica.

El intervalo calcáreo de esta unidad presenta facies similares a las del resto de unidades calcáreas y como tal parece corresponder a un depósito lacustre a palustre. Sin embargo, en el caso del que nos ocupa, la ausencia de contenido faunístico y la profusión generalizada de rasgos edáficos hace suponer que el medio era más restringido que en otras ocasiones. Hasta cierto punto, es difícil señalar si algunos intervalos de este nivel calcáreo corresponden a calizas lacustres/palustres o si por el contrario pueden representar en realidad un enriquecimiento en carbonato de un sedimento terrígeno previo como consecuencia del desarrollo de suelos calcimorfos.

La edad de esta formación, en base a su posición estratigráfica, corresponde al Eoceno-Oligoceno según POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986).

2.2.1.4. Formación Calizas de Santa Cecilia (13)

La Formación Calizas de Santa Cecilia (POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO, 1986) o cuarto intervalo carbonatado de la Formación de Santibáñez del Val (ALONSO *et al.*, 1982) ha sido estudiada en el meridiano de la localidad de Quintanilla del Coco y en la pista que unos cientos de metros hacia el E de la anterior lleva desde aquella localidad a la Ermita de las Navas. Aunque en ningún punto se ha visto la base, el espesor visible obtenido, de 27,5 m, debe ser muy cercano al real.

La unidad consta de micritas beige a amarillentas y rosadas al techo, son mudstone y localmente *wackestone* con gasterópodos planispiralados (*Planorbis*) y lamelibranquios subordinados. Los restos aparecen principalmente enteros aunque localmente en el techo aparecen fragmentos bioclásticos de lamelibranquios y ostrácodos. POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO

(1986) citan asimismo la presencia de algas y oogonios de carofitas. Las calizas son masivas, frecuentemente con aspecto brechoide y se organizan de modo similar a las Calizas de *Lychnus*, en bancos de espesor métrico separados por delgados intervalos margosos a lutíticos grises. Los bancos son internamente masivos aunque hacia el techo localmente aparecen mejor estratificados. Contienen porosidad vacuolar rellena por *grainstone* de pisoides y porosidad filiforme milimétrica a submilimétrica rellena de esparita u óxidos de Fe. La presencia de procesos edáficos afectando a las calizas es más acusada en el techo de la formación. En el paraje de Fuente Castro, al ESE de Quintanilla del Coco, el techo de las calizas aparece afectado por bioturbación de raíces bien desarrollada.

Esta unidad —a juzgar por su espesor y continuidad lateral— representa el reestablecimiento en la zona que nos ocupa de unas condiciones lacustres a palustres bien desarrolladas y estables durante un lapso de tiempo significativo. Como en el caso de la Formación Calizas de *Lychnus*, la presencia de intervalos lutíticos o margosos individualizando los bancos calcáreos indica la recurrencia (cíclica?) de una cierta influencia terrígena en el sistema lacustre. Asimismo el sistema debió sufrir variaciones en el nivel de agua como lo atestiguan los niveles de calizas edafizadas.

La edad de la formación sería ya Oligoceno según POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986) a juzgar por su posición estratigráfica y contenido fósil.

2.2.1.5. *Conglomerados y areniscas. Arcillas y areniscas con cantos* (Formación Ermita de las Navas) (14 y 15)

La Formación Ermita de las Navas (POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO, 1986) o quinto intervalo terrígeno de la Formación de Santibáñez del Val de ALONSO *et al.* (1982). En ella se produce el cambio que, con carácter local y en base a las discontinuidades detectables, como se señaló previamente, se produce entre la sucesión terciaria preorogénica y la sucesión sinorogénica. El conjunto de ambos términos han sido estudiados al S de Quintanilla del Coco en base a varias secciones parciales que confluyen en la ermita que da nombre a la formación y que luego se prolongan hacia las copetas (cerros) que se encuentran al O de aquella. La porción sinorogénica de la sucesión, en sentido local, se halla restringida a los últimos 60-70 m que forman los relieves citados en el núcleo del Sinclinal de Santo Domingo de Silos. Para el conjunto de la formación, POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986) consideran una edad Oligoceno en base a la posición estratigráfica y al contenido fósil (polen).

La Formación Ermita de las Navas: el techo de la sucesión preorogénica (14)

La porción preorogénica de la formación se dispone con base neta sobre las calizas de la formación infrayacente que presentan abundante bioturbación de raíces. Consta de una sucesión de 193 m de lutitas y margas rojizas, que en la parte superior son principalmente verdosas a grises, entre las que se intercalan niveles de potencia desigual de conglomerados polimícticos y cuarciarenitas. Los conglomerados están compuestos predominantemente por clastos calcáreos (calizas lacustres/palustres terciarias) y en menor medida silíceos; en algún caso los clastos son de conglomerado calcáreo. En líneas generales, la proporción de detríticos

gruesos (conglomerados y areniscas) es mayor que en las unidades infrayacentes. No obstante, dada la lenticularidad de los cuerpos formados por estas litologías, este hecho debe ser tomado con una cierta precaución.

Los primeros 9,8 m están constituidos por lutitas y margas rojizas con bioturbación y moteado de raíces y nódulos calcáreos entre los que se intercalan cuatro niveles de calizas de origen pedogénico, el último de los cuales constituye el techo de este intervalo. Sobre el segundo caliche aparece un cuerpo de 0,6 m de espesor, de base erosiva, geometría lenticular y escasa continuidad lateral, formado por conglomerados polimícticos (clastos de calizas micríticas, similares a las de la formación infrayacente, y, en menor proporción, cuarcíticos) que pasan a areniscas que a su vez acaban pasando a lutitas grises a verdosas. Sobre estas y de modo neto se sitúan de nuevo lutitas rojizas.

Sobre este término se encuentra un tramo tapado de 50,8 m de potencia en cuya parte media aflora un nivel de conglomerados con clastos calcáreos y de modo accesorio clastos silíceos.

A continuación aparece un tramo de 45 m de espesor formado por lutitas rojizas poco visibles. Aproximadamente a 1/3 y 2/3 de su espesor afloran sendos niveles de areniscas de 0,5 m de espesor cada uno. Lateralmente hacia el E (pista de acceso a la Ermita de las Navas) el nivel inferior se correlaciona con un cuerpo de conglomerados polimícticos (clastos calcáreos dominantes) y areniscas de 8 m de espesor que se dispone formando dos secuencias grano-decrecientes amalgamadas e intercaladas entre lutitas rojizas con marcas de raíces.

Sobre este tramo se dispone un conjunto de tres cuerpos areniscosos y conglomeráticos polimícticos (clastos predominantemente calcáreos, alguno de ellos es de calizas de oncoides) de hasta 3,5 m de espesor separados por lutitas rojizas con marcas de raíces. Los cuerpos groseros presentan rasgos similares a los ya vistos y en este caso contienen también *burrows* verticales. Las direcciones de paleocorrientes marcan un transporte hacia el O-NO (270°335°). En ellos lateralmente se observa el paso en cortas distancias desde conglomerados a areniscas formando cuerpos lenticulares que se cortan mutuamente y que dan una tendencia general granodecreciente a escala del cuerpo entero.

Un nuevo tramo de 21 m de espesor consta de lutitas rojizas poco visibles con una intercalación areniscosa en la parte superior. Sobre este tramo se encuentra un potente cuerpo de conglomerados polimícticos (clastos predominantemente calcáreos) y areniscas que pasan a areniscas. Este cuerpo, de 7,6 m de espesor, presenta una buena continuidad lateral y aflora debajo de la Ermita de las Navas. Sus características son similares a los de casos anteriores y en su parte superior las areniscas se vuelven más finas y arcillosas hasta pasar a un nuevo tramo lutítico.

Este tramo lutítico, de 17 m de espesor, consta de lutitas rojizas con marcas de raíces. En la parte media-baja se intercala un delgado nivel de lutitas verdosas y unos metros por encima, un cuerpo de conglomerados y areniscas de marcada lenticularidad de modo que en una distancia de 50 m su potencia pasa de 2 m a 20-30 cm.

Sobre este tramo lutítico se dispone un intervalo de 13,7 m de espesor formado por cuerpos de conglomerados polimícticos y areniscas hasta 3 m de espesor alternando con lutitas roji-

zas, éstas son más frecuentes hacia techo hasta culminar en 3,5 m de lutitas. Los términos gruesos presentan gradaciones y, en el caso de las areniscas, también estratificación cruzada y laminación ondulante a cruzada de bajo ángulo, marcando una dirección de aportes hacia el O-SO (250°). En ellos es frecuente la aparición de *burrows* verticales.

La sucesión culmina con un tramo de 19,6 m espesor formado principalmente por lutitas a margas verdosas a grises con nódulos calcáreos. Entre ellas y principalmente hacia la parte baja se intercalan cuerpos delgados de areniscas y conglomerados polimícticos, que en algún caso contienen escasos clastos de chert, y algún nivel de lutitas rojizas con raíces que culmina en un horizonte de calizas pedogénicas. Los cuerpos de conglomerados y areniscas presentan como en casos anteriores una marcada lenticularidad que es especialmente patente en el último cuerpo situado en el techo de este último tramo bajo la discordancia angular basal de la sucesión sintectónica.

Los rasgos de esta unidad muestran que vuelve a establecerse un sistema aluvial dominado por llanuras de inundación bien drenadas cortadas por canales.

Las llanuras de inundación, con depósito de fangos rojos con bioturbación de raíces y desarrollo ocasional de suelos calcimorfos, debieron estar sujetas a una tasa de sedimentación relativamente alta como para impedir el desarrollo frecuente de horizontes de caliches que plausiblemente solamente llegaron a evolucionar en momentos de interrupciones de la sedimentación más prolongadas. La aparición hacia el techo de la unidad de un intervalo formado predominantemente por lutitas grises a verdosas parece indicar un cierto cambio climático o, más plausiblemente, un estancamiento en la cuenca provocado por causas tectónicas que daría lugar a condiciones de peor drenaje con formación de charcas a lagos de entidad seguramente menor que aquellos otros sujetos a sedimentación carbonatada.

Por lo que respecta a al relleno de los canales, las facies presentes indican, como en el resto de las unidades el desarrollo de sistemas aluviales dominados por avenidas. (ver MUTTI *et al.*, 1996) En base a la geometría de su depósito, los canales debieron ser de escasa profundidad y vida corta, pues en muchos casos su relleno se efectúa (aparentemente) en base a un número muy pequeño de flujos. En el caso más frecuente la colmatación de estos canales se verifica completamente en base a conglomerados y areniscas con el consiguiente desarrollo de suelos calcimorfos o de términos de llanura de inundación subaérea o bien drenada.

En otros casos sin embargo la existencia de lutitas/margas grises verdosas a techo de las facies gruesas antes de la aparición de las lutitas/margas rojizas, indica que los canales terminaron colmatándose de modo pasivo. Posiblemente en relación a una avulsión sufrida aguas arriba, un segmento del canal quedó abandonado y pasó a constituir una charca donde se depositaron los términos finos verdosos a grises. Estas zonas pobremente drenadas debieron estar cubiertas por una lámina de agua lo suficientemente delgada como para permitir la colonización vegetal como lo atestiguan los ejemplares de esta facies con bioturbación de raíces.

En esta unidad se verifica ya de modo claro una creciente canibalización de los depósitos terciarios, como viene atestiguado por la presencia en los conglomerados de clastos de conglomerado calcáreo y clastos de chert. Estos últimos y en base a la estratigrafía local, podrían provenir de la Formación de calizas de Santibáñez del Val.

La edad de esta porción de la formación es Oligoceno según POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986).

La Formación Ermita de las Navas: la sucesión sinorogénica (15)

Como se ha señalado anteriormente, la sucesión que, con carácter local, puede considerarse como sinorogénica aflora en el núcleo del Sinclinal de Santo Domingo de Silos donde se dispone de modo discordante sobre la parte inferior de la Formación de la Ermita de las Navas. La discordancia basal de la unidad es visible a escala de afloramiento en los primeros afloramientos existentes al O de la Ermita de las Navas, donde también se aprecian discordancias internas menores. El techo visible de este intervalo está delimitado por el nivel de erosión actual. Geomorfológicamente los términos de la sucesión sintectónica se expresan en el relieve por un conjunto de tres lomas de poco relieve denominadas localmente copetas.

La sucesión, formada mayoritariamente por conglomerados y areniscas, ha sido estudiada en las copetas oriental y central, la tercera y más occidental de las copetas presenta unas condiciones de afloramiento bastante pobres de modo que solamente ha librado datos de carácter puntual. Por otro lado la sección más completa tanto en lo que se refiere a su extensión vertical como en cuanto a su continuidad es la de la copeta oriental.

En esta sección la sucesión sintectónica tiene un espesor conservado de 61,5 m y aparece organizada en varios ciclos granodecrecientes, en ocasiones con una componente subordinada basal granocreciente. Estos ciclos constan de conglomerados de clastos predominantemente calcáreos (calizas micríticas pertenecientes a los niveles calcáreos de la sucesión terciaria pre-tectónica, y de modo subordinado calizas cretácicas marinas y algún caso de posibles calizas jurásicas) que evolucionan hacia techo a areniscas y, eventualmente, hasta lutitas rojizas con bioturbación de raíces. Los términos más altos de cada ciclo llegan a constituir localmente horizontes de calizas pedogénicas, arenosas o no, en función del tipo de sustrato sobre el que se desarrolle el suelo. Por otro lado, uno de estos ciclos presenta también una intercalación de lutitas verdosas entre las lutitas rojizas.

La base de los ciclos es erosiva con cicatrices de relieve métrico. Por otro lado y al menos para los primeros ciclos, su base esta asociada a discordancias menores, además de la basal, formando el conjunto de ellas una discordancia progresiva.

En detalle los ciclos que componen esta unidad comienzan por conglomerados de cantos o microconglomerados que son cubiertos erosivamente por cuerpos lenticulares de conglomerados de cantos o cantos y bloques que lateralmente evolucionan a microconglomerados y finalmente areniscas. Esta evolución lateral es en algunos casos muy rápida observándose la transición completa en el espacio de 10-20 m.

En conjunto el tipo de organización de las capas conglomeráticas y areniscosas son similares a las observadas en la sucesión pre-tectónica.

Los conglomerados presentan gradación normal o inversa y en el caso de capas con granulometrías más gruesas están pobremente calibrados. Los microconglomerados presentan grada-

ción normal, laminación difusa y ocasionalmente estratificación cruzada Las areniscas, desde grano muy grueso a grano fino, aparecen en capas gradadas o con laminación horizontal difusa, formando *sets* estratificación cruzada en surco o formando *sets* de laminación ondulante a cruzada de bajo ángulo con longitud de onda métrica. Los mejores ejemplos de este último tipo de organización aparecen en el extremo O de la copeta occidental en las inmediaciones de la carretera a la localidad de Tejada.

Los datos de paleocorrientes han sido tomados principalmente en depresiones erosivas en la base de canales por lo que solamente proporcionan dirección de las corrientes. En líneas generales éstas varían entre E-O y NNO-SSE. A la vista del encuadre regional, la dirección más probable de los flujos formaría un abanico dirigido hacia el O-NNO.

Aunque solamente se dispone de una sección aceptable de la sucesión sintectónica, el examen de ésta parece sugerir que los ciclos citados se organizan en ciclos de segundo orden también granodecrecientes y estos a su vez en uno general granocreciente. Sin embargo esta asunción debe ser tomada con todas las precauciones, no sólo por la poca representatividad de los datos, sino también por la posibilidad de que, dada la base erosiva de los ciclos, exista amalgamación de los mismos o incluso canibalización total de alguno.

La sucesión sintectónica viene caracterizada por un aumento brusco en la entrada de detríticos gruesos en la cuenca cuyos depósitos presentan una marcada proximalidad. Aunque los retazos actualmente preservados de la sucesión sintectónica están árealmente muy restringidos y no es posible reconstruir la geometría del depósito, el grado de proximidad de estos afloramientos a su área fuente, constituida por los relieves del anticlinal de Tejada, sugiere que nos hallamos ante un medio aluvial muy proximal, verosíblemente constituido por abanicos aluviales.

Estos abanicos aluviales estarían constituidos por una red de canales dominados por avenidas similares a los descritos anteriormente, dadas las similitudes de las facies (ver MUTTI *et al.*, 1996), con áreas de inundación intercanales pobremente desarrolladas (a juzgar por su escasa representación en la serie) posiblemente debido a la inestabilidad y rápida migración lateral de aquellos. Estas áreas intercanales serían fundamentalmente subaéreas, aunque de modo local se registra la existencia de condiciones subacuáticas con sedimentación lutítica (facies de lutitas grises a verdosas), y serían similares a las descritas en las unidades terciarias anteriores.

Los abanicos aluviales debieron ser de pendiente relativamente alta y de pequeñas dimensiones dada la rápida pérdida de competencia que presentaban los canales aguas abajo, tal y como se deduce de los rápidos cambios de facies en dicha dirección, observándose el paso desde facies conglomeráticas a areniscosas en unos pocos metros a decenas de metros.

La marcada organización secuencial de los depósitos de estos abanicos en base a una disposición retrogradante de las facies en la vertical muestra un grado de actividad decreciente hasta el abandono final. Esta disposición pudiera deberse a fenómenos autocíclicos (avulsión de los canales y construcción de nuevos lóbulos deposicionales en áreas laterales) o a fenómenos alocíclicos de origen climático o tectónico. La existencia de discordancias separando en algunos casos estos ciclos sugiere que al menos en parte esta organización secuencial estaba ligada a procesos tectónicos, posiblemente a ciclos de levantamiento-denudación.

La edad de esta sucesión sería, al igual que la del resto de la Formación en la que se incluye, Oligoceno según POL MÉNDEZ Y CARBALLEIRA CUETO (1986).

2.2.2. Terciario postorogénico (Neógeno)

El relleno cenozoico postorogénico de esta Hoja, perteneciente a la Cuenca del Duero, tiene una edad neógena, y está constituido por facies detríticas de origen mayoritariamente aluvial y fluvial (conglomerados, gravas, limos y arcillas) y facies carbonatadas de origen lacustre, palustre o edáfico. Esta sucesión postorogénica está dispuesta sobre una discordancia con paleorrelieve, bien visible en la cartografía por el truncamiento de los niveles terciarios contra la superficie de discordancia basal que bordea el Anticlinal de Tejada.

La sucesión neógena de la Hoja de Cilleruelo presenta dos tramos bien diferenciados. El tramo basal está representado principalmente al norte del relieve cretácico y en la zona suroeste en la parte inferior de las laderas de los ríos Henar y Esgueva. Está constituido en su parte inferior por facies detríticas cuyas características son diferentes en los afloramientos meridionales (unidad 18) a las de los situados en la franja norte de la Hoja (17), al otro lado del umbral cretácico. Este primer tramo, con un espesor visible máximo de 70 m en el ángulo suroeste, culmina con una extensa unidad carbonatada (19) que da lugar a la superficie morfológica del páramo inferior en la región, el cual queda bien expuesto en el tercio más occidental de la Hoja, al suroeste del extremo occidental de la sierra cretácica.

El tramo superior está únicamente representado al sur del relieve cretácico. Presenta un espesor máximo de 80 m y está formado por una sucesión terrígena (20) en la que se intercalan 4 niveles principales de calizas y margas. El inferior de estos niveles representa una interdigitación de las calizas inferiores del Páramo (19) dentro de la unidad 20. Por encima aparece intercalado un nivel calcáreo-margoso (20c) y mas arriba tramo se presentan dos niveles calizos (21 y 22) sobre los que se desarrollan los páramos más altos en la región, situados en la parte central y suroriental de la Hoja. Culminando este tramo aparece de forma discontinua una delgada cubierta siliciclástica (23 y 24).

Aparte de estas dos partes en que se subdivide verticalmente la sucesión, se reconoce una unidad de conglomerados calcáreos, localmente polimícticos (16), que se encuentra en tránsito lateral a ambas presentando una distribución cronoestratigráfica prácticamente a lo largo de todo el Mioceno aflorante en la Hoja. Su distribución espacial se restringe a una orla en torno al paleorrelieve cretácico.

Cronoestratigráficamente no se pueden realizar grandes precisiones, como ocurre en las hojas adyacentes, con respecto a la posición estratigráfica de la sucesión neógena en la región suroriental de la Cuenca del Duero. En conjunto, puede decirse que la sucesión neógena está acotada inferiormente por un nivel cronoestratigráfico similar (algo más moderno) al del yacimiento de Aranda de Duero (asignable, a falta de un estudio paleontológico de actualización, al Aragoniense superior, MN7, ARMENTEROS, 1986a), hecho basado en dos criterios: a) la cota algo más baja de este yacimiento ($\approx$ 840 m) a la del nivel inferior visible de la sucesión al sur de la Hoja (valle del río Esgueva), si se tiene en cuenta la disposición subhorizontal de la serie miocena entre ambos puntos; b) la correlación de la unidad correspondiente a las calizas infe-

riores del páramo, que puede continuarse bien desde la Hoja de Aranda a la de Cilleruelo, con respecto a la cual el yacimiento citado se situaría unos 40 m. por debajo. En consecuencia con los datos existentes más cercanos a la Hoja se puede señalar que la parte visible de la sucesión neógena comienza en el Aragoniense superior (MN7/8; Mioceno medio alto). Esta correlación estaría en sintonía con la datación del yacimiento de Piquera de San Esteban, situado más al este y al sur del Duero en la Hoja de San Esteban de Gormaz, que indica una edad Aragoniense superior (MN7, MAZO Y JORDÁ, 1994). Este yacimiento se sitúa unos metros por debajo del nivel de calizas inferiores del páramo. Debe, sin embargo, tenerse en cuenta que la implantación del régimen lacustre representado en estas calizas no fue simultáneo en toda la cuenca, y, salvo casos particulares, se produce por el cambio de facies un rejuvenecimiento de la base de la unidad caliza hacia el este.

A pesar de esto y ante la falta de más precisión en el establecimiento de los límites de las unidades cronoestratigráficas miocenas en la Cuenca del Duero, este nivel calizo puede considerarse (siempre que no se confunda con otros niveles similares situados tanto por debajo como por encima del mismo) un criterio de correlación aproximado (ARMENTEROS, 1986a, b). Este nivel calizo pudiera pertenecer íntegramente al Vallesiense, si resulta confirmarse la datación del yacimiento de Fuentelísendo al oeste del límite entre las Hojas de Fuentelcásped y Peñafiel, 20 km al sur de la Hoja de Cilleruelo. Este yacimiento se encuentra unos metros por debajo de la unidad de calizas inferiores (que aquí se adelgazan considerablemente) y en él se encontraron restos de *Hipparion primigenium* (ARMENTEROS, 1986a, p. 269; a partir de comunicación de M.T. ALBERDI). Por tanto el tramo superior de la sucesión en la Hoja es en buena parte Vallesiense, sin descartar que los niveles superiores (al este de la Hoja) correspondan al Turolense, dada la reciente datación de un yacimiento adscrito al Turolense superior en la sucesión post-calizas inferiores en el centro de la Cuenca del Duero (Tariego, Palencia; MEDIVILLA *et al.*, 1996). En el transcurso de los trabajos de campo de la Hoja, se han recogido restos fósiles equivalentes a esta unidad de calizas inferiores, dentro de la trinchera del ferrocarril Madrid-Irún y junto al paleorrelieve cretácico que se encuentran en fase de estudio.

