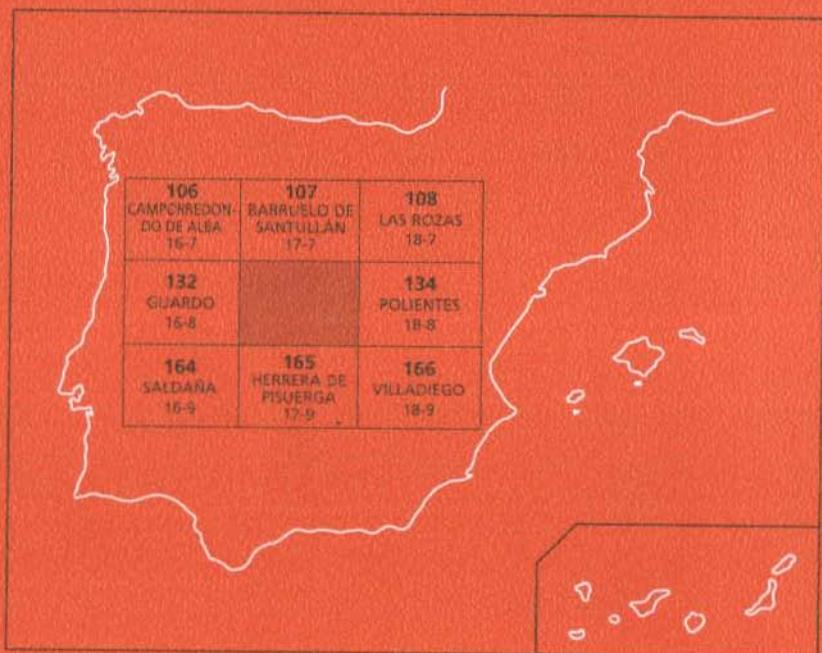




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



PRÁDANOS DE OJEDA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

PRÁDANOS DE OJEDA

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-2754-1997

ISBN: 84-7840-274-8

NIPO: 241-96-007-6

Fotocomposición: GEOTEM. S.L.

Impresión: Master's Gráfico, S.A.

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por «**Informes y Proyectos, S.A. (INIPSA)**» dentro del Programa MAGNA durante los años 1990 y 1991 con normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

EQUIPO DE TRABAJO

Cartografía Geológica y Redacción de memoria

F. López Olmedo (INYPISA)

A. Enrile (INYPISA)

P. Cabra (INYPISA)

Cuaternario y Geomorfología

P. Cabra (INYPISA)

Neotectónica

P. Cabra (INYPISA)

Sedimentología

J. Solé (INYPISA)

Estudio de muestras

J.M. Brell (Difracción R-X) (U.C.M.)

J.P. Calvo Sorando (Carbonatos) (U.C.M.)

R. Fort (Minerales pesados) (U.C.M.)

M. Bustillo (Minerales pesados) (U.C.M.)

Paleontología de Vertebrados

C. Sesé (C.S.I.C.)

J. Morales (C.S.I.C.)

Micropaleontología

J. Ramírez del Pozo

A. García Quintana (U.C.M.)

Recursos Naturales

J. Rey de la Rosa (INYPISA)

Hidrogeología

B. R. García de Andoain (EPTISA)

1.3.3. Malm-Cretácico inferior. Facies Purbeck. Kimmeridgiense-Berriasiense.....	33
1.3.3.1. <i>Lutitas anaranjadas, conglomerados poligénicos, areniscas y niveles calcáreos (9). Kimmeridgiense</i>	34
1.3.3.2. <i>Calizas grises, margas, lutitas y niveles carbonosos (10). Kimmeridgiense-Portlandiense</i>	36
1.3.3.3. <i>Margas, calizas, lutitas rojas y verdes y areniscas (11). Kimmeridgiense-Berriasiense</i>	39
1.3.4. Cretácico inferior. Facies Purbeck. Grupo Cabuérniga. Berriasiense-Valanginiense.....	41
1.3.4.1. <i>Areniscas y conglomerados (12). Formación Arcera. Berriasiense-Valanginiense</i>	42
1.3.4.2. <i>Arcillas y lutitas rojas y verdes, areniscas y calizas (13). Formación Aroco. Berriasiense-Valanginiense</i>	43
1.3.4.3. <i>Areniscas, conglomerados, lutitas y margas, con ostreidos (14). Formación Loma Somera. Berriasiense-Valanginiense</i> .	45
1.3.4.4. <i>Lutitas rojas y verdes con niveles de areniscas (15). Berriasiense-Valanginiense</i>	46
1.3.5. Cretácico inferior. Facies Weald. Valanginiense-Barremiense.....	47
1.3.5.1. <i>Areniscas y conglomerados con intercalaciones arcillosas (16). Valanginiense-Hauteriviense</i>	48
1.3.5.2. <i>Lutitas rojas y verdes con areniscas (17). Valanginiense-Barremiense</i>	49
1.3.6. Cretácico inferior. Aptiense-Albiense.....	49
1.3.6.1. <i>Conglomerados y areniscas pardo-rojizas (18). Aptiense-Albiense</i>	50
1.3.6.2. <i>Lutitas grises y rojas con areniscas y niveles carbonosos (19). Aptiense-Albiense</i>	52
1.3.7. Cretácico inferior-superior. Facies Utrillas. Albiense-Cenomaniense .	52
1.3.7.1. <i>Arenas y conglomerados con lutitas versicolores y alteraciones caoliníferas (20). Albiense superior-Cenomaniense</i>	53
1.3.8. Cretácico superior. Cenomaniense-Maastrichtiense.....	55
1.3.8.1. <i>Areniscas ocre, calizas con ostreidos, margas, lutitas y niveles carbonosos (21). Cenomaniense</i>	56
1.3.8.2. <i>Margas, calizas, biocalcarenitas y calizas margosas con ostreidos (22). Cenomaniense-Coniaciense</i>	57
1.3.8.3. <i>Calizas y biocalcarenitas (23). Cenomaniense-Coniaciense...</i>	59
1.3.8.4. <i>Margas grises y ocre con margocalizas a techo (24). Santoniense</i>	61