2.2.2.1. *Conglomerados calcáreos, localmente polimícticos (16)*

Esta unidad fundamentalmente conglomerática, abarca una expansión temporal equivalente, en líneas generales, a toda la sucesión neógena aflorante en la Hoja. Flanquea en forma de orla el relieve mesozoico del anticlinal de Tejada y su extensión perpendicular al borde disminuye progresivamente desde los afloramientos más orientales hacia el oeste, siendo en general inferior a los 2 km. En el borde meridional es discontinua y no se desarrolla en torno al extremo occidental de este paleorrelieve. Una de las secciones más potentes de la unidad se encuentra a la salida de Castroceniza en el camino a Cebrecos, donde alcanza un espesor de unos 80 m. Está constituida por facies conglomeráticas que, en los afloramientos más distales de la unidad, en transición con la unidad 17, intercalan niveles de lutitas arenosas y arenas lutíticas pardorrojizas. Los clastos son principalmente de calizas cretácicas, desde muy angulosos a redondeados, aunque algunos niveles incorporan clastos silíceos redondeados de cuarzo y cuarcita en proporciones siempre menores, probablemente procedentes de la Formación Utrillas. El centil de los clastos de calizas oscila entre 60 cm en las proximidades del borde (Castroceniza, Ciruelos de Cervera), y 15 cm en los afloramientos más distales (Cebrecos, Nebreda). Las facies con armazón de clastos presentan una matriz arenosa que suele hallarse

bien cementada por calcita dando una gran compacidad a los conglomerados, en tanto que las facies en que los clastos no se tocan presentan una matriz lutítico arenosa más deleznable y menos cementada. Las facies conglomeráticas se presentan en capas de 20 a cm a 1 m de espesor con límites difusos que, a su vez, se organizan en niveles de 0,5 a 6 m, separados por superficies erosivas más conspicuas, en los que destaca la estratificación remarcada por el tamaño variable de los clastos. Un tipo muy común es la estratificación horizontal difusa (Gm, según MIALL 1978) en sets decimétricos (0,3 a 0,6 m) de varios metros de extensión con límites difusos puestos de manifiesto por diferencias de tamaños de clasto.

En zonas muy proximales, junto al borde cretácico (i.e., Ciruelos de Cervera), dominan, sin embargo, las facies de conglomerados sin ordenamiento o con una estratificación muy burda, en capas mal diferenciadas (Gms de MIALL, 1978); una variedad está representada por paraconglomerados en capas masivas mal diferenciadas con cantos dispersos en una masa lutítica pardorrojiza. Otros rasgos de ordenación, generalmente asociado a facies Gm, es la imbricación de clastos. El resto de ordenamientos en facies conglomeráticas están representados por estratificación cruzada en surco (Gt) o de tipo planar (Gp) en set de 0,5 a 1 m. Las facies finas están formadas por lutitas más o menos arenosas pardorrojizas, masivas, generalmente bioturbadas (Fm) y con carbonatación difusa (ligera cementación) o encostradas formando verdaderos niveles de caliche; en ocasiones, se registran niveles más arenosos con matriz lutítico-limosa. Estas facies finas forman una asociación distal con facies conglomeráticas (Gm, generalmente) en forma de secuencias positivas de 1 a 2 m.

Además de la intensa cementación calcítica que presentan muchas capas conglomeráticas que constituyen caliches formados principalmente por procesos de cementación, existen facies de caliche masivo-laminares, sobre todo asociados a las facies conglomeráticas próximas y al norte del umbral cretácico. Estas últimas se presentan en afloramientos discontinuos de pocos decímetros de extensión y de 2 a 10 cm de espesor, que aparecen entre capas tabulares (0,2 a 0,4 m de espesor) de areniscas y conglomerados (cantos de caliza cretácica, cuarzo, cuarcita e intraformacionales de lutitas pardorrojizas cementadas); a veces, se presentan oblicuas a la estratificación. Al microscopio se distinguen dos tipos de microestructuras. Las microestructuras grumosas —de aspecto masivo en muestra de mano— están formadas por peloides micríticos y granos dispersos ($\approx 10-15\%$) de cuarzo y de feldespato que presentan porosidad interpeloides y en canal de tipo vermiforme —relacionada con raíces—. Estas microestructuras masivas son cortadas por bandas milimétricas a centimétricas (0,5-40 mm) que presentan una laminación submilimétrica a milimétrica con microondulaciones (longitud de onda submilimétrica a milimétrica) características de costros laminares y con otras ondulaciones más irregulares de longitud de onda subcentimétrica a centimétrica. La laminación interna se hace patente por la alternancia de láminas claras y beige oscuras cuyo espesor relativo (0,2 a 2 mm) es variable. Se pueden observar cortes de unas bandas por otras en diversas posiciones y muchas veces las bandas laminadas incluyen «restos» de las facies masivas peloidales.

Al microscopio, las láminas son de naturaleza micrítica y/o esparítica, con escasos detríticos de cuarzo ($<2-3\%$), y presentan, a su vez, un aspecto foliado muy irregular que suele ligarse a porosidades vermiformes y a estructuras alveolares septales, circunstancia que indicaría un origen ligado, al menos en parte, a la actividad de pequeñas raíces: caliche laminar rizogénico (WRIGHT y TUCKER, 1991).

Por su parte, las facies conglomeráticas forman asociaciones monótonas proximales en las inmediaciones del borde cretácico pudiendo diferenciarse; i) asociación de facies conglomeráticas desorganizadas; ii) asociaciones de facies conglomeráticas ordenadas entre las que se aprecian el agrupamiento de *sets* con facies Gm en secuencias de menos de 1 m hasta 6 m; y otras en las que se aprecia una asociación de Gm con facies Gt/Gp. Las asociaciones conglomeráticas proximales desorganizadas, ricas y/o pobres en clastos, representan una sedimentación por flujos viscosos en masa por gravedad (típicos *debris flows*) ligados al desmantelamiento de perfiles de meteorización sobre el relieve cretácico en momentos de intensa denudación (eventos catastróficos ligados a lluvias torrenciales: BLAIR y MCPHERSON, 1994). La otra asociación proximal de facies dominada por facies más organizadas (Gm), está caracterizada por una mejor selección de los clastos y menos matriz fina que la anterior, aunque son texturalmente inhomogéneas, características que podrían relacionarse con la etapa menguante que sigue a las grandes descargas del área fuente. Los flujos durante esta etapa son menos viscosos (desde poco concentrados a hiperconcentrados) y producen la erosión y retrabajamiento de las facies de *debris flows* subyacentes (asociación anterior) con lavado de la matriz más fina. Estas facies más ordenadas pueden interpretarse también como debidas a *sheet floods* (flujos de agua no confinados ligados a eventos catastróficos), aunque algunas rasgos característicos (como estratificación inclinada corriente arriba) de estos flujos de aguas claras no son comunes en las facies conglomeráticas aquí estudiadas. La asociación distal está caracterizada por la disminución del espesor de las facies conglomeráticas, decrecimiento del centil y el predominio de las facies finas, hechos que indican la pérdida de la competencia de los mismos flujos que originaban las facies proximales.

La existencia de superficies erosivas en la base de muchos cuerpos conglomeráticos indica una menor viscosidad de los flujos, aunque la pobre ordenación de las facies liga su depósito a flujos relativamente concentrados, hecho puesto de manifiesto por la presencia de cantos aislados dentro de las facies finas de la asociación. Las paleocorrientes indican flujos provenientes del zócalo al que se adosan estas facies y por lo general perpendiculares al borde con aquél: hacia el N/NO en los afloramientos septentrionales y S/SO en los afloramientos de la margen sur del paleorrelieve. Estos flujos se insertarían en un marco de abanicos aluviales ligados al paleorrelieve cretácico. Su extensión —en general inferior a los 2 km— indica la escasa importancia de los aportes de este sistema marginal de abanicos aluviales.

No obstante, existe una clara relación entre la importancia del relieve alpino y la extensión de los abanicos, ya que los más extensos se sitúan en el extremo oriental de la Hoja, en donde el relieve y las cuencas de drenaje son actualmente y, previsiblemente, eran en el Neógeno más importantes que en el resto del anticlinal. En el área nororiental de la Hoja —Castroceniza— el sistema adquiere un mayor desarrollo —hasta 8 km—y presenta aportes hacia el ONO como consecuencia de la forma de golfo abierto hacia el oeste que alcanza el límite de la cuenca miocena. Existe una estrecha relación entre la salida de este sistema de abanicos aluviales y la del actual río Mataviejas, que sería heredada, en parte, de la paleogeografía miocena. En cualquier caso, la transición de este sistema de abanicos con facies calcáreas tanto al sistema fluvial —unidad 17— desarrollado al norte del zócalo cretácico durante la etapa aragonesa como al sistema fluvio-lacustre —unidades 19, 20 y 21— desarrollado al sur del paleorrelieve es un cambio de facies entre sistemas relacionados en sus límites pero con escasa relación genética en cuanto a que no forman catenas de ambientes relacionados desde zonas proximales a los relieves a zonas distales de cuencas.

2.2.2.2. *Arcillas y areniscas (17). Microconglomerados con cantos metamórficos (cg). Calizas y calizas margosas (c)*

Esta unidad está formada por facies terrígenas exclusivas en los afloramientos situados al este del meridiano de Rabé de los Escuderos, y por facies carbonatadas que alternan con las anteriores al oeste del meridiano anterior. Su espesor visible es de unos 60 metros.

Las facies detríticas presentan un color pardorrojizo y muestran dos tipos principales de facies. Las facies finas están formadas por lutitas arenosas masivas con granos de cuarzo de tamaño arena en proporciones variables y con pequeños nódulos calcíticos irregulares. Las facies con texturas gruesas —areniscas y conglomerados finos— se limitan a cuerpos de 2 a 4 m de espesor y con superficie inferior erosiva, a veces, remarcada por clastos intraformacionales lutíticos en forma de *lag* basal. Los conglomerados forman normalmente niveles decimétricos intercalados en facies de areniscas de grano medio a muy grueso. Sus cantos son fundamentalmente silíceos (> 80 %) y su espectro litológico está formado por cuarcita, cuarzo (translúcido y blanco), arenisca metamórfizada con esquistosidad y, en menor medida, clastos de caliza cretácica y del substrato. Son redondeados y su centil es de 15 cm en los afloramientos más nororientales y de 4-5 cm en los afloramientos más suroccidentales, si bien los conglomerados están casi ausentes en esta última zona.

Las areniscas son fundamentalmente grauvascas líticas/litarenitas con predominio de granos de cuarzo monocristalino (40-50 %) y policristalino (20-30 %); el resto de granos lo componen: calizas cretácicas (fragmentos recrystalizados y bioclastos), feldespatos (potásicos y plagioclasas), *chert*, micas, fragmentos de esquistos, pizarras y del substrato (lutitas arenosas cementadas por carbonato) y otros accesorios como turmalinas. La matriz —que ocupa los espacios intergranulares en las areniscas de grano fin y medio— es muy rica en micas finas, arcilla y, en menor medida, cuarzo. En muchos casos está substituida parcialmente por mosaicos inequigranulares —de aspecto sucio— micríticos y esparíticos, distribuidos en parches. Otras veces el mosaico calcítico es más limpio —areniscas más gruesas— y ocupa poros intergranulares en formas granulares, sintaxiales —creciendo sobre granos de carbonato— y poiquilótópicas. En cuanto a la ordenación estructural de las facies arenoso-conglomeráticas se aprecia un predominio de la estratificación cruzada en surco (St y, en menor medida, Gt) y los niveles de conglomerados pueden formar también facies Gm (estratificación horizontal por segregación de tamaños). Se integran en secuencias positivas que terminan en facies de arenas finas de aspecto masivo; dan paso a las facies lutíticas que forman el grueso de la unidad. La mala exposición de estos cuerpos en la Hoja (se aprecian mejor en la Hoja septentrional de Lerma) no permite un análisis de su organización arquitectural, y los principales elementos arquitecturales son las barras de acreción frontal (con facies St, Sp; esta en forma de sets con estratificación cruzada planar) y, sobre todo, las barras menores que tapizan el fondo de canal y rellenan los surcos del mismo (St, Ss, Se; estas dos últimas, pueden comportar cantos y representan el recubrimiento de surcos en el canal).

Las paleocorrientes medidas indican flujos hacia el oeste y oeste-suroeste en contraste con los flujos del sistema de abanicos aluviales de la unidad 16, que en esta zona son principalmente hacia el norte, según lo cual esta última representa un sistema transversal con respecto a la unidad aquí tratada. Este hecho y las características sedimentológicas de ésta unidad permiten interpretarla como un sistema fluvial de tipo trenzado con una carga arenosa de fondo y otra importante en suspensión, como lo demuestra no sólo la matriz lutítica de las areniscas sino la existencia de facies finas tanto más abundantes cuanto más hacia el oeste en la Hoja.

La relación de facies finas a gruesas no se puede valorar en la zona en que las facies terrígenas son exclusivas, dada la pobreza de afloramientos continuos. En resumen, esta asociación de facies finas y gruesas representa un sistema fluvial longitudinal dirigido hacia el suroeste, y que por su composición predominantemente silíceo pudiera relacionarse con el sistema de abanicos aluviales silíceo ubicado en el valle del río Arlanza dentro del ángulo sureste de la Hoja septentrional de Lerma.

Las facies carbonatadas se localizan en el ángulo noroccidental de la Hoja, al oeste del meridiano de Quintanilla de la Mata. Aunque presentan una distribución de facies compleja, pueden distinguirse cartográficamente tres niveles principales de 4 a 6 m de espesor cada uno, que alternan con niveles lutítico-arenosos. Estas facies terrígenas se organizan en secuencias granoderecientes de 0,4 a 4 m de espesor y son similares a las facies lutíticas y arenosas descritas anteriormente, aunque cabe apuntar una serie de características diferenciadoras: práctica desaparición de los niveles de cantos en los rellenos canalizados, disminución del tamaño de grano en estos cuerpos (areniscas muy finas a medias), abundancia de facies de caliches nodulares desarrollados a costa de los niveles lutíticos y un ligero cambio en la coloración consistente en la aparición de tonos verdosos y grisáceos que alternan con otros pardorrojizos. Estos rasgos vienen a indicar que en esta parte de la Hoja y para la sucesión aragonense existen unas condiciones más distales del sistema fluvial descrito anteriormente, hecho que además está reforzado por la asociación de estas facies lutítico-arenosas a las facies carbonatadas que se describen a continuación.

Los tres niveles citados de facies carbonatadas de la unidad 17 están formados por facies de caliches y por facies lacustres con predominio de elementos algales. Las primeras, de colores pardos a grisáceo-verdosos —a veces en moteado—, se presentan en capas tabulares de límites difusos y con espesores de 0,4 a 1 m. Su estructura varía desde formas nodulares difusas a estructuras masivo-nodulares, las más frecuentes. En algunos niveles muestra estructuras laminares (costras acintadas) de espesores centimétricos que pueden anastomosarse y dan un aspecto lajado a la facies. Las microestructuras más frecuentes están representadas por las masivas —mosaicos micríticos masivos con granos de cuarzo dispersos— y las de tipo grumoso.

Las facies lacustres son muy abundantes en el entorno de Avellanosa de Muño. Forman capas tabulares de 30 a 40 cm de espesor, son de color gris a gris oscuro y se presentan en niveles compactos que dan resalte; éstos alternan, a veces, con niveles margosos más deleznales y en otros casos constituyen la base de secuencias decimétricas 0,5 a 1 m que acaban en facies de caliches. Lo más característico es la presencia de estructuras algales en formas oncoïdales globosas a irregulares de tamaño muy variable: poco más de 1 mm a casi 10 cm. Estas estructuras forman el grueso de muchas capas donde constituyen un amasijo sin ordenación alguna con una matriz más fina que consta de fragmentos de las propias estructuras, restos de gasterópodos y caráceas, y granos de cuarzo —éstos en proporción inferior al 5%—.

Todo el conjunto aparece cementado por calcita las estructuras no suelen presentarse en posición de crecimiento y aparecen frecuentemente fragmentadas, sugiriendo un retrabajamiento continuo de carácter muy local, dado que suelen reconocerse bien y que no requieren —dada su baja densidad durante su desarrollo— flujos muy vigorosos. Muchas de estas capas de calizas algales presentan una estructura prismática en tubos verticales —rizolitos— de diámetro milimétrico a centimétrico, debida a raíces.

Además, se encuentra otro tipo de facies de calizas grisáceas formadas por texturas sedimentarias de tipo *wackestone* fosilífera y pelbiomicríticas, donde los restos fósiles están formados por gasterópodos, caráceas y ostrácodos, acompañados de granos de cuarzo mono- y policristalino (limo a arena media: 2-5%) y de fragmentos de oncoides. Los *pellets* son de tamaño homogéneo, 40-100 µm, y no siempre aparecen bien diferenciados, destacando su asociación a parches submilimétricos alargados relacionadas con galerías de bioturbación por invertebrados.

Las características sedimentológicas de las facies carbonatadas, su geometría tabular y su situación en torno al paleorrelieve cretácico sugieren la existencia de frecuentes encharcamientos alimentados tanto superficialmente —flujos fluviales— como por recarga subterránea somera desde zócalo carbonatado cretácico. Esta recarga favorecería el gran desarrollo que adquieren las estructuras oncoidales que son típicas de aguas saturadas en carbonato en zonas con un acceso restringido de materiales terrígenos. El hecho de que los afloramientos carbonatados algales se restrinjan al entorno del extremo occidental del paleorrelieve cretácico pudiera indicar que aprovechan una zona de sombra al pie de éste entre los sistemas fluviales longitudinales (la parte de la unidad 17 con procedencia metamórfica y la 18) que flanquean por el norte y por el sur, respectivamente, el paleorrelieve carbonatado y dicho sistema lacustre.

Las facies algales se interpretan como tobas calcáreas de origen microbiano asociadas principalmente a un ambiente lacustre y, localmente, a de tipo pantanoso en aquellos niveles oscuros ricos en materia orgánica. En algunos casos, las estructuras —son de tamaños milimétricos— se asocian a rellenos canalizados y se mezclan con granos de cuarzo, por lo que representarían su formación en la red fluvial alimentadora en parte del sistema lacustre.

2.2.2.3. *Arcillas rojas y areniscas (Unidad Detrítica de Aranda) Mioceno medio (Aragoniense-Vallesiense inferior). (18)*

Esta unidad aflora únicamente en los valles de los ríos Henar y Esgueva, en el ángulo suroccidental de la Hoja, donde se sitúa entre el aluvial de dichos ríos y la unidad de calizas inferiores del Páramo (19).

En la continuación de esta unidad en la Hoja meridional de Aranda de Duero se localiza el yacimiento de vertebrados de Aranda de Duero, a una cota de 840 m, en el lugar conocido como «El Chopo», descrito por CRUSAFONT Y CELORRIO (1959), quienes determinan *Anchiterium aurelianense* Cuvier, Rinocerótido indet. y *Testudo bolivari*? Hernández-Pacheco, correspondientes al Vindoboniense medio-superior, que equivale al Astaraciense medio (aprox.), el cual equivale, a su vez, en la actual escala cronoestratigráfica de mamíferos — y a falta de un estudio paleontológico de actualización— al Aragoniense superior, MN7, ARMENTEROS, 1986a). Al sur de este yacimiento —y en posición más baja en la serie miocena— se encuentra el yacimiento de Montejo de la Vega (Segovia) (MAZO *et al.*, 1988) de edad Aragoniense medio (MN5).

A partir de estas dataciones se puede indicar que la Unidad Detrítica de Aranda tiene una edad Aragoniense medio-Aragoniense superior, sin excluir que podría llegar al Vallesiense

inferior, ya que existen cambios laterales de facies entre esta serie detrítica y la considerada superior a ella, que es la «Caliza inferiores del Páramo».

Esta sucesión se incluye en la Unidad Inferior de ARMENTEROS (1986a), y se identifica con la Litofacies Detrítica de Aranda definida en este trabajo. También se incluye en la Unidad inferior de GARCÍA DEL CURA (1975) y equivale a las Facies de Santa María del Campo (AEROSERVIC-CE, 1967).

Esta unidad presenta tonalidades pardo-rojizas y ocre y está formada por facies finas lutíticas en las que se intercalan cuerpos lenticulares de areniscas con delgados niveles conglomeráticos. Se sitúa sobre la cota 870 m y su espesor máximo es de 20 m en el límite suroriental de la Hoja.

Los niveles formados por facies arenosas originan relieves estructurales y resaltes de ladera debido a que se encuentran más cementados que las litologías más finas. Los cantos son elementos reciclados del Cretácico de cuarzo y cuarcita (esta de diferentes tonalidades: marrón, verdosa, gris), así como elementos intraformacionales de lutitas arenosas y, sobre todo, de caliches, lo que indica el poder erosivo de las corrientes a lo largo de sus márgenes.

Las areniscas (basándose en el estudio petrográfico de la unidad al norte de la Hoja meridional de Aranda de Duero) presentan una composición (siguiendo la clasificación de FOLK, 1968) sublitarenítica a litarenítica, en la que predomina el cuarzo monocristalino y, en menor medida, policristalino; en cuanto a los fragmentos de roca destacan los de cuarcita y, en progresivo decrecimiento, los elementos intraformacionales (caliches y lutitas arenosas) y los feldespatos (tanto potásicos como plagioclasas). Los minerales pesados (ARMENTEROS, 1986a) están claramente dominados por la turmalina con hasta un 85%; el resto está formado por micas (a veces en cantidades de más del 50%, en las fracciones más finas), andalucita (puede alcanzar hasta un 10%) y en cantidades mucho menores aparecen circón, anatasa, estauroлита, sillimanita y distena.

En general, los cuerpos de areniscas se disponen aislados, o bien varios amalgamados que se intercalan entre facies de lutitas arenosas y arenas lutíticas con niveles de caliches nodulares. Presentan una cicatriz erosiva basal, que puede pasar a difusa en los márgenes menos profundos de la misma, hecho que no se observa en todas las secciones. En secciones transversales con respecto al paleoflujo deducido de la estructuración interna de los cuerpos, éstas presentan anchuras entre 25 y 150 m y potencias de 1 a 8 m siendo más frecuentes las que oscilan en torno a los 2-4 m. Las secuencias verticales presentan granoselección positiva con niveles basales de cantos (*lags*).

En las proximidades y al suroeste de esta Hoja (Pinillos de Esgueva, Hoja de Aranda de Duero) puede observar un buen afloramiento de las facies gruesas de esta unidad, donde se superponen 4 rellenos canalizados, algunos de los cuales son compuestos. Las areniscas, cementadas por calcita, son sublitarenitas de grano grueso a muy grueso, intercalando niveles conglomeráticos de espesor cm a dm con cantos de cuarzo y cuarcita de diferentes colores, cuyo centil es de 5 cm. Las estructuras principales son la estratificación cruzada en surco (St) a media y gran escala y, más localmente, estratificación tabular (Sp). Estas estructuras se relacionan con macro y microformas (barras) de acreción frontal aguas abajo y con el relleno de

los canales interbarra. Las paleocorrientes, generalmente realizadas en los surcos de las estratificaciones, se dispersan entre los 260° y los 310°.

El conjunto de características de los cuerpos arenosos de esta unidad revela la presencia de un sistema canalizado procedente de los relieves mesozoicos de la Cordillera Ibérica y dirigido hacia el oeste —que tiene en la Hoja meridional de Aranda Duero su mejor expresión— correspondiente a tramos medios del sistema fluvial que evoluciona a condiciones más distales en las Hojas de Roa y Antigüedad (al O). Las partes proximales del sistema canalizado se encuentran en las dos Hojas más orientales de la misma banda (Peñaranda de Duero y San Leonardo de Yagüe).