1.3.8.5.	<i>Calizas grises y ocre con dolomías (25). Santiense</i>	62
1.3.8.6.	<i>Alternancia de calizas ocre, calizas margosas y margas (26). Santiense superior-Campaniense basal</i>	63
1.3.8.7.	<i>Calizas grises con Lacazina y dolomías pardorojizas con biocalcarenitas (27). Santiense superior-Campaniense basal</i>	64
1.3.8.8.	<i>Margas ocre con margocalizas y biocalcarenitas (28). Campaniense</i>	64
1.3.8.9.	<i>Calizas grises y margas (29). Campaniense</i>	65
1.3.8.10.	<i>Margas ocre y margocalizas (30). Campaniense</i>	66
1.3.8.11.	<i>Calizas y dolomías grises (31). Campaniense</i>	66
1.3.8.12.	<i>Alternancia de margas blancas, calizas con gasterópodos y dolomías (32). Campaniense superior-Maastrichtiense ...</i>	67
1.3.8.13	<i>Lutitas rojas y verdes con niveles dolomíticos en la base (33). Facies Garum. Maastrichtiense</i>	68
1.4.	TERCIARIO.....	68
1.4.1.	Paleoceno-Mioceno inferior	73
1.4.1.1.	<i>Conglomerados y areniscas cuarcíticas (34). Paleoceno</i>	73
1.4.1.2.	<i>Conglomerados poligénicos y brechas calcáreas (35). Lutitas rojas y conglomerados y/o areniscas. (36). Areniscas rojas (37). Paleógeno-Mioceno inferior</i>	74
1.4.1.3.	<i>Margas blancas, margocalizas y calizas grises (38). Arverniense</i>	76
1.4.2.	Mioceno inferior-Plioceno	77
1.4.2.1.	<i>Conglomerados, areniscas y arcillas rojas (39). Orleaniense-Astaraciense inferior</i>	77
1.4.2.2.	<i>Brechas y conglomerados calcáreas «Facies Alar del Rey» (40). Aragoniense superior (Astaraciense)</i>	78
1.4.2.3.	<i>Lutitas rojas con niveles discontinuos de conglomerados y areniscas (42). Conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas rojas (41). «Facies Grijalba-Villadiego». Aragoniense superior (Astaraciense)</i>	79
1.4.2.4.	<i>Margas blancas, margocalizas y calizas grises (43). Aragoniense superior (Astaraciense)</i>	80
1.4.2.5.	<i>Conglomerados silíceos con intercalaciones de lutitas ocre (44). Lutitas ocre (fangos) y gravas silíceas (45). «Abanico de Cantoral». Mioceno superior</i>	81
1.4.2.6.	<i>Gravas silíceas y arenas (Aluvial finineógeno) (46). Plioceno.</i>	86