2.2.2.4. *Calizas y margas (Calizas inferiores del Páramo) (19)* *Mioceno medio-superior (Aragoniense superior-Vallesiense inferior)*

La unidad presenta un afloramiento completo —unos 60 m de potencia— en el ángulo suroeste de la Hoja, a lo largo de las cornisas que flanquean los valles del Henar y del Esgueva, donde se puede observar entre los 880 y los 940 m, aproximadamente. Su límite inferior no es isócrono y va subiendo en dirección norte-noreste por cambio a facies lutíticas. Hacia el noreste, esta unidad se interdigita con la unidad 20, descomponiéndose en dos niveles carbonatados a partir de una línea que une las localidades de Cilleruelo de Abajo y Bahabón de Esgueva.

El nivel inferior está constituido generalmente por calizas compactas en cuyo techo se desarrolla un extenso páramo a ambos lados del arroyo de Valtrasero, al oeste de Fontioso, en donde estas calizas solapan expansivamente sobre las calizas cretácicas; este nivel aflora también en el fondo de los valles del Henar y del Esgueva, aguas arriba de Cilleruelo de Abajo y Bahabón. El nivel superior es de menor entidad, por su carácter más margoso, y se acuña dentro de la unidad 20 antes de alcanzar la discordancia basal de la sucesión neógena.

El gran espesor de esta unidad caliza —adscrita en esta Hoja a lo que se conoce en buena parte de la región centro-oriental de la Cuenca del Duero como Calizas inferiores del Páramo— (véanse cartografía y memorias de las Hojas realizadas junto a ésta —Aranda de Duero, Fuentelcésped, Peñaranda de Duero y San Esteban de Gormaz— y otras anteriores como la de Antigüedad y la de Peñafiel) parece deberse a los cambios espacio-temporales de los sistemas lacustres en el tránsito Aragoniense-Vallesiense en el ámbito de la Hoja. Conviene advertir una vez más que la correlación de lo que se denomina Calizas inferiores del Páramo no puede hacerse de una manera simple: i.e. correlacionar sin más el primer gran nivel carbonático que aparece en la región y que descansa bien sobre facies siliciclásticas fluviales (región de Aranda de Duero), bien sobre facies de margas, yesos y arcillas (región de Valladolid-Palencia-Peñafiel). Respecto a su límite superior, existe un gran inconveniente en todo el sector central de la Cuenca del Duero, que comienza al oeste de esta Hoja, consistente en la superposición de facies idénticas incluidas en las unidades suprayacentes (Unidad Superior de ARMENTEROS, 1986a: pp. 331-343; y ARMENTEROS, 1986b). Este hecho hace difícil separar las Calizas inferiores del Páramo de la sucesión detrítico-carbonatada —o exclusivamente carbonatada— con la que culmina el Mioceno.

Esta unidad correspondería a la Unidad Media («Caliza de los Páramos») de GARCÍA DEL CURA (1975) y a la Unidad Media de ARMENTEROS (1986a), definidas para el sector suroriental de la Cuenca del Duero. Las relaciones con divisiones litoestratigráficas en otras partes de la Cuenca aparecen descritas en ARMENTEROS (1991).

La parte superior de la Unidad ha quedado frecuentemente expuesta por la erosión cuaternaria, dando lugar por su mayor cementación a un relieve morfológico destacado en forma de altiplanicie (páramo). Presenta señales de exposición subaérea reciente como es la karstificación y decoloraciones por oxidación. Su límite con las unidades infrayacentes es un paso gradual de carácter oblicuo.

En la Hoja meridional de Aranda de Duero se ha citado la presencia de una superficie de discordancia a techo de esta unidad, que la separaría de la sucesión suprayacente: «la discordancia entre ambas formaciones (i.e. entre calizas de la Unidad Media —o del Páramo 1 o inferior— y la Unidad Superior) se observa claramente en Gumiel de Hizán» (GARCÍA DEL CURA, 1975). Sin embargo, en ningún momento se sitúa específicamente y caracteriza ésta. En la Hoja meridional de Fuentelcésped, se han podido observar a techo del nivel equivalente a esta unidad rasgos que evidencian la presencia de una discontinuidad, aunque no una discordancia (CORROCHANO Y ARMENTEROS, 1989; ARMENTEROS Y CORROCHANO, 1994; ARMENTEROS *et al.*, 1995).

Las facies integrantes de esta unidad presentan una gran monotonía, siendo similares a otros niveles carbonatados de hojas adyacentes (véase Hojas de Fuentelcésped, Peñaranda de Duero y Aranda de Duero). Los niveles basales son de color blanco-rosado pasando hacia arriba a enteramente blancos. No obstante los niveles superiores de la unidad en su límite oriental se presentan niveles pardo-rosados alternando con otros blanco-grisáceos. Las calizas son generalmente masivas y se disponen en bancos de límites difusos y de escasa continuidad lateral. Se distinguen dos grupos principales —caliches y facies palustres— entre los que existen tránsitos tanto laterales como verticales, y no siempre son fáciles de distinguir. Se puede ver también algún nivel disperso de calizas lacustres.

Las facies de caliche se localizan principalmente hacia la base de la unidad y en posición marginal con respecto a su límite norte y este. Por caliche se entiende una roca formada por cementación y/o alteración de un suelo preexistente o roca por (dominantemente) carbonato cálcico (GOUDIE, 1983). Presentan una estructura nodular-masiva a enteramente masiva, haciéndose patente la naturaleza siliciclástica fina del sustrato sobre el que se desarrolla. Se suele observar un paso gradual desde caliches con apreciables restos de material siliciclástico y los que representan niveles de carbonato casi puro. Se encuentran en secuencias métricas (de 1 a 5 m) en cuyos términos basales predominan las lutitas arenosas pardo-rojizas con nódulos de carbonato de colores pardos a ocre que dan paso progresivamente a los niveles de caliche masivo de colores rosados a blanco-grisáceos.

Al microscopio se aprecia una microfacies homogénea caracterizada por un mosaico microcristalino (4-6 μm) en el límite entre micrita y microesparita con granos limosos dispersos de cuarzo y, en ocasiones, algún resto más fino (arcillas con granos de cuarzo dispersos). En algunos perfiles, las facies masivas dan paso gradualmente a facies caracterizadas por el desarrollo de microfacies microcristalinas con texturas grumosas a grumoso-peletoidales y, final-

mente, peletoidales-oidales, relacionadas con procesos de reorganización de una facies carbonatada homogénea de partida (ARMENTEROS Y DALEY, 1998).

Las características sedimentológicas y petrológico-estructurales de estas facies carbonatadas indican una precipitación de calcita en el seno de facies lutítico-arenosas a modo de crecimiento intersticial en las fases de carbonatación incipiente, que progresivamente pasa a un mosaico reemplazante del sustrato lutítico, del cual pueden llegar a conservarse restos. Este proceso de precipitación está relacionado con un probable origen freático de estos niveles carbonatados en un paisaje de llanuras aluviales distales en torno a ambientes palustres que ocuparían las zonas centrales de la cuenca. Esta interpretación se basa en la gran extensión lateral de estas facies, su notable potencia y límites gradacionales hacia muro y techo (WRIGHT Y TUCKER, 1991).

El conjunto de facies palustres carbonatadas es mayoritario en la unidad. En campo presentan colores blanco-grisáceos y una estratificación en cuerpos tabulares de 0,4 a 0,8 m de espesor, a veces separados por niveles de menor resalte constituidos por facies lutítico-margosas de tonos pardos. En general presentan límites difusos y/o de origen diagenético o secundarios. Son comunes los niveles con estructuración prismática vertical relacionada con raíces (rizolitos).

Al microscopio, presentan, en general, texturas que representan una serie continua desde aquellas homogéneas con nódulos dispersos y planos de brechificación aislados a otras con brechificación generalizada que pasan, a su vez y sucesivamente, a texturas grumosas y peletoidal-oidales, siendo estas dos últimos tipos los más abundantes. Se observan mosaicos microcristalinos (4-6 μm) de micrita y microesparita fina de recrystalización. Los nódulos ($\varnothing$ m: 200 μm) suelen presentar una grieta circumnodular que termina rellenándose con cemento esparítico; ésta puede rodear total o parcialmente los nódulos. Muchas veces los nódulos están constituidos por micrita oscura que contrasta texturalmente con el encajante microesparítico de recrystalización (5 a 6 μm). Su origen puede ser residual en el sentido de que sean parte del material carbonatado que se resiste al proceso de recrystalización, aunque este hecho apenas ha sido estudiado.

La porosidad es principalmente secundaria y resulta de los procesos de brechificación que generan porosidad en «planos» (*sensu* BREWER, 1964) de diversas configuraciones y geometrías, cuya interconexión genera el tipo de textura bréichica antes mencionado, dando lugar a niveles bréichicos («craze planes»). Además, existe porosidad tubular ($\varnothing$: 40-100 μm) con trazados sinuosos, discontinuos, en zig-zag y/o de tipo arrosariado que caracteriza su origen debido a raíces. Estos tipos de porosidad están, en ocasiones, rellenos por fases cementantes esparíticas equidimensionales que suelen tener fábricas geopetales caracterizadas bien por el aumento del tamaño de cristal hacia el techo de las cavidades, bien por la presencia de corizas espeleotémicas que recubren el techo de las cavidades.

Los componentes fósiles son los elementos más característicos que ayudan a diferenciar el conjunto de facies palustres. Son relativamente escasos y suelen estar dispersos (facies originales: mudstone o micritas fosilíferas) y están representados por restos de gasterópodos, valvas sueltas de ostrácodos y, en menor medida, caráceas. También se observan frecuentemente caparazones de foraminíferos enigmáticos (40-60 μm) muy característicos de las facies

palustres de todas las formaciones carbonatadas terciarias del margen oriental de la cuenca del Duero. Tienen formas elipsoidales (a veces, dos o más elipsoides imbricados en sección) y espiraladas, según el corte, y suelen ser monocristalinas. Se han atribuido en otras áreas de la Cuenca a elementos bioclásticos reciclados procedentes del Cretácico marino (com. pers. Jorge Civis). Localmente aparecen facies lacustres representadas por pelmicritas y micritas fosilíferas con estratificación tabular fina.

El predominio de facies carbonatadas palustres indica una sedimentación lacustre carbonatada somera en lagos de baja pendiente y márgenes fluctuantes, marcada por la impronta de numerosos rasgos de exposición. La amplia distribución de estas facies que constituyen un nivel expansivo en la cuenca, que llega a solapar el umbral cretácico, refleja una relativa inactividad tectónica en los bordes y unas condiciones climáticas marcadas por etapas secas, hecho apoyado por los estudios paleoecológicos de los yacimientos fósiles situados por debajo y por encima del nivel estratigráfico de esta Unidad.

2.2.2.5. *Arcillas y arcillas margosas (20). Calizas y margas (c). Mioceno superior (Vallesiense)*

Esta unidad se encuentra ampliamente representada al sur del umbral cretácico. En el tercio occidental está limitada a afloramientos residuales sobre las calizas inferiores del Páramo, mientras que hacia el este la erosión ha preservado en mayor medida esta sucesión. Esta unidad detrítico-carbonatada separa dos niveles distintos calizos con extensión regional —las calizas inferiores y superiores, respectivamente, de los Páramos, hecho bien descrito en el Mioceno burgalés por ROYO Y GÓMEZ (1926)— y que fue registrado también por SAN MIGUEL CÁMARA en ésta (1950) y otras Hojas de la región (Aranda de Duero, 1946; Fuentelcésped, 1952). La unidad aquí descrita equivale a la sucesión detrítico-carbonatada que GARCÍA DEL CURA (1975) y ARMENTEROS (1986a) definen para el sector suroriental de la Cuenca del Duero, y que constituye buena parte de la Unidad Superior definida por estos autores. A techo de esta sucesión se disponen las calizas superiores del Páramo. Dicha Unidad Superior —sucesión detrítico-carbonatada y calizas superiores del Páramo— está muy bien desarrollada en la región suroriental de la Cuenca del Duero —sector de Aranda de Duero— y, sobre todo, en la franja sur de la Cuenca de Almazán donde alcanza sus mayores espesores (más de 130 m).

El espesor máximo visible de esta unidad (20) en la Hoja de Cilleruelo varía poco en torno a los 65 m y dentro de su composición general mixta —terrígeno-carbonatada— presenta una variación de facies según la cual existe un predominio de las facies terrígenas lutítico-arenosas en el sector más oriental —al oeste de Cilleruelo de Arriba— y un predominio de facies finas —lutíticas— y presencia significativa caliches en el sector más occidental. A lo largo de toda la extensión de la unidad en la Hoja cabe reconocer tres niveles principales de caliche con un espesor —de 2 a 5 m— y desarrollo variables.

Entre las facies siliciclásticas, dominan las lutitas arenosas que suelen presentar un aspecto masivo y colores pardo-rojizos, muchas veces salpicados por manchas ocre-amarillentas de origen hidromórfico. Existe algún nivel limoso amarillento. Se encuentran comúnmente carbonatadas en forma difusa y/o como nódulos, cuya concentración aumenta hacia el techo de las capas. Afloran en niveles de 0,5 a 4 m de espesor en dos principales tipos de asociaciones:

i) niveles lutíticos superpuestos de límites difusos que pueden reconocerse gracias a las diferencias de color o por rasgos secundarios (por ejemplo, carbonatación diferencial); ii) asociados a facies de areniscas en cuyo caso se sitúan en paso gradual sobre estas facies y son limitadas a techo por superficies erosivas que marcan el comienzo de una nueva secuencia sedimentaria.

Entre las facies siliciclásticas gruesas, predominan las areniscas, siendo los conglomerados muy escasos. Las areniscas presentan grano fino a grueso y suelen estar cementadas, en mayor o menor grado, por calcita. Presentan un color pardo a pardo-grisáceo. Algunos niveles contienen cantos dispersos de cuarzo y cuarcita —en ocasiones también cantos lutíticos intraformacionales— de 2 a 3 cm de diámetro máximo. En general, son masivas y se disponen en capas de 0,3 a 2 m de espesor con límite inferior erosivo y superior transicional a facies lutíticas. Algunos cuerpos de areniscas muestran estratificación cruzada en surco.

Las facies carbonatadas presentan un mayor desarrollo en torno al río Mataviejas, en el centro de la Hoja, donde alcanzan los 5 m de potencia y se asocian a facies lutíticas muy afectadas por procesos de encostramiento. Son de color rosado, blanco y/o gris y se presentan en bancos de 0,3 a 1,5 m aislados o, más comúnmente, superpuestos. Los límites suelen ser difusos y transicionales con respecto a las facies lutíticas adyacentes —hecho muy marcado en el límite basal— mientras que cuando las capas carbonatadas se superponen presentan límites, en general bien diferenciados. A veces los cuerpos carbonatados presentan límites ondulados y formas en *tepee* de 2 a 4 m de longitud de onda, y pueden llegar a converger definiendo un acuñamiento.

Se reconocen dos grandes grupos de facies carbonatadas: i) *caliches*; y ii) *carbonatos palustres*. Los *caliches* son predominantes y básicamente se pueden reconocer a partir de su estructura en el campo los de estructura nodular y los de estructura masiva. Los primeros suelen formar niveles que se disgregan en elementos centimétricos irregulares —similares a almendras garrapiñadas— y en los que se aprecia claramente su origen por cementación y/o reemplazamiento a partir de facies lutíticas como las de los niveles adyacentes. Los de estructura masiva generalmente se disponen en bancos superpuestos y presentan rasgos macro y micro-morfológicos muy semejantes a las facies carbonatadas palustres, de las que se diferencian principalmente por la ausencia de restos fósiles. Son de naturaleza micrítica con granos dispersos de cuarzo en proporción inferior al 10 % y, ocasionalmente, presentan otros restos del material siliciclástico —arcillas— que fue el soporte de estas facies de caliche. Las microestructuras más comunes son: i) masiva —masa micrítica continua parcialmente rota por poros—; ii) de tipo *crumb* —con resquebrajamiento de la masa micrítica original—; y iii) grumoso-peletoidal.

La porosidad está constituida principalmente por poros submilimétricos de tipo tubular —canales— y de tipo planar irregular. Las facies carbonatadas palustres se asocian comúnmente a las facies de caliches masivos. Sus características diferenciadoras estriban en el contenido en restos fósiles ($\leq 5\%$) representados por gasterópodos, ostrácodos y caráceas; además presenta un bajo contenido en siliciclásticos (≤ 25 de granos de cuarzo). Son de naturaleza micrítica, con variada recristalización a microesparita. Sus microestructuras —de origen secundario— más características son: *crumb* (con resquebrajamiento), grumoso-peletoidal y peletoidal (i.e., de tipo grainstone). La porosidad predominante es en forma de canal con diámetros

entre 80 y 40 μm y con secciones distintas (circulares, alargadas, contorsionadas...); asociada a este tipo se encuentran localmente estructuras alveolares septales, hecho que relaciona la porosidad en canal con la actividad de raicillas. Otros tipos de porosidad están representados por porosidad interpartícula —espacios entre los elementos de las microestructuras secundarias— y otra de tipo *vug* con cavidades vesiculares. La porosidad se rellena comúnmente por esparita.

El ambiente sedimentario de esta unidad corresponde a extensas llanuras aluviales surcadas de forma dispersa por pequeños flujos fluviales lo cual se desprende de la escasa densidad e importancia de las facies gruesas que constituyen los cuerpos arenosos canalizados; las paleo-corrientes de este sistema fluvial, inferidas regionalmente (guardan relación con el mismo sistema fluvial desarrollado en las hojas de Peñaranda, al sureste, y de Aranda de Duero, al sur), se dirigen hacia el oeste aproximadamente. Representaría un sistema fluvial longitudinal con respecto al sistema de abanicos aluviales procedentes del umbral cretácico septentrional.

Los procesos postsedimentarios superpuestos a estas facies de llanura aluvial son muy intensos como lo demuestra la extensa rubificación y la frecuente presencia de acumulaciones de caliche. La existencia de horizontes con moteado hidromórfico indica la presencia de niveles freáticos próximos a superficie que acarrearían gran parte de los componentes necesarios (HCO_3^- y Ca^{2+}) para la precipitación de calcita en relación con perfiles superficiales. Estos productos —moteado hidromórfico y caliches— indican una situación climática marcada por contrastes estacionales. En algunos casos, el nivel freático afloraba en superficie y se instalaban extensos, aunque poco profundos, cuerpos de agua con márgenes fluctuantes que constituían el ambiente sedimentario-edáfico bajo el que se desarrollaban las facies palustres carbonatadas. Estos lagos estaban rodeados por amplias orlas donde tenía lugar la precipitación subsuperficial de calcita en forma de distintas acumulaciones de caliches que se originaban principalmente en relación con el nivel superior de la zona freática somera.

2.2.2.6. *Calizas superiores del Páramo (21). Calizas y margas (22). Mioceno superior (Vallesiense-Turolense?)*

La unidad 21 forma un extenso nivel calizo que representa generalmente la culminación de la serie miocena al norte del río Esgueva y al este de la Autovía A-1. Sobre ella se ha modelado una superficie morfológica que se inclina desde los 1.000 m —en la ruptura del frente de sierra cercana al contacto con el Cretácico carbonatado— hasta los 970 m en las cornisas superiores formadas por el encajamiento del río Esgueva en la serie superior miocena del tercio inferior de la Hoja. La potencia de esta unidad es en general inferior a 10 m y lo más normal es su reducción a 2-4 m. Está formada por capas tabulares de espesor métrico y de color blanco-grisáceo. En algunas secciones, existe algún nivel calizo subyacente y sólo separado del principal de esta unidad por un nivel lutítico de pocos metros, que se ha incluido a techo de la unidad anterior (20c). Además, en el ángulo suroriental —área entre Santa María del Mercadillo y Valdeande— esta unidad caliza aparece cubierta por una sucesión (unidad 22) de unos 6-7 m constituida por un nivel (3-4 m) lutítico pardorrojizo, con alguna delgada intercalación de areniscas del mismo color, sobre el cual se dispone un nivel de facies de caliche nodular, que, a su vez, pasa transicionalmente a un delgado nivel de calizas (2-3 m) que representa el nivel superior calcáreo en la Hoja.

En cuanto a las facies carbonatadas de ambas unidades (21 y 22) existe un dominio de las facies palustres y también están presentes las facies lacustres y las de caliche. Estas últimas suelen presentarse en la base de dichas unidades y son los niveles de tránsito desde las facies lutíticas pardorrojizas subyacentes. Constituyen niveles de caliche masivos cuya diferenciación y separación en campo de las facies palustres suprayacentes es muchas veces poco claro. Al microscopio están constituidos por un mosaico cristalino homogéneo (6-10 μm de diámetro) en el que se dispersan granos de cuarzo en proporciones del 5 al 15 %.

Las facies palustres muestran texturas principalmente peletoidales y grumoso-peletoidales, cuyo origen sedimentario o secundario no es posible asegurar siempre. Presentan restos fósiles de gasterópodos y, en menor medida, ostrácodos y caráceas. En algunos casos se han encontrado —sección del Monte Islla y sección de Sta. María del Mercadillo— moldes y pseudomorfos de cristales lenticulares de yeso intersticial (30-60 μm), por lo que la textura peletoidal asociada pudiera ser en estos casos secundaria. Suelen presentar una porosidad tubular —de tipo canal— distinguiéndose secciones circulares y alargadas, a veces discontinuas, de 50 a 200 μm de espesor. Las facies lacustres más abundantes están representadas por biomicritas —*wackestone*— con restos fósiles de gasterópodos, ostrácodos y caráceas; en menor medida, se han encontrado intramicritas —*packstone*.

Tanto 21 como 22 representan una sedimentación carbonatada lacustre muy somera en una cuenca de escasa pendiente, sometida a caídas periódicas del nivel freático que reducían drásticamente las áreas encharcadas. Estas circunstancias favorecerían la formación de caliches freáticos en las orlas marginales del sistema y el desarrollo de facies palustres en zonas más internas del sistema. Esta sedimentación lacustre carbonatada es expansiva sobre los depósitos de facies de abanicos aluviales (unidad 16) y sobre ambientes de llanuras aluviales relacionadas con el sistema fluvial longitudinal (unidad 20), quedando muy restringidos o anulados en esta hoja. Su desarrollo transcurre durante el Vallesiense superior-Turolense y su asignación definitiva no está por el momento clara, aunque por correlación —no del todo segura dada la distancia, con el yacimiento de Tariago (véase introducción del Terciario postorogénico-Neógeno) en el centro de la Cuenca del Duero— pudiera asignarse al Turolense.

2.2.2.7. Arcillas rojas (23) y gravas cuarcíticas (24)

Ambas facies afloran en forma de pequeños restos —de espesores entre 1 y 5 m— sobre la unidad 22 en el ángulo suroriental de la Hoja. El techo de esta última unidad se encuentra muy alterado y, en algunos puntos, presenta una karstificación de hasta 4 m de potencia rellena por arenas rojas, lutitas arenosas y arcillas —ocasionalmente cantos de tamaño guija, 0,8 a 6 cm, de la misma composición que el cantorral suprayacente— indicando que dicho relleno se hizo simultáneamente y/o a continuación de la sedimentación de las unidades 23 y 24. Están constituidas por facies lutíticas rojas deleznales (23) sobre las que se dispone un cantorral silíceo (cantos de cuarzo y cuarcita) suelto. Dado la escasa potencia de ambas unidades y que su afloramiento está bastante degradado por la erosión cuaternaria es difícil hacer precisiones sobre su génesis, aunque por su posición a techo de la sucesión neógena bien pudiera relacionarse con los sistemas aluviales que en torno al límite Neógeno-Cuaternario se desarrollaron en este sector de la Cuenca del Duero (véase al respecto la interpretación de las unidades correlativas a éstas en la Hoja de Fuentelcésped).

2.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios en la Hoja no alcanzan un buen desarrollo, y su edad está comprendida entre el Pleistoceno y el Holoceno.

Habitualmente se considera que el paso del Plioceno al Pleistoceno se hace a lo largo de un proceso de cambio de régimen fluvial (endorreico a exorreico) de las Mesetas. MARTÍN SERRANO (1988b, 1991), considera, sin embargo, que no se puede pensar en un paisaje finineógeno sincrónico, ya que la progresión de la nueva red fluvial no puede alcanzar a todos los lugares al mismo tiempo. La aplicación de esta hipótesis explica el diferente grado de disección de las distintas cuencas terciarias, que habrían sido capturadas en distintas épocas, determinando así el inicio del «Cuaternario», con un límite cronológico arbitrario y propio de cada cuenca e incluso de cada sector de la misma.

A pesar de todas estas ideas y puesto que no existen dataciones, consideramos como Cuaternario todo sedimento que se relaciona directa o indirectamente con la red fluvial actual.

La mayoría de los depósitos cuaternarios diferenciados en la Hoja de Cilleruelo de Abajo son de origen fluvial y otros están asociados a la evolución de las vertientes. Así, se observan algunas terrazas de los ríos Esgueva y Henar, los fondos de valle, las llanuras de inundación de los ríos principales, los conos de deyección y abanicos aluviales, además de los glaciares, junto con otros sedimentos más recientes como los coluviones y raros depósitos de origen kárstico.

Aunque no existe una cronología precisa para los depósitos cuaternarios a falta de datos paleontológicos, se realiza una cronología relativa, como se expresa en las leyendas de los mapas geológico y geomorfológico; asignando parcialmente a algunos depósitos de glaciares una edad Pleistoceno por su relación con otras formaciones más antiguas. Las terrazas se asignan al Pleistoceno y el resto de depósitos cuaternarios se les considera de edad Holoceno.

2.3.1. Cantos, gravas cuarcíticas, arenas y limos. Terrazas aluviales (25)

En la Hoja aparecen niveles de terrazas que pertenecen a los ríos Esgueva y Henar. También existe alguna terraza de rango menor perteneciente al arroyo de Valderroyo.

El principal curso de agua que atraviesa el suroeste de la Hoja es el río Esgueva, con una dirección prácticamente E-SO. Este río no ha dejado importantes terrazas, al menos en extensión superficial y potencia, ya que no suelen sobrepasar los 2 y 1 m. Se sitúan desde cotas de +5 m a +3 m sobre la cota del cauce actual. Asimismo existen terrazas más bajas, las cuales se pueden considerar como «terrazas solapadas», ya que no se observa el sustrato.

La carga fluvial transportada por estos ríos ha sido de gravas y arenas muy gruesas, de la misma manera que ha sucedido en otras partes de la Cuenca del Duero (MOLINA Y PÉREZ GONZÁLEZ, 1989).

Las cargas transportadas tienen un alto porcentaje (60-70%) de cantos y gravas, con características litológicas bastante comunes en términos generales ya que presentan un alto contenido en clastos de cuarcita, de areniscas ferruginosas, litarenitas, calizas, y en menor proporción de conglomerados, cuarzo, algún clasto de pizarras y otras rocas metamórficas. Los tamaños que oscilan entre 4 y 25 cm de diámetro; la matriz es arenosa amarillenta y mayoritariamente

te silíceas. Estos materiales proceden de los sedimentos terciarios del borde Este de la Cuenca del Duero, del reciclaje de terrazas más antiguas y otra parte importante procede de las rocas mesozoicas de la Cordillera Ibérica y las paleozoicas de la Sierra de la Demanda, donde se encuentran las cabeceras de dichos sistemas fluviales.

Por último se debe indicar que la división en terrazas no implica una cronología clara, respecto a las divisiones del Pleistoceno y del Holoceno.

2.3.2. Limos grises, gravas y arenas. Depósitos aluviales (26)

Dentro de los depósitos aluviales representados en el mapa geológico, se encuentran los fondos de valle y las llanuras de inundación de los principales cursos de agua.

Los fondos de valle son depósitos actuales y subactuales. Se consideran fondos de valle todos aquellos depósitos asociados a pequeños valles de fondo plano y barrancos de funcionamiento estacional formados por materiales de carácter fluvial o por la combinación de estos con los aportes de las laderas (aluvial-coluvial); destacando en la Hoja los de los arroyos de de Val-trasero, de Valdelajas, del Dujón, Valdehenoso, de la Salceda, del Molino, y arroyo de la Nova.

En general presentan una morfología de valles de fondo plano, con perfil en artesa heredados de otra época anterior con un clima más frío que el actual.

Los depósitos de fondo de valle tienen un espesor menor a 2-3 m y en general, suelen ser arcillas de tonos amarillo-anaranjado, limos grises y/o gravas carbonatadas y silíceas, dependiendo de las rocas que existen en sus cabeceras y a lo largo de su recorrido.

Las llanuras de inundación son depósitos fluviales recientes, relacionados directamente con la red actual. Los más significativos son los que constituyen la ribera del Esgueva, con anchuras de menos de 1 km, además del Henar y Mataviejas.

La litología de estos depósitos es similar a los que presentan los niveles de terraza aunque texturalmente suelen presentar un mayor contenido de finos. A techo aparecen los limos y arcillas de inundación, sobre los que se desarrollan los fértiles suelos pardos de vega (Entisoles).

Actualmente, el cauce del río Esgueva se encuentra encauzado artificialmente, en la mayor parte de su recorrido en esta Hoja.

2.3.3. Arenas, limos y cantos. Abanicos y conos aluviales (27)

Estos depósitos responden a una misma génesis, diferenciándose en la morfología que presentan. Los conos de deyección son de dimensiones pequeñas y generalmente con bastante pendiente, aparecen localizados preferentemente en la salida de pequeños barrancos a un valle de fondo plano de orden superior; buenos ejemplos aparecen en el río Mataviejas, y en algunos arroyos como el Vegarroyo.

Los abanicos aluviales son más amplios, aplanados y con una pendiente más baja que los conos de deyección. Se desarrollan sobre las llanuras de inundación y las terrazas bajas sobre los que progadan, como los que aparecen en las riberas del Henar y Esgueva

El espesor de estos depósitos es variable pero por lo general de orden métrico, y la composición litológica muy heterogénea con gran porcentaje de finos y cantos de naturaleza muy diversa, aunque básicamente silíceo.

2.3.4. Travertinos (28)

Se ha localizado un travertino (también denominado toba) al norte de la Hoja, entre las localidades de Solarana y Nebreda. Este depósito carbonatado se encuentra en un alto, con cota 920 m, sobre los materiales miocenos de la Unidad 17, (arcillas y arenas). Presenta una potencia mayor a los 2 metros, y laminaciones horizontales.

Su aspecto está modificado por la acción del hombre, ya que se ha utilizado como cantera para la extracción ornamental, por lo que en base a su situación geomorfológica lo consideramos como un travertino formado por un manantial o fuente (SYMOENS, 1951), ya que no se ha realizado un estudio de detalle para poder clasificarlo en base a criterios de propiedades físicas, tipo y naturaleza de plantas o algas asociados a su formación o bien, si es un travertino autóctono (dónde las acumulaciones de carbonato cálcico se realizan en plantas en posición de vida) o un travertino clástico (según JULIA, 1983).

La edad de éste depósito no se conoce exactamente, ya que no se han hecho estudios para tal propósito, por esta razón, se le ha adjudicado una edad cuaternaria, sin especificar, aunque por su posición y relación con su entorno geológico podría incluso tener una edad terciaria (Plioceno).

2.3.5. Arenas y cantos. Coluviones y Deslizamientos

Los coluviones son depósitos frecuentes en toda la Hoja, fundamentalmente a lo largo de las laderas y escarpes regularizados, pero no se han representado estos depósitos en la Hoja, con el fin de no ocultar cartográficamente el sustrato donde se asientan.

Corresponden a depósitos de pie de vertiente originados por procesos de gravedad, soliflucción y arroyada laminar, actuando de forma individual o conjunta. Se trata de acumulaciones limo-arenosas poco coherentes, que engloban abundantes cantos de litología variada, cuarcíticos o calcáreos, dependiendo del sustrato de la vertiente de donde proceden, generalmente presentan cierta ordenación interna en niveles e hiladas.

También, existen algunos deslizamientos que no están representados en el Mapa Geológico, pero se han localizado en el valle del río Mataviejas y en el arroyo del Val, en las cercanías de Ciruelos de Cervera y en Tejada. Ambos son de pequeñas dimensiones, y se han producido sobre un sustrato de rocas mesozoicas. El deslizamiento del río Mataviejas muestra una pendiente importante. Están formados litológicamente por cantos de rocas calcáreo-arcillosas y arenas.

Puntualmente, existen fenómenos gravitacionales asociados a las vertientes, consistentes en desprendimiento de bloques o caídas de bloques, aunque en los Mapas Geológico y Geomorfológico tampoco se han representado debido a su escasa extensión superficial; Estos fenómenos suceden en las laderas de los valles con fuerte pendiente y diaclasado, que se sitúan en las mesas de las calizas del páramo superior e inferior; en ellas, por zapamiento dan lugar a los desplomes de bloques carbonatados, como sucede a lo largo del valle del Esgueva, tanto en la esquina suroriental del Mapa como en el entorno de Bahabón de Esgueva-Santibañez de Esgueva. También se observan en puntos aislados al sur del Anticlinal de Tejada.

3. TECTÓNICA

La estructura mas evidente de la Hoja de Cilleruelo es un anticlinal denominado Anticlinal de Tejada, reconocido por primera vez por LARRAZET (1896) (Fig. 2), que se extiende desde el extremo oriental de la Hoja hasta las proximidades del ángulo noroccidental de la misma, en donde queda enterrado bajo la sucesión neógena. Este anticlinal da lugar al extenso afloramiento de materiales cretácicos observable en la Hoja y solamente en el extremo oriental del mismo llega a aflorar el Jurásico marino, debido a una estructura cómica que produce una fuerte culminación en la charnela de dicho anticlinal. En este sector, situado al Sur de la localidad de Tejada, se desarrollan fallas normales de trazado aproximadamente longitudinal a la charnela, conformando una pequeña fosa tectónica. Desde esta localidad hasta el meridiano de Pinilla-Trasmonte, el anticlinal muestra una fuerte inmersión hacia el Oeste y a partir de ahí, en la parte occidental, la charnela se dispone subhorizontalmente; no obstante, en este sector occidental también aparecen ligeras culminaciones de su charnela, como la situada al Sur de la localidad de Nebreda, y las correspondientes depresiones en forma de silla de montar.

En sección transversal, el Anticlinal de Tejada es muy asimétrico; el flanco meridional presenta usualmente buzamientos entre 15 y 20°, mientras el flanco septentrional muestra buzamientos mas elevados y mas variables, incluso invertidos, y está cortado por un cabalgamiento. En la transversal de Tejada (Corte I-I') este flanco septentrional muestra esencialmente dos dominios de buzamiento; desde la cresta anticlinal hacia el norte existe un primer dominio con unos 30° de buzamiento; después el buzamiento se incrementa bruscamente hasta los 70° dando paso a otro dominio en donde el buzamiento se incrementa progresivamente hasta una posición subvertical junto al cabalgamiento que corta al flanco. El sector cobijado por el cabalgamiento se muestra generalmente invertido. Al oeste de la transversal de Tejada, el flanco septentrional del anticlinal está parcialmente oculto por los depósitos neógenos, que ocultan también el cabalgamiento. En este sector occidental, lo que mas resalta de la lectura del mapa geológico es la aparición de un anticlinal muy suave de 2° orden, despegado, desarrollado en la Formación Santo Domingo de Silos y situado unos 4 km al sureste de Nebreda. El flanco meridional del Anticlinal de Tejada, no obstante la homogeneidad de buzamientos antes mencionada, también presenta algunas flexiones suaves de 2° orden, particularmente al sur de la localidad de Villoviado (corte II-II y esquema tectónico).

Respecto al cabalgamiento que corta el flanco septentrional del Anticlinal de Tejada, presenta un buzamiento de unos 45°, y causa la omisión cartográfica de algunas formaciones en dicho flanco (Calizas de Lychnus, Formación Colmenar, Calizas de Santibañez del Val y Formación Quintanilla del Coco).

En el ángulo NE de la Hoja se presenta un sinclinal denominado de Santo Domingo de Silos, también asimétrico. Su charnela se sitúa en los conglomerados culminantes de la Formación Ermita de las Navas, en los cuales se aprecia el desarrollo de una discordancia progresiva en el flanco meridional del sinclinal, compartido con el Anticlinal de Tejada, con las capas de conglomerados amalgamándose hacia dicho anticlinal, de donde provienen. Respecto al flanco septentrional de este sinclinal, muestra un buzamiento bastante constante, entre 15 y 22°.

La desaparición del Anticlinal de Tejada hacia el oeste, se debe a la inmersión occidental de su eje en ese sentido, con el consiguiente recubrimiento por los materiales neógenos, aunque el anticlinal se prolonga aún varios kilómetros por debajo de dichos materiales. La inmersión del eje está causada por la amortiguación del anticlinal hacia el W tal como muestran los cortes geológicos profundos (Fig. 6), realizados con la ayuda de la información proporcionada por los perfiles de sismica de reflexión que llevó a cabo la Compañía Phillips. En dichos perfiles también se observa que el cabalgamiento asociado al Anticlinal de Tejada representa la reactivación de una superficie de anisotropía hercínica, quizás un antiguo cabalgamiento (Fig. 6). El significado de esta estructura es por tanto similar al de las estructuras alpinas de sectores mas orientales de la Cordillera Ibérica (MAESTRO, 1999).

Aunque el neógeno aparece discordante y esencialmente indeformado, presenta algunas estructuras suaves que se describen a continuación. Las capas neógenas, tanto las capas conglomeráticas y arcillosas como las calizas, descienden de cota suavemente al alejarse del anticlinal, con un gradiente ligeramente menor que los valles en general. Esta estructura general se complica por la presencia de algunas estructuras sinformales muy suaves, con trazado OSO, que siguen y coinciden en parte con las trazas de los principales valles actuales (Henar y Esgueva), aunque a veces los atraviesan. Las capas de calizas alcanzan a veces buzamientos mayores que la pendiente de los valles transversales a aquellos. En algunos casos son estructuras en forma de cubeta (ver esquema tectónico y mapa geológico). Las estructuras del neógeno en el sector oriental de la cuenca del Duero han sido atribuidas a fases de deformación tectónica denominadas Ática y Iberomanchega de AGUIRRE *et al.*, (1976) (GARCÍA DE DOMINGO, 1997). En la Hoja de Cilleruelo las estructuras que presenta el neógeno pueden interpretarse de otro modo. Las suaves estructuras sinformales pueden no tener relación con episodios tectónicos, sino que podrían ser atribuidas a compactación diferencial sobre el paleorrelieve previo situado en la base del neógeno. Este paleorrelieve es bien visible en el borde del Mesozoico y también puede leerse en los dos perfiles sísmicos a través del Anticlinal de Tejada realizados por la Compañía Phillips, mediante los cuales se han construido los cortes de la Fig. 6; si se traza el contacto entre los reflectores inclinados y horizontales en estos perfiles, se deduce un extenso tramo de superficie paleotopográfica enterrada bajo el neógeno, en torno al anticlinal; también puede advertirse la presencia de paleovalles excavados en el Terciario preorogénico, que coinciden con las estructuras sinformales suprayacentes. La ubicación de dichos paleovalles es consistente con la erosión diferencial observada actualmente en superficie, ya que se instalan sobre las formaciones terrígenas sobre las que se forman los valles actuales en el Sinclinal de Santo Domingo de Silos (Compárense la partes izquierda y derecha de la Fig. 6A). El basculamiento general del neógeno en torno al anticlinal (cortes I-I' y II-II') es otro argumento a favor de la compactación diferencial sobre el paleorrelieve que descien-

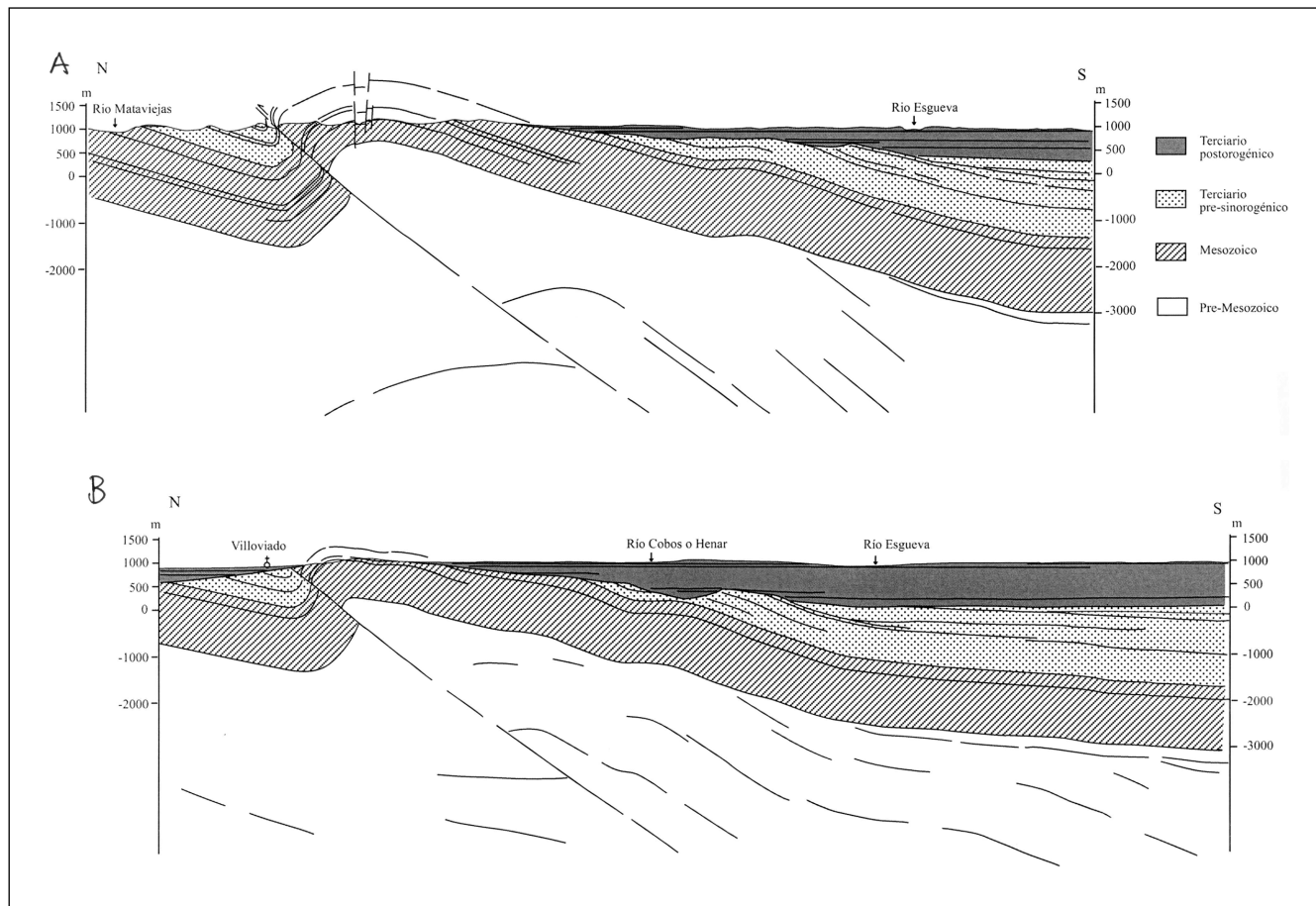


Figura 6. Cortes del anticlinal de Tejada y sinclinal de Silos mostrando las relaciones entre las sucesiones premesozoica, mesozoica y terciaria. La estructura profunda está basada en los perfiles sísmicos A y B de la compañía PHILIPS 66.

Pueden configurarse áreas de profundidad comparativamente mayor, posiblemente controladas por la compactación diferencial sobre paleorrelieves enterrados.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de Cilleruelo de Abajo se sitúa en el sector nororiental de la depresión del Duero, dentro de la Submeseta Septentrional. Al mismo tiempo se encuentra en el límite occidental de la Cordillera Ibérica, al sudoeste de la Sierra de la Demanda. Administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma de Castilla y León, dentro de la provincia de Burgos.

Como ya se apunta en la introducción, el relieve es en general, relativamente suave, salvo en el área nororiental donde el relieve es más abrupto. En éste último afloran materiales mesozoicos y paleógenos.

La altitud media de la Hoja está entre los 1.200 m y los 900 m, con la cota más alta en el vértice del Pico de la Sierra (1.327 m). Se puede destacar en el sector septentrional una zona más elevada (Peñas de Cervera) donde las altitudes se encuentran siempre por encima de los 1.000 m, desde la zona occidental de Pico Navarro, al N de la localidad de Fontioso, hasta el extremo nororiental, entre las localidades de Ciruelos de Cervera al S y Castrozeniza al N. En los interfluvios van descendiendo la cota suavemente, desde el noreste hacia el sudoeste y norte, donde se encuentran las cotas más bajas (860 m en la llanura aluvial del río Henar en la esquina SO y en el valle del arroyo de la Salceda al N de Hoja).

Fisiográficamente, en la Hoja de Cilleruelo de Abajo se pueden distinguir tres sectores: el relieve mesozoico-paleógeno en el N-NE, los Páramos (calcáreos del Mioceno) y la Campiña en el resto de la Hoja. Los páramos calcáreos presentan un relieve más o menos plano, con suaves ondulaciones en algunos puntos, provocadas por sedimentos detríticos que están a techo del páramo, con cotas entre 930 m y 1.010 m. Los cuales a su vez se encuentran interrumpidos por una serie de valles encajados. La Campiña se localiza en el entorno del río Esgueva, presentando un relieve suave y alomado, con cotas entre los 1.000-900 m y al norte del Anticlinal de Tejada, entre Quintanilla de la Mata y Castrillo de Solarana.

El modelado fluvial es una de las características de este paisaje meseteño, siendo el río Esgueva el principal curso de agua que atraviesa la parte meridional de la Hoja. Con rango menor están el río Henar y el río Mataviejas (tributario del río Arlanza), que excavan respectivamente desde la parte noreste a la sudoeste de la zona el primero y hacia el N el segundo, además se encuentran otros cursos de agua de menor entidad como es el arroyo de la Salceda en la parte septentrional, todos ellos subsidiarios del río Duero.

Esta comarca de la provincia burgalesa, se halla situada en la región denominada Iberia Verde Continental Extremada (I.2.2) (FONT TULLOT, 1983), con un clima Mediterráneo (semiárido) de interior, que se caracteriza por la severidad de sus inviernos, con numerosas heladas (más de 75 días entre los meses de octubre y mayo) y sus veranos calurosos y secos, con insolación importante. Las precipitaciones medias anuales oscilan entre 500 y 600 mm, aunque se apre-

cian variaciones significativas, según se trate de las áreas de Campiña, con una altitud media en torno a los 920 m, o de las estribaciones de las Peñas de Cervera, cuyas cotas superan los 1.200 m. Su distribución es irregular a lo largo del año, registrándose las más importantes, en forma de lluvia y nieve, durante los meses comprendidos en el intervalo octubre-mayo.

De acuerdo con lo expuesto y siguiendo la clasificación de PAPADAKIS, (1966) el clima de la zona se incluye en el tipo Mediterráneo semiárido continental, con un régimen térmico semicálido.