1.5. CUATERNARIO	84
1.5.1. Gravas calcáreas y lutitas. Glacis (47)	84
1.5.2. Tobas y travertinos (48)	84
1.5.3. Gravas silíceas y arenas. Terrazas (49, 50)	85
1.5.4. Arcillas y gravas. Fondos de valle (51)	85
1.5.5. Lutitas, arenas y gravas. Conos de deyección (52)	86
1.5.6. Lutitas con cantos y bloques. Coluviones (53)	86
1.6. CRONOESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO	86
1.6.1. Análisis y discusión sobre la bioestratigrafía del Terciario	86
1.6.2. Ensayo de subdivisión cronoestratigráfica del neógeno por medio de charofitas y ostrácodos.....	89
2. TECTONICA	93
2.1. TECTONICA ALPINA.....	93
2.1.1. Introducción.....	93
2.1.2. Unidades estructurales	94
2.1.2.1. <i>Macizo Paleozoico Asturiano</i>	94
2.1.2.2. <i>Plataforma Burgalesa</i>	95
2.1.2.3. <i>Accidente de Ubierna</i>	96
2.1.2.4. <i>Banda Plegada</i>	96
2.1.2.5. <i>Cuenca del Duero</i>	100
2.1.3. Tectónica y sedimentación	100
2.2. NEOTECTONICA.....	104
3. GEOMORFOLOGIA	107
3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA.....	107
3.2. ANTECEDENTES	108
3.3. ANALISIS GEOMORFOLOGICO	108
3.3.1. Estudio morfoestructural.....	108
3.3.2. Estudio del Modelado	109
3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	113
3.5. EVOLUCION DINAMICA	115
3.6. MORFODINAMICA ACTUAL.....	118

4. HISTORIA GEOLOGICA.....	119
5. GEOLOGIA ECONOMICA.....	127
5.1. RECURSOS MINERALES.....	127
5.1.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	127
5.1.2. Minerales energéticos.....	127
5.1.2.1. <i>Aspectos generales e históricos</i>	127
5.1.2.2. <i>Descripción de los indicios</i>	128
5.1.3. Rocas industriales.....	128
5.1.3.1. <i>Aspectos generales e históricos</i>	128
5.1.3.2. <i>Descripción de los materiales</i>	129
5.2. HIDROGEOLOGIA.....	135
5.2.1. Hidrología.....	135
5.2.2. Hidrogeología.....	136
5.3. CARACTERISTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES.....	138
5.3.1. División en Áreas y Zonas geotécnicas. Características generales.....	140
6. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO (PIG).....	151
6.1. RELACION DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	151
6.2. TESTIFICACION DE LA METODOLOGIA.....	151
7. BIBLIOGRAFIA.....	153

0. INTRODUCCION

0.1. MARCO GEOGRAFICO

La Hoja de Prádanos de Ojeda se encuentra situada al norte de la provincia de Palencia (Comunidad Autónoma de Castilla y León), con un pequeño sector al sureste, dentro de la provincia de Burgos. La zona de estudio, corresponde a un área montañosa situada al sur de la línea de máximas elevaciones de la Cordillera Cantábrica y al norte de la Cuenca del Duero (Submeseta septentrional).

La fisiografía de la Hoja es compleja y variada. A grandes rasgos puede dividirse en dos zonas de parecida extensión, delimitadas aproximadamente, por una diagonal imaginaria, que una las esquinas noroeste y sureste del plano.

La zona occidental, según esta división, se encuentra enclavada casi en su totalidad en la comarca de Ojeda. El relieve se modela sobre materiales fundamentalmente detríticos. Este sector se encuentra estructurado, por un arco de elevaciones que comienzan, al noreste de la Hoja, en las inmediaciones de Dehesa de Montejo, (1.087 m.s.n.m., 549 hab.) Destacan los vértices: Matorral (1.247 m), Caderamo (1.324 m) y hacia el sureste, el Monte de la Ruya (1.206 m), el Alto el Chozo finalizando en el Monte de los Terreros (1.085 m), situado entre los pueblos de Foldada y Valleespino de Aguilar. Al sur de estas poblaciones, la línea montañosa prosigue por los vértices Corros (1.097) y Risco (1.060 m) y desde este punto hacia el sur por el vértice Cinto (1.171 m) y el vértice Pico (1.179 m) situado al norte de la población de Prádanos de Ojeda (944 m.s.n.m., 424 hab.) El último vértice de esta alineación es el Samesa (1.012 m), al norte de Nogales de Pisuerga.

Los valles más importantes, que parten de estos relieves, del sector occidental de la Hoja, desagan hacia el sur y sureste y son afluentes del río Burejo, que confluye con el Pisuerga al sur de los límites del área de estudio, en las cercanías de Herrera de Pisuerga.

El relieve de este sector occidental es accidentado y se encuentra disectado de una manera importante, por la red fluvial (densidad de drenaje media a fina).

Los desniveles absolutos, no son sin embargo tan importantes, como en el sector oriental de la Hoja. En la esquina suroeste, el relieve se suaviza notablemente, adquiriendo el característico aspecto del paisaje mesetario, modelado sobre materiales neogénos de naturaleza fundamentalmente detrítica.