La vegetación autóctona está conservada en parte de la superficie de la Hoja. Se encuentra desigualmente repartida, habiendo quedando preservada fundamentalmente en dónde la competencia del sustrato rocoso y la inclinación de las vertientes no han permitido el laboreo agrícola, es decir en la mitad septentrional de la misma. La vegetación de estas zonas está constituida por matorral con arbolado y ocasionales repoblaciones de pinos como en el cuadrante oriental (*P. silvestris* y *P. pinaster*). Destacan como especies arbóreas los enebros (sabinas), encinas y roble melojo o rebollo, y arbustos como el espino albar; el matorral lo constituyen, jaras, aulagas, escobas y tomillares.

En el sector meridional prácticamente ha desaparecido la vegetación propia de la zona quedando algunos puntos aislados, ya que la mayoría del terreno se encuentra trabajado por el hombre.

En la vegas de los grandes valles aparecen plantaciones de chopos además de la característica vegetación de ribera con olmos (en extinción por la grafiosis), fresnos, álamos blancos, sauces y especies arbustivas fundamentalmente espinosas, y praderas naturales. Los cultivos que se desarrollan se pueden agrupar en dos tipos: los de secano y en las márgenes de los ríos encontramos cultivos de regadío dedicados a remolacha azucarera, maíz grano y forrajero, patatas, y de forma puntual productos hortícolas para consumo local. Así, la mayoría de la superficie cultivada corresponde al secano con dos producciones clásicas, los cereales como trigo, cebada, avena y la vid. En cuanto a la ganadería, destaca el ganado ovino y le sigue el de cerda y el vacuno.

No destaca ninguna población enclavada en la Hoja, aunque se puede citar fuera de la Hoja, al N de la misma, la localidad de Lerma, considerada «capital» de la zona; esta villa existe desde antes del siglo XII, a la cual el rey o emperador castellano Alfonso VII le otorgó fuero propio en 1148. Entre las localidades más destacadas dentro de la Hoja se puede citar a Cilleruelo de Abajo, Ciruelos de Cervera, Pinilla-Trasmonte, Santa María del Mercadillo, Avellanosa de Muño, Tejada y otros pueblos como Bahabón de Esgueva y Quintanilla de la Mata por dónde transcurre la Autovía N-I (Madrid-Burgos) etc.; todas ellas son pequeñas localidades situadas a lo largo de los valles que atraviesan la zona. Las comunicaciones entre las distintas poblaciones son buenas, existiendo además una densa red de caminos y pistas forestales, pudiéndose acceder sin dificultad en tiempo seco a cualquier punto de la Hoja.

4.2. ANTECEDENTES

La bibliografía que existe sobre la zona, relativa a aspectos geomorfológicos concretos, es escasa y de ámbito regional. Los primeros trabajos corresponden a, HERNÁNDEZ PACHECO (1932) sobre las

terrazas del Duero y a SCHWENZER, (1936, 1943) que trata sobre los arrasamientos y las diferentes superficies escalonadas en el Sistema Central y su piedemonte; ideas rebatidas posteriormente por BIROT Y SOLE (1954). Además existen otros trabajos de PLANS (1969) y GLADFELTER (1971).

Más recientemente los trabajos de ORDÓÑEZ *et al.* (1976); MOLINA Y ARMENTEROS (1986.); MOLINA Y PÉREZ-GONZÁLEZ (1989) y GRACIA *et al.*, (1990), se abordan problemas relacionados con los depósitos fini-neógenos y las superficies de erosión, desarrolladas tanto sobre los páramos como en la periferia montañosa de la Cuenca del Duero. PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.* (1994) abordan la descripción general, basada fundamentalmente en una exhaustiva revisión bibliográfica, de los grandes Dominios, que establecen en la Cuenca del Duero desde el punto de vista geomorfológico.

ITGE-ENRESA (1991) realiza el Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España a escala 1:100.000. Un significativo avance se produce en las últimas décadas, con la realización para el proyecto MAGNA de Mapas Geomorfológicos a escalas 1:100.000 y 1:50.000 con sus respectivas Memorias; como LÓPEZ OLMEDO *et al.* (1997) en las Hojas de Roa (345) y Antigüedad (313).

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.3.1. Estudio morfoestructural

La mayor parte de la Hoja pertenece al gran dominio morfoestructural de la Cuenca del Duero, encuadrada entre la Región Nororiental y al NE del Sector Central de PÉREZ GONZÁLEZ (1989) y PÉREZ GONZÁLEZ *et al.* (1994). Por otro lado, el sector más oriental de la Hoja, con una digitación que se prolonga en la parte del norte de la misma, pertenece a la Cordillera Ibérica, de donde proceden los sistemas fluviales más importantes como son el río Esgueva y el Mataviejas (tributario del Arlanza).

Así pues, la Hoja está ubicada en el NE del Sector Central del Duero, y en la parte más occidental de la Cordillera Ibérica (Peñas de Cervera), al este de los extensos páramos de la meseta castellana (Palencia-Valladolid).

En esta zona las características del relieve están relacionadas con la evolución de los bordes de los Sistemas Ibérico y Central a lo largo del Terciario (ciclo Alpino), es decir como se ha comentado anteriormente, el relieve actual está directamente emparentado con la morfología e importancia de las cuencas de drenaje neógenas y el posterior predominio de los procesos erosivos durante el Cuaternario.

Así, la actuación erosiva de la red fluvial, ha proporcionado la morfología actual de la zona estudiada (morfogénesis fluvial), sobre un sustrato de rocas con diferente litología y competencia, y con diferentes disposiciones estructurales subhorizontales e inclinadas del Mesozoico, Paleógeno, y del Neógeno, dominando un relieve de tipo estructural.

En esta Hoja se pueden separar tres áreas con diferencias morfoestructurales importantes, 1) relieve del Mesozoico-Paleógeno en parte NE de la misma, dónde las rocas se encuentran deformadas previamente al Cuaternario (unidad con estructura de plegamiento; 2) el relieve de tipo estructural (tabular aclinal), con formas planas que predominan en gran parte de la

Hoja, dónde afloran mayoritariamente las rocas subhorizontales competentes carbonatadas neógenas, que forman los páramos, aunque existen cubetas o pliegues que deforman suavemente a estas capas miocenas (ver apartado de Tectónica); y 3) en el resto de la Hoja, debido a la heterogeneidad y variaciones en la competencia de las distintas litologías del sustrato neógeno, destaca un modelado (de campiña) con formas alomadas suaves, con cerros aislados y algunos replanos estructurales dónde existen niveles más compactos o cementados como son los conglomerados, areniscas y caliches.

Así, las formas planas son los elementos que conforman el modelado de al menos del 75% de la Hoja.

Las formas planas de la zona centro, norte y sur presentan al menos dos o tres niveles principales de referencia. Por un lado el aplanamiento culminante (Calizas superiores), las cuales se encuentran bien representadas en el sector central, ocupando posiciones topográficas altas entre los 1.000 m y 960 m y asociados a la etapa final de construcción del piedemonte neógeno.

Por otro lado, el nivel de aplanamiento más importante viene definido por el nivel de Calizas inferiores que conforma altiplanicies extensas (cotas entre 920-900 m), sobre todo en el sector occidental.

Por último, el tercer elemento correspondería al/ los nivel(es) calcáreos situados estratigráficamente por encima de las Calizas inferiores, que presenta unas cotas entre 920 m y 960 m, observable en la parte más meridional del área estudiada.

Además de estos tres elementos de referencia destacados, existen otros muchos también de rocas competentes, aunque de menor entidad y/o continuidad, intercalados en la serie neógena y preneógena, y que aportan multitud de pequeñas formas derivadas: cornisas, replanos, cerros testigo.

Otro elemento representado, son las terrazas fluviales que con distribución y desarrollo escaso, aparecen sólo en el valle del río Esgueva y en el arroyo Vegarroyo al N, subsidiario del río Arlanza (al N de esta Hoja).

La arteria principal de drenaje corresponde al río Esgueva en la parte meridional, que transcurre por un valle poco amplio, con algunas terrazas, situadas en ambas márgenes, predominando en su margen derecha, con poca extensión superficial, aunque actualmente el río tiende a erosionar dicho margen.

En el sector centro-occidental discurre el río Henar subsidiario del Esgueva y el río Mataviejas en la esquina NE de la Hoja, el cual vierte sus aguas al río Arlanza (que discurre al N de la zona que tratamos), ambos sin representación de depósitos fluviales en estos sectores de su recorrido. Además existen una serie de arroyos entre los que destacan: el arroyo de Vegarroyo, de la Mora, el arroyo de la Salceda-Revilla, arroyo de Valdelema y arroyo del Molino. Todos ellos vierten sus aguas al río Arlanza y están situados en el sector N. El arroyo de Berros (Valdelaja) nace al N de Ciruelos de Cervera y desemboca el Esgueva a la altura de la localidad de Pinilla-Trasmonte. Y el arroyo de Valtrasero que se encuentra en el sector noroccidental de la Hoja.

La distribución y morfología de la red secundaria de drenaje puede considerarse como un drenaje dendrítico, aunque en la mitad sur se observa más bien un drenaje paralelo entre los cursos principales (Esgueva y Henar), ya que es una zona donde los interfluvios se encuentran bastante juntos y con una dirección predominante NE-SO.

Este tipo de red, de carácter mixto, aunque es típica de regiones con litologías uniformes y ausencia de controles estructurales, discurriendo por superficies de pendientes uniformes, en este caso, en parte podrían aprovechar los sinclinales suaves y cubetas en los terciarios (ver esquema tectónico).

4.3.2. Estudio del modelado y formaciones superficiales

Como se ha comentado anteriormente, el encajamiento y jerarquización de los ríos, situados al oeste de la Cordillera Ibérica y norte del Sistema Central, sucede desde el Terciario y prosigue en la actualidad. Ésta se produce sobre materiales paleozoicos, mesozoicos y terciarios provocando una pérdida de volumen en la Cuenca del Duero, además del reciclaje de los materiales cuaternarios previamente depositados.

Una vez conocidas las características litoestructurales de los materiales detríticos y carbonatados alternantes que aparecen en la Hoja, éstos se pueden considerar homogéneos a nivel de capa, pero en conjunto dan lugar a una neta erosión diferencial, dónde se resaltan los niveles más competentes y/o cementados con disposiciones estructurales subhorizontales y plegadas según las Unidades morfoestructurales diferenciadas .

Por otro lado, ha de tenerse en cuenta que el agente principal, que ha condicionado el modelado de la Hoja, ha sido la morfogénesis fluvial, pasando a describirse a continuación las diferentes morfologías (formas) tanto de acumulación como de erosión, bajo el plano de los agentes externos.

Los valles actuales del Henar y Esgueva podrían guardar relación con las cubetas o sinclinales suaves del mioceno, que se encuentran al sur del Anticlinal de Tejada; es decir la red fluvial en este sector de la cuenca del Duero podría haberse iniciado favorecido por las depresiones que marcan estas cubetas en el Mioceno, si bien, ésta es una idea no comprobada, ya que también estas cubetas podían marcar o eran un sistema fluvial previo al fluvial actual. De la misma forma que se considera que existe una estrecha relación entre la actual salida del río Mataviejas y la que tuvieron los abanicos miocenos previos en esa zona.

De todas formas, el sistema fluvial presente en la Hoja surge o nace a partir de la Sierra de Peñas de Cervera (Anticlinal de Tejada), fluyendo tanto hacia el norte con un sistema de arroyos de dirección S-N y el río Mataviejas (afluente del Arlanza), como hacia el sur, dónde se encuentran el río Esgueva y el río Henar con dos direcciones predominantes NE-SO y N-S.

Como ya se ha apuntado, son las formas estructurales las que tienen mayor significado y desarrollo. Otras formas son las fluviales, con llanuras aluviales, abanicos, fondos de valle y algunas terrazas, además de otras con génesis diferentes como glaci y coluviones, junto con las ligadas a la actividad kárstica y las antrópicas completan el conjunto de formas presentes en la Hoja, que se describirán agrupadas según el proceso generador.

4.3.2.1. Formas estructurales

Estas formas se observan en toda la Hoja, teniendo más importancia en la parte occidental y nororiental de la misma. Las formas estructurales están determinadas por las interrelaciones entre la litología, la disposición de las capas sedimentarias y la erosión, ya que la estructura del sustrato se resalta por la acción de la incisión fluvial.

Las capas del Mesozoico y Paleógeno se encuentran deformadas e inclinadas, y sobre ellas existen algunas formas estructurales típicas de rocas con deformación previa (relieve estructural plegado). Así se observan escarpes estructurales, crestas, *combe*, sinclinales colgados, *ruz*, *chevrons*, cerros cónicos y trazas de capa con inclinación de buzamiento.

Se observa una *combe* en el valle dónde se encuentra la localidad de Tejada, es decir existe un valle o depresión longitudinal siguiendo la dirección del plegamiento alpino del Anticlinal de Tejada. Así, esta *combe* se localiza en la zona de charnela del Anticlinal.

Por otro lado, existen sinclinales colgados o *vals* (valle o depresión que coincide con un sinclinal) del tipo de depresión que culmina con un relieve invertido, localizados en dos zonas: en el Risco, al N de la localidad de Villoviado, que son pliegues secundarios del Anticlinal de Tejada en su sector oriental, y las copetas de los sinclinales de conglomerados que han quedado preservados dentro del Sinclinal de Santo Domingo, al N de Tejada (son tres lomas de poco relieve denominadas localmente copetas).

Hay que destacar igualmente el papel que tienen las calizas masivas y margas del Cretácico que forman parte del Anticlinal de Tejada, los cuales dan los mayores escarpes y las zonas más elevadas en este sector, como es la Peña Valdosa (aunque queda al Este de la Hoja), el Pico de la Sierra y al N Pico de 1.227 m de cota, ambos al oeste del pueblo de Tejada.

Por último podría considerarse un *ruz* o curso fluvial *resaciente* el arroyo de Berros –Valdelajas, al norte de la localidad de Ciruelos de Cervera, en el sector dónde atraviesa las rocas del Mesozoico del Anticlinal de Tejada. Dicho arroyo sí siguiera evolucionando podría llegar a ser una *cluse*, o un valle totalmente transversal a la estructura anticlinal. Arroyo que ya existía o coincide con la salida de un abanico neógeno.

Para la sucesión miocena, en general, las superficies estructurales más destacadas (los llanos ó páramos) son prácticamente subhorizontales al estar construidas sobre capas con esa misma disposición, en el caso de las calizas del páramo inferior y superior.

Las «calizas superiores» (n.º 21-22 en el mapa geológico) conforman la superficie estructural, con retoques erosivos, del denominado *páramo superior*, que se localiza sobre todo en la parte central de la Hoja, como en los Llanos de la Gila, Cerro de la Muela, Las Majadas, Corrales de Fuente Mures, situados todos ellos al sur del Anticlinal de Tejada, entre las localidades de Ciruelos de Cervera al E y de Cilleruelo de Abajo al O. También aparece al Sur en el Monte La Isilla (976 m) y en la esquina SE como en Valdesierra (995 m.), apareciendo en ocasiones como cerros testigo de techo plano como en el Alto de Dehesilla (964 m) y el Cueto (974 m) al sur de la Hoja.

La *superficie estructural del páramo inferior* se encuentra sobre las «calizas inferiores» (n.º 19 en el mapa geológico), las cuales definen llanos de mayores dimensiones, a una cota de unos

920-900 m, se extiende por gran parte del sector occidental de la Hoja, (entre los valles del Henar al S y el arroyo de Valdelema).

Respecto a la geomorfología dentro de la sucesión miocena, aunque sus capas están prácticamente horizontales, como se observa en el Mapa Geológico y Esquema Tectónico, en el sector central y nororiental existen sinclinales muy suaves y cubetas que deforman a estos materiales, con inclinaciones relativamente bajas (5-15°). Estos niveles deformados, que incluyen sedimentos neógenos hasta «la caliza superior del páramo», dan lugar a rellanos o páramos suavemente inclinados al norte y al sur, como se observan en ambas márgenes del río Henar.

Niveles competentes de menor entidad (caliches, calizas, areniscas, conglomerados), intercalados a distintas alturas en la serie, dan lugar a las mismas formas pero a menor escala, así como a hombreras y cornisas escalonadas. Estas formas están presentes tanto al S como al N del Anticlinal de Tejada.

No se han incluido en el Mapa Geomorfológico sectores con superficies estructurales degradadas pero existen. Es decir, se supone que en su momento han podido existir dichas superficies, pero por efecto de la erosión sobre materiales relativamente deleznable (conglomerados, areniscas con o sin cemento carbonatado, alternando con capas de conglomerados y limos) no se conservan en toda su extensión, dando un aspecto suavemente alomado, como es el caso de la esquina SE de la Hoja.

4.3.2.2. *Formas fluviales*

Dentro de las formas fluviales, se pueden citar las escasas terrazas y sus escarpes que presentan los ríos que surcan la Hoja. También están presentes las terrazas secundarias de algún arroyo, la llanura de inundación, el lecho actual, los fondos de valles, abanicos aluviales, conos de deyección, las cárcavas y la incisión lineal.

Las terrazas fluviales (junto con sus escarpes) representan los distintos momentos de estabilidad entre las sucesivas etapas de encajamiento del sistema fluvial, en esta Hoja tienen una presencia limitada. La llanura aluvial o llanura de inundación representa los depósitos más recientes de los cursos fluviales mayores.

El río Esgueva, es el único que, en su proceso de encajamiento, ha dejado en el tramo bajo una serie de niveles de terrazas escalonadas o solapadas, preferentemente en la margen derecha. Así, en él aparecen niveles de terrazas escalonadas bajas, situadas a +5 m y +3-2 m en el entorno de la localidad de Pineda-Trasmonte, en la zona de confluencia con dos arroyos que proceden del N, arroyo Valdelajas y arroyo de las Paladinas. También aparecen terrazas en su margen derecha, en la zona donde el arroyo del Val desemboca en el Esgueva, y más hacia el oeste, entre Bahabón de Esgueva y Santibañez de Esgueva, en ambas márgenes existen estos depósitos fluviales. Éste río desarrolla una llanura aluvial situada +2-1 m sobre el lecho actual.

Los depósitos de las terrazas del Esgueva como formaciones superficiales, tienen una litología general de gravas, arenas y limos; presentan ordenamientos internos: estratificaciones cruzadas, imbricaciones de cantos, a veces con moderada clasificación de cantos. En general el gra-

do de cementación que se observan en estas terrazas es bajo. El grado de redondeamiento varía entre subangulosos a muy redondeado. Los tamaños de los cantos varían desde mayores a los 20 cm. a menores de 2 cm.

Los depósitos de vega o de llanura de inundación presentan similares características que el cauce, pero con una heterometría menos marcada, dando muestras mal clasificadas cerca de la cabecera y normalmente clasificadas en el resto del curso.

En las llanuras de inundación del Esgueva, del Henar y del Mataviejas presentan un horizonte a techo de limos grises o pardos (con arcillas) que por su fertilidad constituye las llamadas «vegas» de los ríos, de interés agrícola.

El lecho actual o «lecho aparente» aparece bien delimitado por sus márgenes o bien se encuentra encauzado artificialmente como es el caso del río Esgueva en la mayor parte de su recorrido en esta Hoja. Prácticamente estas llanuras aluviales no son funcionales hoy en día, al menos en toda su extensión, ya que en las épocas de mayores escorrentías son los lechos actuales de cada río los que recogen la totalidad del caudal, desbordándose e inundando solo en determinados puntos.

Además de las terrazas descritas también existen terrazas de redes secundarias, como son las del arroyo de Vegarroyo, situadas en su margen derecha, con escaso desarrollo superficial y a unos +2-3 m de su cauce actual.

Los fondos de valle son aquellos depósitos que ocupan y tapizan las partes bajas de los valles y barrancos de la red secundaria. Su génesis puede ser puramente fluvial y más frecuentemente mixta, con aportes generados en las vertientes (solifluxión). Estos depósitos se encuentran en la red secundaria repartidos por toda la Hoja. La mayoría son pequeños valles de fondo plano y barrancos de funcionamiento estacional formados por materiales de carácter aluvial o por la combinación de estos con los aportes de las laderas (aluvial-coluvial); entre los que están los arroyos de Valtrasero, de Valdelajas, del Dujón, Valdehenoso, de la Salceda, del Molino, y arroyo de la Nova. En general presentan una morfología de valles de fondo plano, con perfil en artesa heredados de otra época anterior con un clima más frío que el actual, dónde la incisión lineal actual excava en estos depósitos previos aluvial-coluviales.

Los depósitos de fondo de valle tienen un espesor menor a 2-3 m, suelen ser arcillas de tonos amarillo-anaranjado, limos grises y/o gravas carbonatadas, a veces tobas calizo-arcillosas, aunque su litología depende de las rocas que existen en sus cabeceras y a lo largo de su recorrido.

Sobre las llanuras de inundación, las terrazas, los fondos de valle y en la desembocadura de cursos de orden menor, aparecen otras formas de acumulación como son los abanicos aluviales y los conos de deyección. Estas formas tienen un mismo origen, diferenciándose por la mayor dimensión de los primeros, su menor pendiente longitudinal y un perfil convexo más suave. Los abanicos más importantes aparecen sobre las llanuras aluviales de los ríos Esgueva y Henar y en el arroyo de Valderroyo.

Las formas denudativas son poco importantes, entre ellas se encuentran las cárcavas, formas que con diferente desarrollo están presentes en toda la Hoja, siendo las más destacadas las

situadas en el NE y en la parte más meridional de la zona, consecuencia de la incisión lineal por barrancos en aquellas laderas y/o escarpes de formas planas colgadas.

A la vez, la incisión lineal es patente en las vertientes de los arroyos de la red secundaria, que afecta los sedimentos mesozoicos, a las plataformas de la caliza y a los sedimentos detríticos terciarios; En estas laderas, a veces muy verticalizadas, se desarrolla un conjunto de regueros más o menos cortos, todos ellos convergen, conformando con el colector principal un drenaje dendrítico. Además la arroyada difusa se observa sobre algunos de los materiales del Mesozoico.

4.3.2.3. *Formas poligénicas*

Dentro de este grupo se encuentran todas aquellas formas en cuya génesis ha intervenido más de un proceso. En el caso de esta Hoja estas formas están representadas por los glacis y la Superficie de erosión fundamental situada entre 1.100 m y 1.000 m sobre todo en los sectores nororiental y central.

Los glacis se encuentran situados en la parte septentrional del Mapa Geomorfológico, dibujando una orla al N del Anticlinal de Tejada, apareciendo también en algún punto al S de dicho pliegue, entre los altos de Hendaya (980 m) al oeste y Cortezuelo (1.041 m) al este; se puede definir como glacis sobretodo erosivo y a veces acumulativo y se presenta incidido y colgado respecto a la red fluvial. Casi siempre está representado por una superficie de pendiente suave, creada sobre una serie de conglomerados carbonatados neógenos (16), las cuales se encuentran adosadas al Anticlinal de Tejada. Otras veces presenta depósito del reciclaje de dichos conglomerados con un aspecto rojizo.

Se les ha asignado una edad Pleistoceno Superior-Holoceno, exclusivamente basado en su relación con otros sedimentos terciarios y cuaternarios, al no disponer de dataciones.

La Superficie de erosión Fundamental aparece aquí desarrollada sobre algunas de las rocas mesozoicas y terciarias que se encuentran en el sector nororiental del Mapa, entre las localidades de Fontioso y Ciruelos de Cervera al S del Anticlinal de Tejada (al sur de Solarana y al norte de la localidad de Tejada) y, sobre las «calizas superiores de los páramos». En general está bien conservada y prácticamente corresponde a una superficie estructural con retoques erosivos. Los estratos de calizas neógenas más altos se presentan karstificados, dando cavidades verticales irregulares, incluso a veces se observa algún bolsón, relleno y recubierto por *terra rossa* y detríticos como limos-arcillosos rojos. Esta superficie por los rasgos morfológicos y mineralógicos que presenta se correlacionaría con la superficie superior de MOLINA Y ARMENTEROS (1986), a la que atribuyen una edad pliocena (MOLINA, 1991; ORDÓÑEZ *et al.*, 1976; AGUIRRE *et al.*, 1976) y (GRACIA *et al.*, 1990) quienes le otorgan una edad Turolense-Plioceno.

4.3.2.4. *Formas de laderas*

Dentro de este tipo de formas exógenas sólo se han representado dos deslizamientos, aunque a lo largo de toda la Hoja existen coluviones, los cuales están originados por la acción

conjunta de la gravedad, solifluxión y arroyada laminar en las laderas; cartográficamente no se han representado en el Mapa Geomorfológico, ya que gran parte de las vertientes se encuentran regularizadas, estando recubiertas de cantos y material fino que enmascara el sustrato terciario y mesozoico.

Además existen puntualmente fenómenos gravitacionales también asociados a las vertientes, consistentes en desprendimiento de bloques o caídas de bloques; en el Mapa Geomorfológico tampoco se han representado debido a su escasa extensión superficial; estas suceden en los valles de laderas acusadas debido a la fuerte pendiente y diaclasado, que se produce en las mesas de las calizas del páramo superior e inferior, en las cuales por zapamiento dan lugar a los desplomes de bloques carbonatados, como sucede en el valle del río Esgueva, entre otros puntos.

4.3.2.5. *Formas kársticas*

En el ámbito de la Hoja tienen una escasa representación cartográfica éstas formas. En la zona oriental y meridional, bien sobre las calizas del Cretácico superior o sobre algunas de las «calizas del páramo superior» aparecen dolinas, dolinas en embudo, dolinas capturadas y campo de pequeñas dolinas, además de un travertino al norte del Anticlinal de Tejada.

Sobre la superficie de algunos niveles de calizas se pueden identificar pequeñas formas de disolución como son pequeñas acanaladuras (*rillenkarren incipiente*) y pequeños conductos subverticales (*holenkarren*), más antiguos y actualmente expuestos, originados probablemente por la acción de raíces.

No se han observado depresiones irregulares de dimensiones destacadas, como auténticas dolinas s.s., sino más bien, en algún punto podría considerarse que existen cubetas de disolución; puesto que se han originado por disolución de las delgadas calizas superficiales, deteniéndose el proceso cuando se alcanzan los limos arcillosos impermeables. En el sector nororiental, tanto sobre los materiales carbonatados del Cretácico, como en las calizas miocenas se han representado tres dolinas capturadas por la red secundaria, aunque en realidad nunca debieron ser verdaderas dolinas s.s., como se ha comentado en el párrafo anterior.

El travertino (o toba) se encuentra entre las localidades de Solarana y Nebreda. Este depósito superficial carbonatado está situado en un alto, a una cota de 920 m, sobre los materiales miocenos (arcillas y arenas).

En base a su situación geomorfológica lo consideramos como un travertino formado por un manantial o fuente, ya que no se ha realizado un estudio de detalle para poder clasificarlo en base a otros criterios físicos, o por tipo y naturaleza de plantas o algas asociados a su formación o, sí pudiera ser un travertino autóctono o clástico (JULIÁ, 1983). Tiene una potencia mayor a los 2 metros y en él se conserva parte de un rellano estructural.

La edad de éste depósito no se conoce exactamente y el aspecto que presenta está modificado por la acción del hombre.

4.3.2.6. *Formas antrópicas*

Las formas que se han diferenciado en este apartado pertenecen a los asentamientos y actividades humanas más destacadas: canteras y núcleos urbanos. Las canteras se encuentran en la zona del Anticlinal de Tejada y en las riberas o llanuras de inundación de los ríos, dónde se extrae materiales para áridos, algunas de ellas hoy en día abandonadas; además de la explotación antigua del travertino anteriormente mencionado. Se explotan calizas cretácicas y miocenas, además de arcillas miocenas, que más tarde se comentaran en el apartado de Geología Económica.

4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

Entendemos como evolución dinámica, desde el punto de vista morfológico, a la serie de procesos que tienen lugar sobre un área determinada, y al conjunto de «morfologías» que se van sucediendo por la actuación de dichos procesos, a partir del «instante» en que consideramos que cambian las condiciones geodinámicas preexistentes de sedimentogénesis en las cuencas terciarias, a una morfogénesis erosiva generalizada.

Para ello hay que integrar la Hoja dentro de su contexto regional, que es el borde centro-oriental de la Cuenca del Duero, en el entronque con la Cordillera Ibérica, al N del Sistema Central y de la Cuenca de Almazán.

Si se considera la ubicación de la Hoja y las características litológicas del sustrato, la evolución dinámica se caracteriza por una morfogénesis de disección fluvial. Este hecho podría explicarse como un reflejo de que la Cuenca ha dejado de ser endorreica y a pasado a ser exorreica, con lo que el nivel de base sería más bajo y la erosión sería más importante en la zona.

La Cuenca del Duero constituye un dominio sedimentario bien individualizado durante todo el Neógeno. Hacia el final del ciclo tiene lugar, al menos en gran parte de la misma (Sector Centro-oriental), la generalización de un ambiente lacustre representado por las «calizas superiores» del páramo, claramente expansivas sobre la periferia, de tal modo que el sediplano calcáreo enrasa (y fosiliza) hacia los bordes con pedimentos más o menos extensos, pero siempre bien desarrollados, correspondientes a la denominada superficie de erosión fini-neógena (que ya venía elaborándose desde antes). Lo cual indicaría una gran estabilidad tectónica en los bordes, sin desnivelaciones generadoras de relieve y constituiría la última y clara manifestación del endorreísmo de la Cuenca.

Con posterioridad al desarrollo de los ambientes lacustres carbonatados, tiene lugar la desecación de los mismos y la exposición subaérea de las calizas, bajo un clima húmedo que favoreció el desarrollo de procesos de alteración y de karstificación notables. A partir de ese instante, y de ese paisaje de pedillanura finineógena, definida por la presencia de una superficie de erosión que arrasa un sediplano calcáreo, y de una suave llanura de piedemonte que enlaza con ella, podemos considerar que cambian las condiciones geodinámicas, dominando otros procesos distintos que van modificando ese paisaje.

Esta evolución se iniciaría a partir de un paisaje finineógeno dominado por la sedimentación, en un contexto de abanicos aluviales húmedos de alta eficacia de transporte. Estos abanicos aluviales fosilizan la superficie de karstificación elaborada sobre el sediplano de las «calizas

superiores» en aquellas áreas donde tiene lugar el *offlap* aluvial, manteniéndose sobre el resto de la superficie, las condiciones de exposición subaérea y por tanto, de disolución y karstificación. Sobre los abanicos rojos y, ligeramente encajados en ellos, se depositan los abanicos cuarcíticos conocidos como «Rañas», progradando hacia el interior de la Cuenca.

Así pues, simultáneamente a la implantación de las condiciones húmedas y lluviosas que originan este conjunto de abanicos aluviales periféricos, debió tener lugar la captura de la Cuenca por retroceso de la red atlántica (MARTÍN-SERRANO, 1988a y b), favorecida sin duda por un aumento de los caudales, y por tanto de una mayor capacidad de erosión y transporte de la misma.

Es decir, posteriormente al depósito finineógeno se produce la disección y jerarquización de la red fluvial, ya que la disposición de los principales cursos de agua es prácticamente la misma que la de los abanicos que existieron durante el Neógeno (ya que la extensión de esos abanicos es directamente proporcional al relieve y extensión de las cuencas de drenaje actuales), como es el caso del paleo-Arlanza y el paleo-Mataviejas, para dar lugar a la red de sistemas fluviales que se observan hoy en día.

El inicio del proceso de disección o del encajamiento fluvial, que habitualmente se ha considerado el tránsito Neógeno-Cuaternario (AGUIRRE, 1989), de acuerdo con MARTÍN SERRANO (1991), es consecuencia, como ya hemos comentado, de la captura de la Cuenca del Duero por la red fluvial que progresa desde el Atlántico, con diferente grado de disección de los diversos sectores de la Cuenca. Necesariamente se trata de un proceso progresivo a nivel cuencal, dejando de ser un límite cronológico preciso, si no más bien heterócrono. Con el inicio de la gliptogénesis fluvial, queda concluido el ciclo endorreico de la Cuenca del Duero, y comienza su erosión y vaciado hacia el Atlántico.

Simultáneamente o con posterioridad a las Rañas (al E y SE de la Hoja) de este sector de la Cuenca, tiene lugar el inicio del encajamiento del paleo-Duero ya como curso exorreico. A lo largo de este proceso (que abarcaría todo el Pleistoceno), se va definiendo la red fluvial a la vez que se produce el desmantelamiento de los materiales terciarios, y el modelado de las diferentes formas.

Así se define un relieve de tipo estructural con base en las características litológicas del sustrato y de la disposición (estructura) de la misma, exhumándose numerosos niveles competentes neógenos que constituyen replanos, conformando una serie de plataformas horizontales o inclinadas, aisladas y/o escalonadas (páramos) a partir del techo del piedemonte.

En determinados momentos de la gliptogénesis fluvial se desarrollan, principalmente en los cauces de los grandes ríos (como el Duero), niveles de acreción lateral que constituyen las terrazas fluviales, conformando plataformas de gravas cuarcíticas, quedando dispuestas escalonada y subparalelamente a los cursos fluviales por los sucesivos encajamientos de los mismos. Ligeramente retardada en el tiempo se originaría y encajaría la red secundaria constituida por arroyos y barrancos.

En el Holoceno la morfogénesis fluvial continúa, reflejándose en los depósitos más recientes de los ríos, y que junto con otros procesos morfodinámicos que tienen lugar en las vertientes, tienden también a rebajar los interfluvios.

4.5. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

En la Hoja de Cilleruelo de Abajo la estabilidad neotectónica, la naturaleza y disposición de los materiales que aparecen en ella y por último el clima imperante en la misma, son los factores principales de la práctica inexistencia de procesos geológicos recientes, tanto denudativos como sedimentarios de importancia.

De cara a un futuro próximo, no se prevén cambios substanciales en los procesos actuales ni desequilibrios morfológicos.

La incisión en barrancos, algunas cárcavas y los procesos de ladera, tienden a rebajar los interfluvios con el fin de conseguir un mayor equilibrio y homogeneización del relieve.

En los niveles de materiales más competentes (algunos cementados), que forman cornisas y resaltes en éstas vertientes escarpadas propias de éste tipo de relieve, son frecuentes la caída de bloques, debido a la inestabilidad de estas formas por zapamiento de su base o por desplome a favor de diaclasas.

La erosión lateral del río Henar existe actualmente, a nivel local, por migración lateral del cauce en las zonas de meandro, produciendo socavamiento en los márgenes cóncavos. El río Esgueva, como ya se ha comentado, en gran parte de su recorrido en esta Hoja se encuentra encauzado artificialmente.

Los procesos fluviales de sedimentación actual se pueden reconocer en los lechos actuales y en los fondos de valle con formación de pequeños conos de deyección, los cuales pueden ser activos estacionalmente.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica correspondiente al desarrollo de la cuenca mesozoica ha sido previamente descrita en el capítulo de estratigrafía. La sucesión Jurásico-cretácica puede subdividirse en tres unidades con diferente significado geodinámico, que se identifican actualmente con los estadios pre-rift, sinrift y post-rift (subsistencia térmica) en relación con la apertura del Atlántico.

La primera de estas unidades corresponde a la sucesión del Jurásico marino, de carácter carbonatado, que se depositó en un ambiente estable de plataforma, inicialmente por debajo de la acción del oleaje, y mas tarde en una plataforma externa con energía hidrodinámica variable.

Por encima de la serie del Jurásico marino, aparecen sedimentos continentales fluvio-lacustres que los diferentes autores han denominado Facies Purbeck-Weald, con grandes y frecuentes variaciones de espesor en las cuencas ibéricas, a consecuencia de su carácter sinextensional. Esta unidad sólo presenta un espesor de 22 m en esta Hoja, y aparece limitada por dos superficies de discordancia de bajo ángulo, que atestiguan los movimientos tectónicos mencionados, tradicionalmente denominados neokiméricos. El levantamiento de la cuenca, que implica el paso de un ambiente marino a continental, se relaciona con el proceso de «doming» térmico que acompaña el inicio de la etapa sinrift. La edad de

esta unidad no se conoce con precisión, aunque debe situarse entre el Jurásico Superior y el Cretácico inferior.

Al igual que en el resto de la Cordillera Ibérica, el Cretácico superior se inicia con facies principalmente continentales (Formación Utrillas). En el Cenomaniense, la fuerte subsidencia da lugar a la superposición de facies marinas profundas, que evolucionan hacia facies carbonatadas más someras durante la mayor parte del Cretácico Superior, incluso restringidas en el Campaniense.

El Maastrichtiense es de facies continental, dando paso a una sucesión terciaria de similares características en su parte basal, con alternancia de formaciones de origen fluvial y lacustre. Las paleocorrientes indican un flujo hacia el E en la parte basal de la sucesión terciaria, que se invierte hacia el NO durante el depósito de la Formación Quintanilla del Coco. Esta inversión significa probablemente el comienzo del relleno de la cuenca sinorogénica relacionada con el levantamiento de la Cordillera Ibérica, con un cambio de área fuente, situada en el Macizo Ibérico en la etapa preorogénica y en la Cordillera Ibérica durante la orogénesis de la misma. La sucesión terciaria afectada por la deformación alpina culmina con un tramo conglomerático en donde se presenta una discordancia progresiva y discordancias internas menores relacionadas con el basculamiento del flanco septentrional del Anticlinal de Tejada. Esta sucesión está constituida mayoritariamente por conglomerados dispuestos en una secuencia general granocreciente, procedentes de la erosión del anticlinal mencionado y depositados mediante abanicos aluviales.

Sobre la sucesión mesozoica, y sobre la sucesión terciaria pre y sinorogénica de esta Hoja, que no ha podido ser datada, se disponen en discordancia sedimentos postorogénicos esencialmente indeformados, cuya edad neógena es bien conocida en sectores próximos de la cuenca del Duero. Esta sucesión neógena se apoya en «*onlap*» sobre un paleorrelieve, cuya morfología está directamente emparentada con el relieve actual, de modo que la observación de las cuencas de drenaje actuales en los materiales mesozoicos nos indica directamente la importancia de los abanicos aluviales neógenos, la naturaleza de sus clastos y la localización de sus ápices de entrada a la Cuenca del Duero. Así, en torno al Anticlinal de Tejada se presenta una orla o cinturón aluvial de conglomerados de área fuente mesozoica que proceden de la erosión de dicho anticlinal y cuya extensión es directamente proporcional al relieve y extensión de las cuencas de drenaje actuales. Los abanicos más extensos se sitúan en la parte oriental del anticlinal en donde el relieve y área drenada son mayores (particularmente bien visible en el abanico que irrumpe en la cuenca por Ciruelos de Cervera y que coincide con el valle actual del Arroyo de Berros). Los pequeños abanicos se observan a veces rellenando pequeños paleovalles, sobre todo en el flanco meridional del anticlinal.

En contraste con los abanicos que orlan el relieve creado por el Anticlinal de Tejada, los dos abanicos mayores de la Hoja irrumpieron en la cuenca longitudinalmente a las estructuras, encauzados a lo largo de los sinclinales de Covarrubias (Hoja de Lerma) y Santo Domingo de Silos (sector de Castroceniza), coincidiendo con los mayores ríos actuales, que son el Arlanza y Mataviejas, respectivamente. El primero de estos sistemas, de carácter aluvial-fluvial, con clastos procedentes de un área fuente metamórfica, está restringido al sector de la cuenca situado al norte del anticlinal; este sistema está mejor representado en la vecina Hoja de Ler-

ma y es el más extenso de este sector de la cuenca del Duero; tiene su entrada a la Cuenca Terciaria del Duero por el actual río Arlanza, por lo que representa en realidad un paleoArlanza que drenaba, al igual que ocurre actualmente, el macizo paleozoico de la Sierra de la Demanda.

El Anticlinal de Tejada supuso una barrera para el avance de este abanico hacia el sur, en donde los niveles estratigráficos de altura equivalente tienen otras facies. En el meridiano de Solarana el abanico del Arlanza cierra o interrumpe el avance de los abanicos procedentes del este. Hacia el W su tramo culminante pasa a facies lacustres a partir de Rabé, aunque los caliches llegan casi hasta Castrillo-Solarana. El abanico que le sigue en extensión está situado al sur de Castrocinza y debe corresponder probablemente a un paleoMataviejas encauzado a lo largo del Sinclinal de Santo Domingo de Silos; no obstante, el área fuente mesozoica de los clastos de este abanico, semejante a la de los abanicos que proceden del Anticlinal de Tejada, dificulta el reconocimiento de los límites entre ambos.

La orla aluvial que bordea los relieves de la Cordillera Ibérica conecta con sistemas lacustre-palustres hacia el centro de la Cuenca del Duero. Estos sistemas experimentaron sucesivos estadios de expansión y retracción, de modo que aparecen intercaladas ente material terrígeno fino de las facies distales de los sistemas aluviales o fluviales. Puede advertirse como la máxima expansión de los abanicos coincide con la máxima retracción de las calizas lacustres (particularmente bien visible en el abanico que irrumpe en la cuenca por Ciruelos de Cervera y que coincide con el valle actual del Arroyo de Berros).

En esta Hoja, los depósitos lacustre-palustres están bien desarrollados al sur del Anticlinal de Tejada. Se trata de niveles carbonatados de reducida potencia (generalmente menores de 5 m y gran extensión lateral, excepto cuando se presentan amalgamados, como ocurre en el ángulo suroccidental de la hoja, a partir de una línea que pasa por Cilleruelo de Abajo y Bahabón de Esgueva; en los niveles de arcillas intercalados entre las calizas se constata un progresivo incremento en el porcentaje de margas hacia el suroeste, hacia donde dichos tramos toman progresivamente un color mas claro.

Los niveles mas modernos que aparecen en la Hoja rellenando la Cuenca del Duero son gravas cuarcíticas dispuestas sobre calizas karstificadas situadas en el ángulo SE de la Hoja. Posteriormente la cuenca fue sometida a erosión, con el consiguiente desarrollo y encajamiento de la red fluvial actual.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES: ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

La Hoja de Cilleruelo de Abajo presenta una baja representación de explotaciones mineras, únicamente las calizas mesozoicas han sufrido procesos extractivos de una cierta importancia, bien como áridos de machaqueo o como roca usada en la construcción, aunque existen indicios mineros de aprovechamiento de otro tipo de sustancias: arcillas, arenas caoliníferas, gravas y arenas y turba.

Respecto a los áridos existen trece explotaciones en el ámbito de la Hoja. Ocho están asociadas a los relieves mesozoicos que atraviesan la Hoja de E a O, siete de las cuales están abandonadas y sólo una de ellas («El Risco») está en producción en la actualidad, empleándose el material calcáreo para la fabricación de hormigones, preferentemente. El tamaño de las explotaciones es pequeño, a excepción de la que está en explotación y de una abandonada al sureste de Avellanosa de Muño, las cuales son de tamaño medio (ver Tabla).

Las calizas empleadas en la obtención de áridos de machaqueo corresponden al Santoniense y al Campaniense, con tres y cuatro explotaciones respectivamente. También existe una explotación abandonada que aprovechó las calizas tableadas y nodulosas del Turoniense-Senoniense en las proximidades de Tejada, parte oriental de la Hoja.

Se trata, en el caso de los materiales santonienses, de calizas muy recrystalizadas y aspecto masivo que presentan generalmente colores claros (blancos, rosados y amarillos) y aspecto tableado. Están bastante fracturadas, al constituir el eje apretado del anticlinal. El conjunto calcáreo campaniense está constituido por calizas micríticas de color blanquecino y aspecto finamente tableado (20-40 cm) que hacia el techo se hacen mas masivas y oquerosas, predominando los tonos grisáceos.

Aparte de las explotaciones para áridos citadas anteriormente y asociadas a los depósitos mesozoicos, existen en la Hoja cuatro explotaciones abandonadas que beneficiaron materiales del Mioceno, todas ellas de pequeño tamaño y de una importancia plenamente local. Dos de ellas se encuentran en las proximidades de Lerma, sobre materiales correspondientes al Páramo Inferior (Vallesiense inferior) y otras dos en el término de Santa M.^a del Mercadillo, borde suroriental de la Hoja, donde aprovecharon tramos carbonatados del Vallesiense medio-Vallesiense inferior.

En las calizas masivas de la Formación Burgo de Osma se localizan antiguas canteras destinadas a la fabricación de sillares para jambas y dinteles de puertas y esquinas de edificios. Pueden observarse canteras abandonadas en los municipios de Tejada y Ciruelos de Cervera y al Sur de las localidades de Villoviado, Rabé de los Escuderos y Quintanilla de la Mata. Los travertinos situados entre las localidades de Nebreda y Solarana también fueron explotados; los espacios entre las nervaduras de las bóvedas de algunas iglesias, como la de Tejada, están recubiertos con travertinos, que probablemente procedan de dichas canteras.

El empleo de la caliza como roca ornamental parece iniciar su andadura en la zona, tras cambiar sus métodos artesanales por otros típicamente industriales. Así, en la actualidad, existe una concesión de explotación denominada «Tejada» (al O de dicha localidad), que se halla en una fase inicial de investigación y que está evaluando las posibilidades ornamentales de unas calizas cremas de edad Turoniense superior-Santoniense inferior. Igualmente en la zona oriental de la Hoja existen labores de investigación, ya abandonadas, para aprovechar esta misma formación en su contacto con la unidad superior.

Consideramos que las posibilidades de incremento del sector en esta Hoja y en Hojas contiguas es muy elevado, dadas las características de los materiales calcáreos y la variedad de los mismos, tanto desde el punto de vista mineralógico, textural, estructural y ornamental.

Aparte de las explotaciones de áridos y el inicio de la actividad extractiva en el sector de la roca ornamental, la Hoja de Cilleruelo de Abajo presenta diversos indicios de otra serie de sustancias como son las: arcillas, arenas caoliníferas, gravas y arenas, turba y diversos tipos de materiales calcáreos.

Las arcillas vallesienses de las proximidades de Santa M.^a del Mercadillo, fueron empleadas en cerámica estructural dentro del ámbito local.

Las arenas caoliníferas están asociadas a los afloramientos de la Formación Utrillas que aparecen en el núcleo del anticlinal de Tejada, pero presentan un interés muy bajo.

Con respecto a los materiales calcáreos, aparecen diversos indicios asociados a las calizas del Cretácico superior, al Oligoceno medio y superior y al Vallesiense inferior (Páramo I o Páramo Inferior).

Un resumen de lo expuesto anteriormente queda reflejado en la Tabla adjunta:

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Hidrología superficial

La totalidad de la superficie de esta Hoja se encuentra dentro del sector oriental del tramo medio de la Cuenca Hidrográfica del Duero o Zona II, y sus aguas vierten a los ríos Arlanza, Esgueva y Henar, cuyas subcuencas se denominan 13₄, 23₁ y 23₂, respectivamente, según MOPU-DGOH (1988).