En la vegetación autóctona del sector occidental, coexisten comunidades vegetales de influencia atlántica (rebollares y robledales) y comunidades claramente mediterráneas como los encinares. Las zonas arboladas alcanzan relativa importancia en las zonas más accidentadas o aisladas, pero normalmente están muy degradadas. En los páramos más elevados la vegetación es pobre (estepa a matorral), habiéndose roturado en algunos puntos estas áreas, generalmente pedregosas, para su repoblación forestal. En los valles, la vegetación de ribera, no está muy desarrollada y las vegas son pequeñas. Destacan los bosques de repoblación de perennifolios, situados al suroeste. En las zonas de relieve más suave y cerca de los ríos, (esquina suroeste), se cultivan algunos campos de cereales.

El sector oriental de la Hoja, se sitúa fundamentalmente sobre materiales mesozoicos predominando los términos carbonatados en las elevaciones (en su mayor parte con estructura de mesa o lora) y los términos detríticos en los valles. Esta zona está vertebrada por el río Pisuerga. Aguas arriba de Aguilar de Campoó, este río presenta una orientación ONO-ESE, estando el valle inundado por el Embalse de Aguilar de Campoó, con una cota máxima de embalse de 942 m. En el resto de la Hoja, el río Pisuerga discurre con una orientación aproximada N-S, encajándose profundamente en los relieves y cortando las estructuras geológicas. La fisiografía de este sector, está más estructurada que en la zona occidental. Los valles son también más importantes, tanto el principal del Pisuerga, como el de sus afluentes. En la vertiente derecha destacan los ríos Reitobas y en la vertiente izquierda, al norte, el río Camesa, que presenta una orientación NE-SO cortando las estructuras geológicas y al sur, con una orientación aproximada E-O y adaptándose en parte a las mayores estructuras geológicas, discurren los ríos Lucio, Monegro y Sauguillo. Parte de los cursos de estos ríos también cortan las estructuras.

Las alineaciones montañosas, que delimitan los relieves de la vertiente izquierda del Pisuerga, tienen una orientación principal E-O, excepto la alineación Fuentefría-Pilones, al norte de Rebolledo de la Torre, que tiene orientación NE-SE. Destacan entre otras: la mesa del Monte Bernorio (1.171 m), límite oriental de la Comarca de la Lora, la mesa de Las Tuerces (1.081 m), Castillo (1.095 m), la alineación Fuente Fría (1.069 m) - Pilones (1.043 m), la Peña Castrecias, la Peña Mesa (1.170-1.241 m) y en la esquina sureste la Sierra de Albacastro (1.346 m). Al oeste del Pisuerga (vertiente derecha), destacan los vértices Risco (1.060 m) y Cinto (1.171 m) entre otras elevaciones. En esta vertiente, los valles son menos amplios que al este del Pisuerga.

La vegetación del sector oriental no es muy importante, aflorando el substrato en las áreas de mayor relieve. El río Pisuerga, posee amplias vegas. La vegetación de ribera es importante en algunos puntos, destacando el aprovechamiento forestal de las choperas. En las zonas más aisladas y de mayor relieve, se conservan comunidades vegetales de rebollos, robles y encinas, destacando por su importancia el Monte Royal al suroeste de Aguilar de Campoó. Los bosques de repoblación con especies perennifolias, son importantes en algunas zonas de la mesa de las Tuerces y en el monte Pilones, al noroeste de Rebolledo de la Torre.

La altitud media de la Hoja es elevada, en torno a los 1.000 m. Las zonas bajas que orlan los ríos más importantes están alrededor de los 900 m y ocupan un área pequeña en comparación con el total de la Hoja. La altitud máxima corresponde al vértice Caderamo (1.324 m) al noroeste y a la Sierra de Albacastro (1.346 m), en la esquina sureste. Las cotas de menor altitud, se sitúan en la salida meridional de la Hoja, de los ríos Burejo (870 m) y Pisuerga (860 m).

La climatología se encuentra influenciada por el régimen continental de la Meseta norte, modificado por la proximidad de la Cordillera Cantábrica, que favorece un régimen de precipitaciones más importante, que en áreas próximas situadas al sur (Herrera de Pisuerga, Osorno, etc.) La elevada altitud media favorece las precipitaciones de nieve. El otoño y la primavera son las épocas más húmedas en la zona. Los veranos son relativamente templados y cortos con importantes fenómenos tormentosos. El clima

puede definirse como Mediterráneo Templado o Mediterráneo Templado Fresco. Las variaciones térmicas son acusadas con máximos usuales en torno a los 35° y mínimos inferiores a -10°. La temperatura media anual es de unos 10°.

La mitad oriental de la Hoja, se encuentra atravesada, por dos importantes vías de comunicación: la línea de ferrocarril Madrid-Santander y la Carretera Nacional 611 Palencia-Santander. El resto de las vías de comunicación son estrechas carreteras locales y pistas. Destaca la reciente realización de pistas y caminos rurales en la mitad occidental de la Hoja.