La Sierra de Peñas de Cervera —y su continuación occidental en las parameras de Iglesiarrubia— actúa como divisoria de aguas para los cursos que parten de su vertiente N. Se trata de arroyos cortos, generalmente con escaso caudal y que desembocan directamente en el río Arlanza, el cual discurre con dirección E-O cerca del límite septentrional de la Hoja. En el flanco S del Anticlinal de Tejada, entre Fontioso y Ciruelos de Cervera, se originan multitud de arroyos que forman una red dendrítica en las cabeceras de los ríos Esgueva y Henar, el cual es afluente a su vez del anterior. Ambos cursos tienen una dirección predominante E-O, aunque presentan tramos con sentido N-S, lo cual es debido posiblemente a las directrices estructurales del zócalo.

Al O de Fontioso nace el arroyo de Valtrasero que, por su dirección NE-SO, debería pertenecer a la subcuenca del Esgueva, sin embargo, su captura por el río Franco a la altura de Villafuella le incorpora a la subcuenca del Arlanza, pese a su origen en la vertiente meridional de la Sierra de Cervera.

Otro rasgo destacable de la hidrología superficial es la presencia de numerosos encharcamientos temporales de carácter endorreico. Se trata de pequeñas lagunas o humedales esteparios, en los cuales el agua se mantiene durante gran parte del año gracias a la existencia de materiales poco permeables en su fondo (arcillas y margas). Se alimentan de aguas pluviales y

Cuadro 1. Hoja n.º 314 (Cilleruelo de Abajo)

Punto	UTM (X)	UTM (Y)	Denominación	Municipio	Provincia	Sustancia	Edad	Ud. geológica ¹	Aplicación	Tipo de explotación ²	Tamaño ³
1	455000	4644500	—	Tejada	Burgos	Arena caolinífera	Albense-Cenom.	3		IN	
4	440700	4634950	—	Bahabón de Esgueva	Burgos	Turba	Aluvial	26		IN	
6	455100	4634350	—	Sta. M.ª del Mercadillo	Burgos	Caliza	Vallesiense superior	22	Áridos de machaqueo	EB	P
7	453600	4634200	—	Sta. M.ª del Mercadillo	Burgos	Caliza	Vallesiense medio	20 (c)	Áridos de machaqueo	EB	P
8	455250	4637500	—	Sta. M.ª del Mercadillo	Burgos	Arcilla	Vallesiense medio	20	Cerámica estructural	EB	P
9	439050	4646250	—	Lerma	Burgos	Caliza	Campaniense	7	Áridos de machaqueo	EB	P
10	441500	4646850	—	Nebreda	Burgos	Caliza	Santoniense	6	Áridos de machaqueo	EB	P
12	435675	4645850	—	Lerma	Burgos	Caliza	Vallesiense inferior	19	Áridos de machaqueo	EB	P
13	433800	4647350	—	Avellanosa de Muño	Burgos	Caliza	Campaniense	7	Áridos de machaqueo	EB	P
14	455400	4645800	—	Tejada	Burgos	Caliza	Campaniense	7	Áridos de machaqueo	EB	P
15	456000	4647650	—	Quintanilla del Coco	Burgos	Caliza	Oligoceno medio	13		IN	
17	444400	4646050	—	Solarana	Burgos	Caliza	Santoniense	6	Áridos de machaqueo	EB	P
18	454200	4644000	—	Tejada	Burgos	Caliza	Santoniense	6	Roca ornamental	EB	P
19	434250	4631950	—	Cabañes de Esgueva	Burgos	Caliza	Vallesiense inf.	19		IN	
20	453875	4635100	—	Sta. M.ª del Mercadillo	Burgos	Arcilla	Vallesiense medio	20	Cerámica estructural	EB	P

Cuadro 1. Hoja n.º 314 (Cilleruelo de Abajo) (continuación)

Punto	UTM (X)	UTM (Y)	Denominación	Municipio	Provincia	Sustancia	Edad	Ud. geológica ¹	Aplicación	Tipo de explotación ²	Tamaño ³
21	433250	4647350	—	Avellanosa de Muño	Burgos	Caliza	Campaniense	7	Áridos de machaqueo	EB	M
22	436100	4645400	—	Lerma	Burgos	Caliza	Vallesiense inferior	19	Áridos de machaqueo	EB	P
23	437750	4647250	El Risco ⁴	Lerma	Burgos	Caliza	Santoniense	6	Áridos de machaqueo	EA	M
24	454850	4645500	—	Tejada	Burgos	Caliza	Tur.-Santonien.	5	Áridos de machaqueo	EB	P
25	437050	4648100	—	Nebreda	Burgos	Grava y arena	Aragoniense	17		IN	
26	444300	4645850	—	Nebreda	Burgos	Caliza	Santoniense	6		IN	
27	453800	4644850	Tejada	Tejada	Burgos	Caliza	Tur.-Santonien.	5	Roca ornamental	EI	en inicio
28	456300	4641650	—	Ciruelos de Cervera	Burgos	Caliza	Tur.-Santonien.	5-6	Roca ornamental	EB	P
29	455450	4644600	Tejada	Tejada	Burgos	Grava y arena	Albense-Cenom.	3	Áridos	EA	P

¹ Numeración empleada en la Cartografía MAGNA de la Hoja n.º 314.

² EA = explotación activa; EI = explotación intermitente; EB = explotación abandonada; IN = indicio.

³ M = mediano; P = pequeño.

⁴ Existe planta de machaqueo y clasificación.

de descargas subterráneas locales procedentes de los Páramos, y no suelen tener más de un metro de profundidad. Su importancia reside en el interés de sus valores ecológicos, por lo que muchas de ellas se hallan registradas en el Catálogo de Regional de Zonas Húmedas (JCL, 1988 y DGOH, 1990 y 1995). En el cuadro siguiente se resumen las características de las más importantes localizadas en esta Hoja.

La densidad de población de los municipios incluidos en la Hoja no supera, salvo en las cercanías de Lerma, los 10 hab/km² y las mayores extensiones de terreno llano, dedicadas a cultivos de regadío, se ubican en la vega del Esgueva (T.M. de Pinilla-Trasmonte), con menos del 50% de la superficie agrícola disponible (ITGE, 1998). Por todo lo cual, la demanda hídrica generada puede considerarse muy baja y en gran medida se satisface mediante captaciones subterráneas.

Las extracciones de aguas superficiales se realizan directamente de los cauces fluviales, ante la ausencia de obras de regulación hidráulica. El único curso con aportaciones destacables es el río Esgueva, con un caudal medio anual de 1,1 m³/seg, aforado en Cabañes de Esgueva (límite sur de la Hoja) y unas aportaciones medias de 35 hm³/año (serie hidrológica 1945-95).

Los datos de calidad de los cursos superficiales de la Hoja se refieren únicamente a la cabecera del Esgueva, cuyas aguas están calificadas como «excelentes», de acuerdo con el Índice de Calidad General (I.C.G.), recogidos para el Plan Hidrológico del Duero (MOPTMA, 1994). Sin embargo, a partir de Valdeande se produce un deterioro progresivo de su pureza, debido a los vertidos urbanos sin depurar y a la contaminación difusa por lixiviados agropecuarios que el generalmente escaso caudal de dicho río (menos de 1 m³/s en estiaje) no puede dispersar.

Número de orden	Denominación	Término municipal	Longitud (m)	Anchura (m)	Cota (m.s.n.m.)	Valor ambiental
18	Charca del Corral de los Majanos I	Cilleruelo de Abajo	Menos de 25	Menos de 25	945	Local
19	Charca del Corral de los Majanos II	Ídem	Ídem	Ídem	940	Local
20	Charca del Alto de la Viña	Ídem	Ídem	Ídem	950	Local
21	Charca de la Buena Espinosa	Ídem	Ídem	Ídem	950	Local
22	Charca de la Carretera	Fontioso	30	20	970	Local
23	Charca del Camino de Contezuela	Ídem	Menos de 25	Menos de 25	960	Local
34	La Laguna	Pinilla-Trasmonte	Ídem	Ídem	960	Local

6.2.2. Características hidrogeológicas

Los acuíferos distinguidos en la Hoja de Cilleruelo de Abajo se agrupan en dos de las Unidades Hidrogeológicas establecidas para la Cuenca del Duero (DGOH-ITGE, 1988), que son: **U.H. 02.09 Burgos-Aranda** y **U.H. 02.10 Arlanza-Ucero-Avión**. La primera de ellas se incluye dentro del antiguo Sistema Acuífero N.º 8 o Terciario detrítico central del Duero, mientras que la U.H. 02.10 coincide con la mitad norte del Sistema 10 (Unidad kárstica mesozoica del extremo septentrional de la Cordillera Ibérica), de acuerdo con IGME (1980).

6.2.2.1. Unidad Hidrogeológica 02.09 Burgos-Aranda

Tiene una superficie de total de 6.262 km², de los cuales 348 km² se hallan incluidos en esta Hoja. Comprende las series miocenas detríticas de la Región Este o de la Ibérica (según IGME, 1980), los materiales carbonatados y terrígenos de los Páramos, y los depósitos aluviales y terrazas cuaternarias asociados a los ríos y arroyos principales.

Se pueden distinguir, por tanto, tres conjuntos litológicos capaces de originar acuíferos que, en orden de interés hidrogeológico decreciente, son los siguientes:

Acuífero Terciario Detrítico

Está constituido principalmente por lutitas, limos, areniscas y conglomerados de edad Mioceño s.l. La distribución de las diferentes facies y sus potencias relativas dan lugar a un acuífero complejo, heterogéneo y anisótropo, cuyo funcionamiento hidrodinámico es difícilmente determinable, ya que solo se dispone de los datos puntuales obtenidos en algunos de los escasos sondeos de explotación que atraviesan dichas formaciones. Tales materiales pueden alcanzar una potencia superior a los 1.500 m dentro de esta Hoja (ITGE, 1998), correspondiendo el 90% de la misma a los de granulometría más fina y menor permeabilidad (limos y arcillas), mientras los niveles acuíferos, constituidos por lentejones de areniscas y conglomerados, abarcan solo un 10% de la misma. Por ello, puede decirse que se trata de un acuífero multicapa, que se comporta como confinado o semiconfinado.

Acuífero de los Páramos

Es el que forman los niveles de calizas y dolomías karstificadas y fracturadas de los Páramos inferior y superior, que se encuentran separados entre sí, y de la unidad detrítica basal, por potentes paquetes margoso-arcillosos. También hay que incluir en este apartado a los conglomerados calcáreos situados en la base de estas secuencias, cuyo comportamiento hidrogeológico será muy similar al del resto de los paquetes carbonatados. Los acuíferos que originan pueden ser libres o semiconfinados, dependiendo de si los bancos calcáreos (permeables) se sitúan en superficie o aislados de la misma mediante paquetes margosos semipermeables (acuitardos).

Estas formaciones son las que presentan una explotación hidrogeológica más intensa en la U.H. 02.09, dentro de la Hoja. Esto es debido a que los niveles saturados pueden alcanzar-

se con cierta facilidad, mediante pozos o sondeos poco profundos (generalmente menos de 100 m).

La zona que ofrece mejores perspectivas de cara a la extracción de aguas subterráneas de los Páramos se encuentra en la mitad meridional de la Hoja, y coincide aproximadamente con el cuadrilátero comprendido entre las localidades de Pinilla-Trasmonte, Cilleruelo de Arriba, Cilleruelo de Abajo y Bahabón de Esgueva, tal como lo demuestra la concentración de explotaciones cuyos datos se recogen en la siguiente tabla.

Los niveles acuíferos de los Páramos originan numerosos manantiales que alimentan a los arroyos y humedales, y a su vez sirven para cubrir demandas hídricas puntuales. Estas surgencias presentan un caudal medio de unos 3 l/s, con importantes fluctuaciones estacionales.

Las descargas más importantes se concentran en los alrededores de Cilleruelo de Arriba, localizadas en charnelas sinclinales, cuyo abastecimiento se nutre de una de ellas: la Fuente del Pueblo (N.º 19137007), con un caudal de 10 l/s.

Número de inventario (ITGE)	Prof. (m)	Profundidad de los niveles acuíferos (m)	Litología	Uso del agua	Otros datos
19135004	35			Agricultura	N.E. = 10 m Q = 16 l/s
19135005	22	2-10 20-22	Calizas Gravilla	No se usa	
19137001	36	0-34	Calizas	Agricultura	N.E. = 14 m Q = 20 l/s
19137008	50	7-50	Calizas	Ídem	Q = 50 l/s
19137009	50	7-50	Calizas	Ídem	Q = 100 l/s
19137011	184	7-50	Calizas	Ídem	Q = 50 l/s
19137012	44	7-44	Calizas	Ídem	Q = 50 l/s
19137016	85	5-23 23-30 30-85	Calizas Arena y grava Calizas	Ídem	Q = 16 l/s
19137017	80	5-7 7-80	Calizas Calizas y arcilla	Abastecimiento	Q = 18 l/s
19137020	180			Agricultura	Q = 19 l/s
19238004	87	12-22 57-87	Calizas Calizas	Agricultura	Q = 16 l/s

(*) Piezómetro de la red de control del ITGE.
Q = Caudal de explotación.
N.E. = Nivel estático (medido desde la boca del sondeo).

Otras descargas de menor entidad están en las suaves charnelas sinclinales de los materiales neógenos (Fuentes de Mercadillo, Pinilla y Pineda-Trasmonte, (ver esquema tectónico y la siguiente tabla de manantiales).

Acuíferos aluviales y terrazas

Están asociados a los depósitos recientes de los principales ríos y arroyos que atraviesan la unidad, como el Esgueva, Henar o Mataviejas. Litológicamente, se encuentran formados por gravas, arenas, limos y cantos de caliza, con un espesor que generalmente no supera los 15 m. Originan acuíferos libres con porosidad intergranular, que se explotan mediante pozos de gran diámetro, con profundidades de 3 a 10 m. y que aportan caudales que oscilan entre 1 y 15 l/s dependiendo del espesor saturado y de la interconexión río-acuífero.

La U.H. Burgos-Aranda es una de las más extensas de la Cuenca del Duero, por lo que cualquier dato sobre su balance hídrico, referido únicamente a esta Hoja, resulta poco representativo. Según lo expuesto en DGOH-ITGE (1988) y en ITGE (*op. cit.*) sobre el funcionamiento hidrogeológico esta unidad, hay que considerar una recarga anual por infiltración de agua procedente de precipitaciones de 130 hm³ (de los cuáles unos 7 hm³ corresponden a esta Hoja), y unas entradas subterráneas procedentes del Mesozoico (U.H. 02.10) de 106 hm³/año. En cuanto a sus salidas, se han estimado en 220 hm³/año a través de manantiales y cursos de agua superficiales; unas extracciones por bombeos de 10 hm³/año, y una descarga profunda de 6 hm³/año hacia la U.H. Región Central (02.08).

El funcionamiento hidrogeológico de esta unidad indica un flujo tridimensional complejo, con una componente general en sentido E-O. El área de recarga se sitúa junto a la Cordillera Ibérica y las zonas de descarga se localizan en las inmediaciones de los ríos principales, donde se detectan flujos ascendentes que dan lugar a sondeos surgentes (sector Lerma-Sta. M.^a del Campo), sobre todo en el caso de los que cortan los niveles más profundos del «acuífero Terciario Detrítico».

Número de inventario (ITGE)	Nombre	Término municipal	Caudal (l/s)	Utilización
19133004	Fte. de Valdepila	Pineda Trasmonte	3	Ninguno
19136004	Fte. del Dujón	Pineda Trasmonte	2	Abastecimiento
19137002	Fte. del Angostillo	Cilleruelo de Arriba	0,5	Ninguno
19137003	Fte. Valdembruño	Ídem	1	Ídem
19137004	Fte. la Nava	Ídem	1	Ídem
19137005	Fte. Herrera	Ídem	3,5	Ídem
19137006	Fte. del Cobo	Ídem	1	Ídem
19138002	Fte. de la Piñuela	Sta. M. ^a del Mercadillo	2	Abastecimiento

La explotación de aguas subterráneas puede considerarse de poco importante en esta parte de la Campiña burgalesa, a pesar de la abundancia de sondeos. Esto es debido fundamentalmente a su baja densidad de población (5 a 10 hab/km²) y a lo extensivo de su agricultura. Este hecho ha contribuido a que los niveles piezométricos hayan mantenido una notable estabilidad durante el periodo de control abril/73-abril/86 (ITGE, 1991), originándose incluso un área con ascensos de niveles en torno a Pineda-Trasmonte (Fig. 7). Sin embargo, todo estos detalles se encuadran dentro de una tendencia piezométrica general regresiva, para toda la U.H. Burgos-Aranda, aunque por el momento no se detectan problemas de sobre-explotación.

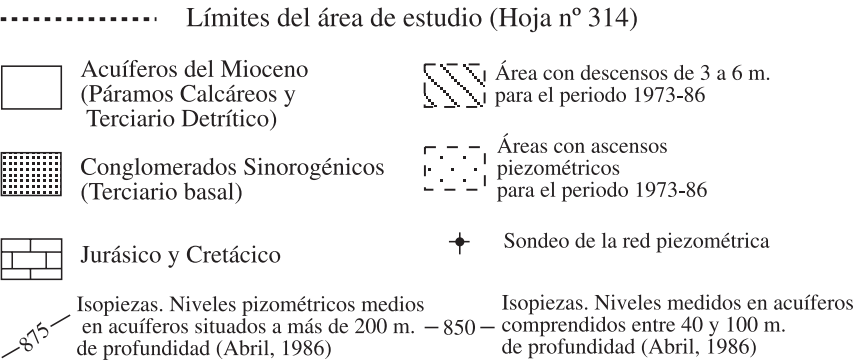
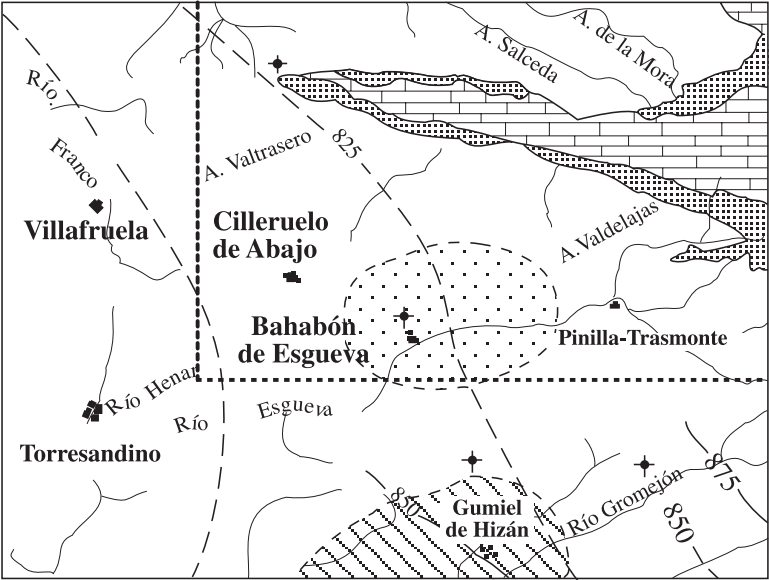


Figura 7. Esquema hidrogeológico general. Isopietas. Niveles piezométricos.

Los datos de calidad referentes a las aguas subterráneas de esta unidad permiten clasificarlas dentro del tipo *bicarbonatado cálcico-magnésico*, con excepción de las relacionadas con facies yesíferas, que son de tipo sulfatado (IGME, 1987). Suelen presentar una mineralización débil, una dureza intermedia a baja y una conductividad de 300 a 400 mS/cm (367 mS/cm en el punto n.º 19137020) Por lo cual, son aptas para abastecimiento y regadío, hallándose en este caso incluidas dentro de los grupos C_1S_1 y C_1S_2 .

Hasta el momento actual no se han detectado problemas de contaminación en las aguas subterráneas de esta zona. Las concentraciones de nitratos procedentes de actividades agropecuarias son muy bajas en los niveles acuíferos profundos (menos de 3 mg/l). Pese a ello, conviene adoptar medidas de protección en las zonas donde existan acuíferos libres, más vulnerables, en lo referente al empleo intensivo de productos fitosanitarios y abonos nitrogenados, y a la ubicación de actividades potencialmente contaminantes (vertederos, ganadería intensiva o industrias).

6.2.2.2. *Unidad Hidrogeológica 02.10 Arlanza-Ucero-Avión*

Incluye los acuíferos que originan los materiales mesozoicos y terciarios adosados a los flancos occidental y meridional de las sierras de la Demanda, Neila y Peñas de Cervera. Tiene una superficie total de 2.235,8 km², de los que 165,3 km² corresponden al triángulo comprendido entre Avellanosa de Muño, Ciruelos de Cervera y el borde N de la Hoja de Cilleruelo de Abajo. Los límites de esta U.H. están poco definidos. Se considera que hacia el N entra en contacto con las formaciones detríticas del Jurásico terminal y Cretácico inferior (Facies Purbeck y Weald, respectivamente), en las que predominan los materiales de baja permeabilidad como arcillas y margas.

Hacia el O y S, las formaciones mesozoicas y los conglomerados de borde del Terciario inferior están en contacto con los acuíferos del Terciario Detrítico de la Ibérica, semejantes a los descritos para las UU.HH. Burgos-Aranda (02.09) y Cubeta de Almazán (02.15), con las que posiblemente se encuentran en comunicación hidráulica (ITGE, 1998).

Las formaciones con materiales porosos, que dan lugar a los principales niveles acuíferos de la unidad 02.10 se incluyen en el Jurásico s.l., en la «Serie Carbonatada» finicretácica y en los conglomerados poligénicos del Terciario basal. El resto de las unidades litoestratigráficas mesozoicas que afloran en esta Hoja se consideran acuitardos por su baja permeabilidad, aunque ocasionalmente contengan tramos arenosos, como es el caso de la Formación Utrillas.

Así en el Anticlinal de Tejada, afloran en su núcleo las formaciones calcáreas del Jurásico y los materiales detríticos del Cretácico inferior-medio, y en sus flancos se disponen las calizas y margas del Cretácico superior, comunicadas hidráulicamente con los conglomerados terciarios discordantes. Los acuíferos originados en ella suelen funcionar como kársticos libres o semiconfinados y su recarga se efectúa mediante infiltración de aguas pluviales, descargándose a través de manantiales y, en menor medida, por los sondeos de explotación.

Sus parámetros hidráulicos indican una transmisividad de 1.000 a 1.500 m²/día, y un coeficiente de almacenamiento comprendido entre 0,02 a 0,06, por lo que es posible extraer caudales importantes mediante sondeos, siempre que se alcancen las calizas del Cretácico, sobre todo si están confinadas bajo la cobertera lutítico-arenosa del Mioceno (hacia los 200 m. de profundidad). Los datos disponibles sobre la explotación de aguas subterráneas en este sector de la U.H. 02.10 son escasos. Los principales sondeos cuyos datos existen en el Inventario de Puntos Acuíferos del ITGE, se resumen en la siguiente tabla:

Número de inventario (ITGE)	Prof. (m)	Caudal (l/s)	Niveles acuíferos explotados y profundidades (m)	Utilización
19131004	120	120	80-120: Calizas (Cretácico)	Agricultura
19132002	130	12	Terciario Detrítico	Abastecimiento
19133003	120		Terciario Detrítico	Abandonado (surgente)
19133005	210		38-56: Calizas (Mioceno) 204-206: Arenas (Mioceno) 206-210: Calizas (Cretácico)	Ganadería
19133007	200	10	Terciario Detrítico	Agricultura
19134003	160	20	Calizas del Cretácico superior y agricultura	Abastecimiento
19138005	87	3	Terciario Sinorogénico	Agricultura

Aunque los sondeos practicados en los materiales del Cretácico permiten extraer caudales muy considerables con niveles dinámicos próximos a la superficie, la vía de descarga más importante de estos acuíferos la constituyen los manantiales. Estos surgen principalmente de las calizas, alimentando las cabeceras de los arroyos principales de la Hoja, pese a que sus aportaciones son relativamente modestas, en comparación con las registradas en otras áreas próximas (manantiales de Cuevas de Juarros o Huerta del Rey, por ejemplo).

Los datos recogidos de las surgencias más destacables de la U.H. 02.10 en esta Hoja se registran en el cuadro resumen siguiente:

Número de inventario (ITGE)	Nombre	Término municipal	Caudal (l/s)	Utilización
19134001	Desconocido	Ciruelos de Cervera	4	Ganadería
19134002	Fte. del Pueblo	<i>Ídem</i>	5	Abastecimiento
19138001	Fte. del Pozuelo (arroyo del Val)	<i>Ídem</i>	0,5	Ninguna

Aunque algunas de las descargas mas importantes se localizan en charnelas sinclinales (Fuente Castro en el Sinclinal de Santo Domingo de Silos, término de Tejada). Otro nivel de fuentes, aunque en general de escaso caudal, se sitúa en el techo o la base de las margas cenomanenses (Fuentes del Prao Bajero, Valdecocero, El Pico y Sanlpe en el municipio de Tejada).

Finalmente, en lo referente al balance hídrico general de esta U.H., hay que considerar una recarga directa, mediante infiltración de aguas pluviales a través de las formaciones permeables aflorantes (un 12% de la superficie total) de 160 hm³/año, de los cuales 11,8 hm³ corresponden a esta Hoja. A esto hay que añadir 6 hm³ procedentes de la infiltración indirecta de acuíferos aluviales y pérdidas de los embalses

Por su parte, las descargas de estos acuíferos, se distribuyen de la siguiente forma: A través de manantiales y cursos superficiales, con 59 hm³/año; por bombeos y sondeos surgentes, calculada en 1 hm³/año, y mediante aportaciones profundas hacia la U.H. Burgos-Aranda, que se estiman en 106 hm³/año.

La calidad química de las aguas subterráneas de esta unidad puede considerarse «excelente». Se encuentran clasificadas dentro del tipo *bicarbonatadas cálcicas*; de dureza intermedia y mineralización débil, con una conductividad de entre 300 y 500 mS/cm (IGME, 1987 e ITGE, 1998). En general, se trata de aguas aptas para cualquier tipo de uso, hallándose incluidas dentro de los grupos C₁S₁ y C₂S₁ de la clasificación de aguas para regadío.

Debido a su estructura productiva, este sector de la provincia de Burgos no soporta una carga contaminante excesiva, por lo que no se detectan alteraciones graves en la calidad de las aguas subterráneas. Sin embargo, comienzan a notarse los efectos del empleo abusivo de fertilizantes nitrogenados en la agricultura, por la presencia de nitratos en algunos puntos (26 ppm. en el sondeo n.º 19132002). Por ello, conviene prestar atención a la ubicación de actividades potencialmente contaminantes, de cara a preservar la calidad de a los recursos subterráneos, especialmente en el caso de los acuíferos kársticos libres.

7. BIBLIOGRAFÍA

- AEROSERVICE LTED. (1967). *Mapa Geológico de la Cuenca del Duero, E. 1;250.000*. Inst. Nacional de Colonización e IGME. Madrid.
- AGUILAR, M. J.; RAMÍREZ DEL POZO, J. Y RIBA, O. (1971). Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geológicos* 27, 497-512.
- AGUIRRE, E. (1989). El Límite Inferior del Pleistoceno, en *Mapa del Cuaternario de España. E.1: 1.000.000*, pp. 87-94. ITGE. Madrid.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trabajos Neógeno-Cuaternario* 6, pp. 7-29. I.L.M. C.S.I.C.

- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, N. y SALOMON, J. (1982). Cameros-Castilla» en *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, 345-456.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R. y MELÉNDEZ, N. (1993). Late Cretaceous carbonate platform. Origin and evolution, Iberian Ranges, Spain» en *Cretaceous Carbonate Platforms* (J. A. Toni Simo, R. W. Scott y J. P. Masse, Eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 56, 297-313.
- ARÁNZAZU, J. M. (1877). Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Com. Mapa. Geol. España*, IV, 1-41.
- ARMENTEROS, I. (1986a). Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno del Sector Suroriental de la Depresión del Duero. (Aranda de Duero-Pañafiel). Tesis Doctoral. Ediciones de la Diputación de Salamanca. Serie Castilla y León, 1; 471 pp.
- (1986b). Evolución paleogeográfica miocena en el sureste de la Depresión del Duero. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 23: 325-337.
- (1991). Contribución al conocimiento del Mioceno lacustre de la Cuenca del Duero (sector centro-oriental, Valladolid-Pañafiel-Sacramenia-Cuéllar). *Acta Geologica Hispanica*, 26, 2, 97-131.
- ARMENTEROS, I. y CORROCHANO, A., (1994). Lacustrine record in the continental Tertiary Duero Basin (northern Spain), en *Global geological Record of Lacustrine Basins*, vol. 1 (E. Gierlowski y K. Kelts, eds.). Cambridge University Press, World and Regional Geology, Series 4, 44-51.
- ARMENTEROS, I. y DALEY, B. (1998). Pedogenic modification and structure evolution in palustrine facies as exemplified by the Bembridge Limestone (late Eocene) of the Isle of Wight, southern England. *Sedimentary Geology*, 119, 263-274.
- ARMENTEROS, I., BUSTILLO, M.^a A. y BLANCO, J. A., (1995). Pedogenic and groundwater processes in a closed Miocene basin (northern Spain). *Sedimentary Geology*, 99, 17-36.
- ARMENTEROS, I., GONZÁLEZ DELGADO, J. A., CIVIS, J., DABRIO, C. J. (1986). El problema del Neógeno superior en la Cuenca del Duero: Nuevos datos paleontológicos en el sector Peñafiel-Almazán (Invertebrados). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 22, 265-278.
- ARMENTEROS, I.; VALLE, M. F.; ALONSO GAVILÁN, G; RIVAS-CARBALLO, M. R. y HERRERO, A. (1997). Continental Neogene of Peñafiel-Valles de Fuentidueña (Valladolid-Segovia) area. Biostratigraphic problems, en *The Neogene continental of the Duero Basin (Spain), Field trip guide*. Second Congress R.C.A.N.S. Salamanca (Spain). Sep 29-oct. 6, 1997.
- BLAIR, T. C. y McPHERSON, J. G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, A64, 450-489.
- BEUTHER, A.; DAHM, M., KNEUPER, F.; MENSINK, H. y TISCHER, G. (1965). Der Jura und Wealden in Nordöst-Spanien. *Beih. Geol. Jb.* 44, 225pp.

- BREWER, R., (1964). *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. J. Wiley, New York, 470 pp.
- BIROT y SOLE SABARIS (1954). Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique. *Men. et Doc. du C. N. R. S.*, 4, 9-61. París.
- CALDERÓN, S. (1874). Noticia de la existencia de Ostrea y Radiolites en Castroceniza (Burgos). *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* III, 78.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YÉBENES, A. (1982). Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geol. Min. IGME V (I)*, 290 p.
- CHUDEAU, R. (1896): *Contribution a l'etude géologique de la Vieille Castille*. Th. pr. Fac. des Sciences Paris.
- CORROCHANO, A. y ARMENTEROS, I., (1989). Los sistemas lacustres de la Cuenca del Duero. In *Sistemas Lacustres Cenozoicos de España. Acta Geol. Hispánica*, 24, 3/4, 259-279.
- CRUSAFONT, M. y CELORRIO, J. M., (1959). Sobre un yacimiento de mamíferos fósiles en Aranda de Duero (Burgos). *Estudios Geológicos*, 25: 41-44.
- DGOH (1990). *Estudio de las Zonas Húmedas de la España Peninsular*. Inventario y Tipificación.
- DGOH (1995). Proyecto de Apoyo Técnico a los Planes Hidrológicos de Cuenca en los aspectos relacionados con Zonas Húmedas. *Actualización del Inventario de Zonas Húmedas*.
- DGOH-ITGE (1988). *Delimitación de las Unidades Hidrogeológicas del Territorio Peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características: 02 Cuenca del Duero*. Estudio 07/88. Memoria, planos y fichas. Inédito.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. (1985). El Bajociense en la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid., 850 pp.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. y GÓMEZ, J. J. (1990). Facies aalenienses y bajocienses, con evidencias de emersión y carstificación, en el sector central del Cuenca Ibérica. Implicaciones paleogeográficas. *Cuad. Geol. Ibérica* 14, 67-111.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S.; GÓMEZ, J. J. y URETA, M. S. (1988). Características de la plataforma carbonatada del Dogger en el sector meridional de la Sierra de la Demanda (Soria). III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. *Ciencias de la Tierra. Geología*, 11, 167-194. Instituto de Estudios Riojanos.
- FERREIRO, E.; RUIZ, V.; LENDINEZ, A.; LAGO, M.; MELÉNDEZ, A.; PARDO, G.; ARDEVOL, L.; VILLENA, J., HERNÁNDEZ, A. y GÓMEZ, J. J. (1991). *Mapa Geológico de España. Escala 1: 200.000*, n.º 40 (Daroca). Primera edición, 239 pp. ITGE, Madrid.

- FLOQUET, M. (1991). La plateforme nord Castellaine au Crétacé supérieur (Espagne). *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, v. 14: 925 pp.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A. y MELÉNDEZ, A. (1982). El Cretácico superior, en *El Cretácico de España*. Univ. Complutense. Madrid, 387-456.
- FOLK, R. (1968). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Texas Hemphill's Book Store, Austin, 170 pp.
- FONT TULLOT, I. (1983). *Atlas Climático de España*. Inst. Nac. de Meteorología.
- GARCÍA DE DOMINGO, A.; CABRA GIL, P.; SOLÉ PONT, J.; GARCÍA GARCÍA DE ANDOÍN, B. R.; CAMERO BENITO, Y.; REY DE LA ROSA, J.; ALAMEDA REVALDERIA, J.; GALÁN PÉREZ, G. y PALACIO SUÁREZ, J. (1997). *Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*, n.º 238 (Villagonzalo-Pedernales). 2.ª Serie. MAGNA. ITGE. Madrid.
- GARCÍA DEL CURA, M. A. (1975). Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero (Zona oriental). Actas I. Coloquio Internacional sobre Bioestratigrafía Continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior (M. T. Alberdi y E. Aguirre, eds.), 77-82.
- GARCÍA HIDALGO, F. J.; SEGURA, M. y GARCÍA, A. (1997). El Cretácico del borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 10, 39-53.
- GLADFELTER, B.G. (1971). Meseta and Campiña Landforms in Central Spain. Univ. Chicago. Dep. Geogr. *Research Paper*, 130. 204 pp.
- GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (1979). Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas el sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 35, 569-598.
- GÓMEZ FERNÁNDEZ, J. C. y MELÉNDEZ, N. (1994). Estratigrafía de la «Cuenca de los Cameros» (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Rev. Soc. Geol. España*, 7, 121-139.
- GOUDIE, A. S. (1983). Calcrete, en *Chemical sediments and geomorphology. Precipitates and residua in the near surface environments*. (A. S. Goudie y P. Kenneth, Eds). Academic Press. 93-131. London.
- GOY, A.; GÓMEZ, J. J. y YÉBENES, A. (1976). El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades Litoestratigráficas. *Estudios Geol.* 32, 391-423.
- GOY, A. y SUÁREZ VEGA, L. C. (1983). El Jurásico, en *Geología de España*. (J. A. Comba Coord.) *Libro Jubilar J. M. Ríos* 62-79.
- GRACIA PRIETO, F. J.; NOZAL MARTÍN, F.; PINEDA VELASCO, A. y WOUTERS DE VRIES, P. F. (1990). Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7, 38-40.

- HERNÁNDEZ, J. M. (2000). Sedimentología, Paleogeografía y relaciones Tectónica-Sedimentación de los sistemas fluviales, aluviales y palustres de la Cuenca rift de Aguilar (Grupo Campoo, Jurásico Superior-Cretácico Inferior de Palencia, Burgos y Cantabria). Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco. 324 pp.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1932). Las terrazas cuaternarias del Duero en su tramo medio. *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat.*, 32, 479-487.
- IGME (1980). *Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Duero. Sistemas 8 y 12. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas*. Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid. 75 pp. y 21 planos.
- IGME (1987). *Calidad química de las aguas subterráneas de la Cuenca del Duero. Programa Nacional de Gestión y Conservación de los Acuíferos*. Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid. 43 pp. y 16 planos.
- ITGE (1991). *Mapa Hidrogeológico de España a E. 1:200.000. Hoja n.º 30 (Aranda de Duero)*. Primera Edición.
- ITGE (1998). *Atlas del Medio Hídrico de la Provincia de Burgos*. Memoria. Excma. Dip. Prov. de Burgos. 148 pp.
- ITGE-ENRESA (1991). *Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España a escala 1:100.000*. (no publicado).
- JULIÁ, R. (1983). Travertines, en *Carbonate Depositional environments*. Publ. AAPG. 64-72 .
- LARRAZET, M. (1896). Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño. Tesis Doctoral. Fac. Sci. Paris, série 4, 253, 310 pp.
- LÓPEZ OLMEDO, F.; ENRILE ALBIR, A.; CABRA GIL, P. (1997). Hoja y Memoria del *Mapa Geológico de España, E: 1: 50.000 N.º 313 (Antigüedad)*, 2.ª serie. MAGNA. ITGE. Madrid.
- LÓPEZ OLMEDO, F.; ENRILE ALBIR, A.; CABRA GIL, P.; SOLÉ PONT, J.; GARCÍA DE ANDOÍN, B. R.; CAMERO GENITO, Y.; REY DE LA ROSA, J.; ALAMEDA REVALDERIA, J.; GALÁN PÉREZ, G. y PALACIO SUÁREZ, J. (1997). Hoja y Memoria del *Mapa Geológico de España, E: 1: 50.000 N.º 345 (Roa)*, 2.ª serie. MAGNA. ITGE. Madrid.
- MAESTRO, A. (1999). Estructura y evolución alpina de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica). Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza, 334 pp.
- MALLADA, L. (1892). Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España. *Bol. Com. Mapa Geol. de España*.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988). *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo. Diputación de Zamora-CSIC. 306 pp.

- (1989). Características, rango, significado y correlación de las series ocre del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Studia Geológica Salmantica*, vol. 5. Ediciones Universidad de Salamanca. 239-252.
- (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica Alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (3-4), 337-351.
- (1994). Macizo Hespérico Septentrional. *Geomorfología de España*. Ed. Rueda. 25-62 .
- MAS, J. R.; ALONSO, A. y GUIMERA, J. (1993). Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 129-144.
- MAZO, A. V. y JORDÁ, J. F., (1994). Los prosboscídeos neógenos de Piquera de San Esteban (Cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 50: 239-245.
- MAZO, A. V.; VAN DER MADE, J.; JORDÁ, J. F.; HERRÁEZ, E. y ARMENTEROS, I. (1998). Fauna y Bioestratigrafía del yacimiento aragoniense de Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). *Estudios Geológicos*, 54, 231-248.
- MEDIAYVILLA, R.; ALCALÁ, L.; SANTISTEBAN, J. I.; ALBERDI, M.^a T.; DE LUQUE, L.; MAZO, A.; DE MIGUEL, I.; MORALES, J. y PÉREZ, B. (1996). *Estratigrafía y paleontología del Mioceno superior de la provincia de Palencia (sector central de la Cuenca del Duero)*. XIII Congreso Español de Sedimentología. Teruel, 1995. Comunicaciones, 153-154.
- MIALL, A. D. (1977). A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Reviews*, 13, 1-62.
- (1978). Facies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary, en MIALL, A. D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 5, 597-604.
- MOLINA, E. (1991). *Geomorfología y Geoquímica del paisaje. Dos ejemplos en el interior de la Meseta Ibérica*. 156 p. Ediciones Universidad Salamanca.
- MOLINA, E. y ARMENTEROS, I. (1986). Los arrasamientos Plioceno y Plio-pleistoceno en el sector suroriental de la cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmantica*, 22, pp. 293-307.
- MOLINA, E. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1989). Depresión del Duero, en *Mapa del Cuaternario de España. E. 1: 1.000.000*. ITGE. Madrid. 153-163.
- MOPTMA (1994). *Plan Hidrológico del Duero*.
- MOPU-DGOH (1988). *Plan Hidrológico del Duero*. Directrices.

- MUTTI, E.; DAVOLI, G.; TINTERRI, R. y ZAVALA, C. (1996). The Importance of Ancient Fluvio-Deltaic Systems Dominated by Catastrophic Flooding in Tectonically Active Basins. *Memorie di Scienze Geologiche (Padova)*, 48: 233-291.
- NAVARRO, A.; FERNÁNDEZ, A. y DOBLAS, J. G. (1989). *Las aguas subterráneas en España. Estudio de síntesis*, Tomo I: Memoria, 591 p., Tomo II: Cartografía.
- NÚÑEZ, A.; COLODRÓN, I.; ZAZO, C.; GOY, J. L.; CABAÑAS, I. y URALDE, M. A. (1975). *Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000*, N.º 275 (Sta. María del Campo), 2.ª serie. MAGNA. ITGE. Madrid.
- ORDÓÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, F. y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1976). Estudio Geológico de las «facies rojas» pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). *Estudios geológicos* 32: 215-220.
- PAPADAKIS, J. (1966). *Climates of the world and their agricultural potentialities*. Ed. por el autor, Buenos Aires.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1989). Submeseta Meridional, en *Territorio y Sociedad en España, I. Geografía física*. BIELZA, V. (Coord.). 176-187.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A.; MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A. y POL MÉNDEZ, C. (1994). Depresión del Duero. *Geomorfología de España*. Ed. Rueda. 351-388.
- PLANS (1969). Problemas del endorreísmo español. *Rev. de la R. Ac. de Cienc. Exact. Fis. y Nat.*, 63 (2), 271-309.
- PLATT, N. H. y PUJALTE, V. (1994). Correlation of Upper Jurassic-Lower Cretaceous continental sequences from the southern Biscay margin, northern Spain. *Journal of the Geological Society*, 151, 715-726.
- POL, C. (1985). Estratigrafía y paleogeografía de los sedimentos Cretácico-Paleógenos y Miocenos del Este de la Cuenca del Duero. Tesis Doctoral. 2T. Facultad de Geológicas. Universidad de Oviedo.
- POL, C. y CARBALLEIRA, J. (1986). El Sinclinal de Santo Domingo de Silos: estratigrafía y paleontología de los sedimentos continentales (borde Este de la Cuenca del Duero). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 22, 7-35.
- POL, C.; BUSCALIONI, A. D.; CARBALLEIRA, J.; FRANCÉS, V., LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; MARANDAT, B.; MORA-TALLA, J. J.; SANZ, J. L.; SIGE, B. y VILLATTE, J. (1992). Reptiles and mammals from the Late Cretaceous new locality Quintanilla del Coco (Burgos Province, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 184, 3, 279-314.
- POL MÉNDEZ, C. y CARBALLEIRA CUETO, J. (1986). El sinclinal de Santo Domingo de Silos: estratigrafía y paleogeografía de los sedimentos continentales (Borde E de la Cuenca del Duero). *Studia Geologica Salmanticensia*, XXII: 7-35.

- PUJALTE, V.; ROBLES, S. y HERNÁNDEZ, J. M. (1996). La sedimentación continental del Grupo Cam-póo (Malm-Cretácico basal de Cantabria, Burgos y Palencia): testimonio de un reajuste hidrográfico al inicio de una fase rift. *Cuad. Geol. Ibérica* 21, 227-251.
- QUINTERO AMADOR, I.; MANSILLA IZQUIERDO, H. y MARTÍNEZ DÍAZ, C. (1982). Memoria explicativa de la Hoja N.º 315 (Santo Domingo de Silos) del *Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000*, 2.ª serie. MAGNA. ITGE. Madrid.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971). Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del norte de España (Región Cantábrica). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 78, 357 pp.
- ROYO y GÓMEZ, J. (1926). *El Terciario continental de Burgos*. Excursión A-6. XIV Congreso Internacional, Madrid.
- RUÍZ, G. (1996). Arquitectura deposicional de las Facies Utrillas en la zona Central de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 251 pp.
- SAEFTEL, H. (1961). Paleogeografía del Albiense en las Cadenas Celtibéricas de España. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 63, 163-191.
- SÁNCHEZ LOZANO, R. (1884). Breve noticia acerca de la geología de la provincia de Burgos. *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 11.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1921). Estudios geológicos en el macizo cretácico del E de la provincia de Burgos. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXI, 410-421.
- (1923). Adiciones a la nota Estudios geológicos en el macizo cretácico del E de la provincia de Burgos. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXIII, 200.
- (1946). Explicación de la Hoja núm. 346, Aranda de Duero. *Mapa Geol. de España. 1:50.000*. Madrid. IGME.
- (1947). Explicación de la Hoja núm. 314, Cilleruelo de Abajo. *Mapa Geol. de España. 1:50.000*. Madrid. IGME.
- (1952). Explicación de la Hoja núm. 375, Fuentelcésped (Burgos). *Mapa Geol. de España. 1:50.000*. Madrid. IGME.
- SCHUDACK, M. y SCHUDACK, U. (1989). Late Kimmeridgian to Berriasian Paleogeography of the Northwestern Iberian Ranges (Spain). *Berliner geowiss. Abh.*, 106, 445-457.
- SCHWENZNER, J. E. (1936). La morfología de la región montañosa central de la meseta española. (traduc. de C. Vidal Box, 1943). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14, 121-147.
- (1943). La morfología de la región montañosa central de la meseta española. (Traduc. de C. Vidal Box). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T-XLI, pp.:121-147.

- SEGURA, M.; GARCÍA, A.; GARCÍA HIDALGO, J. F.; CARENAS, B.; RUIZ, G. y GIL, J. (1996). Relaciones genéticas entre las unidades litoestratigráficas del Cretácico medio y superior de la Cordillera Ibérica Occidental. *Geogaceta*, 20, 54-57.
- SYMOENS, J. J. (1951). Aperçu sur la végétation des tufs calcaires de la Belgique. *Bull. Soc. Royale Bot. Belg.*, v. 83, 239-352.
- VALLADARES, I. (1975). Sedimentología del Jurásico y Cretácico al sur de la Sierra de la Demanda. Tesis Doctoral Univ. Salamanca, 392 p.
- (1976 a). Estratigrafía del Cretácico superior calcáreo en el borde occidental de la Cuenca de Cameros (Burgos-Soria). *Studia Geol.*, 11, 93-108.
- (1976 b). Estratigrafía del Jurásico marino en el sector sur-occidental de la provincia de Burgos. *Studia Geol.*, 11, 151-161.
- (1980). Evolución de facies en el Jurásico calcáreo del sector sur-oriental de la provincia de Burgos. *Studia Geol.*, XVI, 37-57.
- VALLADARES, M. I. (1985). Facies y evolución en el Cretácico calcáreo del borde occidental de la cuenca de Cameros (Burgos-Soria). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 15, 99-113.
- WEIDMANN, J. (1975). El Cretácico superior del Picofrentes (Soria), Cadenas Celtibéricas (España). *Bol. Geol. Min. España*, 86, 252-261.
- (1979). Itinéraire géologique à travers le Crétacé moyen des Chianes Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du nord). *Cuad. Geol. Ibérica* 5, 127-214.
- WRIGHT, V. P. y TUCKER, M. E., (1991). Calcretes: an introduction, en *Calcretes*, V. P. WRIGHT and M. E. TUCKER (eds.), Int. Assoc. Sedimentol. Reprint Series, 2. 1-22.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

ISBN 84-7840-674-3



9 788476 406746