La población está irregularmente distribuida, ubicándose los pueblos en los valles. El núcleo más importante, es Aguilar de Campoó (892 m, 7000 hab.), que como centro de comunicaciones, servicios y por su industria alimentaria (harinas, galletas, etc.), constituye un importante polo regional junto con la vecina Reinosa. El contraste con el resto de los pueblos de la zona es grande. En general se trata de núcleos de población recesivos, que basan su economía en la agricultura y ganadería, destacando los municipios de Prádanos de Ojeda, Dehesa de Montejo, Olmos de Ojeda y Rebolledo de la Torre como los más importantes. La riqueza monumental y la belleza paisajística de la región es notable. Estos factores junto a la incipientes actividades recreativas invernales, atraen numerosos visitantes. El desarrollo turístico creado por esta causa es la actividad económica de mayor dinamismo en la zona.

0.2. MARCO GEOLOGICO

La zona objeto de estudio se encuentra situada al sur y sureste del Macizo Paleozoico Asturiano, que en esta región está dividida en Zona Cantábrica (LOTZE, 1945) (Región de Pliegues y Mantos) y Región del Pisuerga-Carrión (JULIVERT, 1967). En la esquina noreste de la hoja, aparece un pequeño afloramiento del Carbonífero superior, que corresponde a este macizo paleozoico. La mayor parte del área de estudio presenta un predominio de los materiales mesozoicos, que se encuentran incluidos en la Región Vasco Cantábrica y dentro de esta el Dominio Periastruriano (FEUILLE y RAT, 1971). Al sur y suroeste de la Hoja afloran materiales correspondientes al borde septentrional de la Cuenca del Duero (Fig. 1).

Dentro de área estudiada, se encuentran representadas varias zonas estructurales en el sentido de SERRANO OÑATE *et al.* (1990). Al noreste se encuentra el límite occidental de la Plataforma Burgalesa también conocida como Plataforma estructural de los Páramos (mesozoicos) de La Lora. Rodeando al sur y al oeste esta zona, se sitúa la Banda Plegada, que ocupa la mayor parte de la hoja (Zona del Pisuerga). Adosada al suroeste y al oeste, se encuentra una zona con materiales mesozoicos, relativamente menos deformados (Sinclinorio de la Ojeda, Anticlinal de Barrio de San Pedro, etc.), denominada Zona de la Ojeda, que limita con el dominio post-orogénico, suavemente deformado de la Cuenca del Duero (esquina suroeste). El sistema de fracturación de Ventaniella, de orientación NO-SE, afecta a la zona en la etapa alpina, manifestándose en los accidentes de Barrio de San Pedro-Barrio de Santamaría, Becerril del Carpio-Villela, Río Lucio-Ubierna, etc.

0.3. ANTECEDENTES

Las primeras referencias de la zona son escasas y se deben a los autores clásicos del siglo pasado: ARANZAZU (1877) y los franceses LARRAZET (1896) y CAREZ (1881). A principios de siglo, los datos sobre la zona continúan siendo pocos, MENGUAD (1913, 1920).

En 1930 aparece una publicación de SCHRIEL, con un comentario posterior de ALMELA y RIOS. En 1933 publica SAENZ GARCIA un trabajo sobre la Facies Weald, situado al este de nuestra zona de estudio. En 1934 KARREMBERG realiza un estudio sobre la estratigrafía del Jurásico de una amplia región entre la que se incluye parte de esta Hoja.

La primera aportación importante al conocimiento regional es la que realiza CIRY (1936, 1939, 1940) (tesis doctoral). Este autor continúa su labor en la región con la publicación de posteriores trabajos en 1951 y 1967, ALVARADO, ALMELA y BADILLO (1956), relizan el Mapa Geológico de España, primera serie de Prádanos de Ojeda. DAHM (1957, 1966) realiza su tesis doctoral sobre el Jurásico de la parte occidental de la Cuenca Cantábrica. En 1951 ALMELA, LIZAUR y MUÑOZ realizan un estudio sobre la Reserva petrolífera de Burgos, con referencias sobre el sector oriental de la Hoja. CIEPSA lleva a cabo estudios a cerca de las posibilidades petrolíferas de la Cuenca Cantábrica en 1965.

Son de destacar los trabajos de AGUILAR TOMAS y RAMIREZ DEL POZO entre 1968 y 1972, realizando ambos tesis doctorales y numerosas publicaciones sobre la problemática del Jurásico superior y el Cretácico inferior: Facies Purbeck, Facies Weald y Facies Utrillas.

El autor francés RAT entre 1954 y 1969 realiza estudios sobre el Mesozoico en zonas más orientales de la Cuenca Vasco Cantábrica.

CARBALLEIRA (1969) realiza estudios sobre el Cretácico de la región de Cervera de Pisuerga, realizando observaciones dentro del sector noroccidental de la Hoja.

En 1970 , el IGME realiza el Mapa Geológico de Síntesis 1:200.000 de Reinosa. En 1978 se publica la Cartografía Geológica MAGNA, 2ª serie, de la Hoja de Las Rozas, situada al noreste de la zona de estudio (DEL OLMO ZAMORA y RAMIREZ DEL POZO entre otros). También en 1978 se finaliza la confección de la Cartografía Geológica MAGNA, 2ª serie, de la Hoja de Barruelo de Santullán situada al norte de Prádanos de Ojeda, aunque es publicada en 1984. En la realización de la Hoja tomaron parte numerosos autores coordinados por la empresa ADARO.

En 1979 FLOQUET y LACHKAR realizan un estudio estratigráfico y palinológico del Cretácico superior en el área de estudio. GARCIA MONDEJAR (1979) publica un trabajo sobre la problemática del Aptiense-Albiense del NE de la Meseta norte, que incluye observaciones en la Hoja de Prádanos.

A principios de los años ochenta GARCIA MONDEJAR (1982), GARCIA DE CORTAZAR y PUJALTE (1982), publican numerosos trabajos sobre el Jurásico superior y Cretácico inferior del sector occidental de la Cuenca Vasco Cantábrica, con especial atención a las Facies Purbeck y Weald.

En 1982 se realiza la Cartografía Geológica MAGNA, 2ª serie, de la Hoja de Guardo, situada al noroeste de la zona de estudio. En la confección de la Hoja colaboraron varios autores, en su mayor parte de la Universidad de Oviedo, coordinados por CGS-IMINSA. En 1984 IMINSA realiza para el IGME un Estudio de exploración de lignitos que incluyó zonas del sector oriental de la Hoja de Prádanos de Ojeda.

En 1988 a raíz de la celebración del Tercer Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, el Instituto de Estudios Riojanos, realiza una publicación donde se incluyen interesantes estudios sobre el área de estudio y zonas cercanas. Destacan los estudios sobre Lías y Dogger realizados por FERNANDEZ LOPEZ *et al.* El Jurásico marino en el área de Rebolledo de la Torre (al sureste de la hoja), es estudiado por PUJALTE *et al.* La problemática del Purbeck en la cuenca de Aguilar de Campoó es tratada por PUJALTE y ROBLES. Destaca en esta publicación la síntesis sobre el Jurásico de la parte occidental de la Cuenca Vasco Cantábrica, realizada por ROBLES, PUJALTE y VALLES. También en 1988 PUJALTE presenta un trabajo sobre el Purbeck del área de Aguilar de Campoó en el Congreso Geológico de Granada.

En 1989 se realiza la edición de una publicación en homenaje a RAFAEL SOLER, que incluye varios trabajos de interés para la región estudiada. PUJALTE realiza una exposición acerca de las macrosecuencias deposicionales del Oxfordiense-Barremiense de la Región Vasco Cantábrica. También se encuentran en esta publicación dos importantes referencias sobre la tectónica de la Región Vasco-Cántabrica. SERRANO OÑATE, MARTINEZ DEL OLMO y CAMARA RUPELO realizan un estudio sobre el Diapirismo del Trías Salino en el Dominio Cántabro-Navarro. Otro de los estudios es el de CAMARA RUPELO sobre la terminación estructural occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

En 1990, QUESADA, PUJALTE, ROBLES y VICENTE publican un trabajo acerca de las formaciones espongiolíticas del Dogger de la región Vasco-Cantábrica. Estudiando especialmente el área de Becerril del Carpio situada dentro de la Hoja de Prádanos de Ojeda.

Por último entre los trabajos realizados sobre el Terciario de la Cuenca del Duero, cuyo borde norte se sitúa al sur y suroeste de la Hoja, destacan los trabajos de HERNANDEZ PACHECO (1915), ROYO GOMEZ (1922, 1926, 1927), MABESOONE (1959, 1961), AERO SERVICE (1967), MANJON RUBIO (1969), que realiza su tesis doctoral en la zona de Herrera de Pisuerga al sur de la zona de estudio así, como la síntesis realizada por PORTERO *et al.* (1979). En 1990 GRACIA PRIETO *et al.*, publican un trabajo sobre las superficies de erosión neógenas y la neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero en el que se encuentran referencias sobre el área de estudio.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. INTRODUCCION

En la Hoja de Prádanos de Ojeda, afloran materiales de edades comprendidas entre el Carbonífero superior y el Mioceno superior-Plioceno, además de términos cuaternarios.

La zona de estudio se encuentra enclavada en una posición privilegiada para el esclarecimiento de la estratigrafía y evolución sedimentaria de los depósitos mesozoicos en este sector de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Existe un registro casi completo desde el Triásico superior hasta el Maastrichtiense y las condiciones de afloramiento son en general notables.

1.1.1. Paleozoico

El Paleozoico está representado por materiales detríticos en facies parálicas del Carbonífero superior (Cuenca de Prado-Guardo-Cervera), que en hojas próximas presentan niveles carbonosos explotables.

1.1.2. Triásico

Los primeros depósitos post-hercínicos representados en la Hoja se forman durante el Triásico superior. Se trata de términos principalmente lutítico-arcillosos con niveles de yesos dispersos. A techo se sitúa un potente nivel yesífero.

1.1.3. Triásico terminal-Jurásico marino. Lías Dogger

En continuidad estratigráfica aparente, se disponen depósitos carbonatados del Triásico superior-Jurásico inferior. El conjunto inferior, depositado posiblemente durante el Triásico superior, está formado por términos calco-dolomíticos bien estratificados, de característico aspecto tableado, depositados en un contexto supramareal o submareal. Sobre este conjunto inferior se dispone un paquete acarniolado, al que sigue una nueva sucesión tableada similar a la basal. La edad de las carniolas y el sistema tableado superior parece ser Lías inferior. Estos depósitos carbonatados culminan con una superficie de interrupción sedimentaria de edad Sinemuriense medio. La ruptura de la plataforma carbonatada liásica subsiguiente a este evento implica la creación de subsidencias diferenciales en la cuenca (surcos y umbrales).

El resto del Lías y el Dogger, se caracterizan por depósitos marinos, con un predominio de facies rítmicas y con interrupciones en la sedimentación desigualmente marcadas. Son sedimentos formados en un contexto de plataforma exterior restringida. En la parte intermedia de esta serie rítmica, se encuentra un tramo de barras calcáreas bioclásticas, con biothermos de esponjas al que se asigna una edad Bajociense. A techo de este tramo, se sitúa la interrupción sedimentaria intrajurásica más marcada desde la del Sinemuriense medio. Relacionado con este paro sedimentario afloran términos detríticos groseros, que pueden representar, facies someras de plataforma, de edad Bathoniense inferior. El Jurásico marino, continúa de nuevo con facies rítmicas margo calcáreas, hasta el Calloviense inferior, si bien en regiones más orientales (Dominio Cántabro-Navarro), se preservan depósitos más altos estratigráficamente, que pueden llegar al Malm (Oxfordiense) en afloramientos de las provincias de Alava y de Guipúzcoa.

1.1.4. Jurásico superior-Neocomiense. Facies Purbeck

Sobre estas unidades jurásicas marinas, se disponen en marcada discordancia, términos detríticos y carbonatados, sedimentados en condiciones continentales, con alguna esporádica conexión marina a techo del megaciclo. Su edad está comprendida entre el Kimmeridgiense y el Valanginiense inferior medio. Son depósitos afines a la Facies Purbeck y comprenden términos asignables a la Formación Calizas de Aguilar junto con las unidades superiores del Grupo Cabuérniga (Capa de Corvio, Arcera, Aroco y Loma Somera) en el sentido de GARCIA DE CORTAZAR y PUJALTE (1982). Dentro de la Hoja, en la Formación Calizas de Aguilar, se distinguen tres unidades o miembros; la basal compuesta por conglomerados, areniscas, arcillas y niveles carbonatados, la intermedia compuesta fundamentalmente por calizas y la superior cuya base es ligeramente discordante, compuesta por una alternancia de arcillas, areniscas y calizas. El contexto sedimentario de estas unidades purbeckienses basales es una cuenca lacustre, de extensión y subsidencia variable, influenciada por sistemas aluviales en su límite. Es destacable la influencia que han tenido sobre la sedimentación de las Calizas de Aguilar, los sistemas de fractura transcurrentes NO-SE que atraviesan la Hoja.

Las unidades superiores del Grupo Cabuérniga se sitúan sobre una clara discordancia. Este segundo ciclo sedimentario purbeckiense está constituido en su base por términos detríticos gruesos a los que suceden tramos detrítico-carbonatados depositados en ambientes fluviolacustres. En la parte superior del ciclo se localizan materiales depositados en ambientes fluviomareales de edad Valanginiense inferior. Esta unidad representa el último episodio marino que afecta a la zona, hasta la transgresión cenomaniense.

1.1.5. Cretácico inferior. Facies Weald

Sobre estas unidades del Purbeck se sitúan discordantes términos detríticos asignables a la Facies Weald (Grupo Pas), que comienzan por una unidad detrítica con predominio de términos groseros. Por encima, el contenido detrítico grueso del Weald disminuye, aunque la mayor parte de este ciclo sedimentario, no está representado en la Hoja, al ser erosionado por la base del ciclo Aptiense-Albiense. La edad de estas unidades en Facies Weald, está comprendida entre el Valanginiense inferior-medio y el Barremiense, pudiendo llegar en algunos puntos de la región hasta el Aptiense inferior. El depósito de estos materiales, se enmarca en un contexto aluvial y palustre. Las directrices tectónicas NO-SE siguen influenciando la paleogeografía de las cuencas.

1.1.6. Cretácico inferior. Aptiense-Albiense

Finalizada la sedimentación detrítica en Facies Weald, la región se ve afectada por los episodios detríticos y la invasión marina de la base del Aptiense (transgresión urgoniana). Este episodio sedimentario caracterizado por el predominio de la sedimentación carbonatada, con bioconstrucciones de rudistas, no se encuentra representado en la zona de estudio, que presenta solo sedimentación detrítica. En la vecina Hoja de las Rozas, sobre estos materiales marinos se dispone un ciclo detrítico en marcada discordancia, que también se encuentra en Prádanos de Ojeda. Se sitúan estos términos gra-

dualmente de norte a sur de la Hoja, sobre la Facies Weald, la Facies Purbeck y el Jurásico marino. En la mitad occidental de la Hoja estos términos están ausentes. El medio de depósito es claramente continental, sistemas aluviales y fluviales *braided* con episodios palustres-lacustres y esporádicas conexiones marinas a techo del ciclo. Es característica la presencia de intercalaciones carbonosas en estos materiales, habiendo sido explotados algunos de estos niveles, en la Hoja de Prádanos de Ojeda y en la de las Rozas. La edad de este ciclo sedimentario es Aptiense-Albiense.

1.1.7. Albiense-Cretácico superior

Sobre otra importante discordancia se sitúan los característicos términos detríticos en Facies Utrillas de edad Albiense-Cenomaniense. Han sido depositados por sistemas fluviales. En la vertical, pasan a facies transicionales asociadas a un complejo estuarino de probable edad Cenomaniense. Sobre esta transición se deposita el resto del Cretácico superior. Son sedimentos característicos de una plataforma somera, con desarrollo de barras carbonatadas calcáreas, a veces dolomitizadas y con interrupciones sedimentarias culminando los sistemas o con series sintéticas. A grandes rasgos estos términos están organizados en tres complejos de barras sucesivos. Estos niveles están relacionados con facies margosas que se intercalan a diferentes alturas, destacando en el Santoniense un importante conjunto margoso que representa el máximo transgresivo del Cretácico superior. Estos sistemas sedimentarios, se desarrollan durante el Cenomaniense, Turoniense, Coniaciense, Santoniense y Campaniense. Culminan esta sedimentación carbonatada, unos términos carbonatados, margo-dolomíticos, que marcan condiciones restringidas en la sedimentación, y dan paso a la Facies Garum. La edad de esta unidad cretácica terminal, es Cenomaniense alto-Maastrichtiense.

Sobre estos niveles culminantes, se sitúan materiales arcillosos rojos y verdes de afinidad continental con características de la Facies Garum y de probable edad Maastrichtiense.

1.1.8 Paleógeno

La primera etapa de sedimentación paleógena está constituida por términos detríticos silíceos depositados en clara discordancia sobre la Facies Garum.

En marcada discordancia se disponen sobre el Paleógeno basal y sobre otras unidades cretácicas y jurásicas, términos detríticos paleógenos de probable edad Eoceno-Oligoceno. Son característicos de esta unidad, potentes depósitos conglomeráticos que intercalan términos más finos en menor proporción. Son sedimentos aluviales relacionados con etapas de deformación alpinas.

1.1.9 Neógeno y Cuaternario

Las fases de deformación alpina más importantes, configuran la cuenca neógena del Duero. Al sur y suroeste de la Hoja afloran unidades sedimentarias responsables del relleno de esta cuenca. Son términos detríticos en su mayor parte, con unidades margo-calcáreas al oeste de Prádanos de Ojeda. Destacan los niveles conglomeráticos adosados a las unidades mesozoicas y paleógenas, (Facies Alar del Rey).

Por último se encuentran diseminados pequeños afloramientos de sistemas aluviales groseros del Plioceno, discordantes sobre materiales neógenos y paleógenos en la mitad occidental de la hoja y sobre términos principalmente cretácicos en la mitad oriental.

Los depósitos más recientes son los cuaternarios, resultado de la disección fluvial y la evolución de pendientes consiguiente. Son destacables las terrazas y la llanura aluvial del Pisuerga en algunas áreas (SE de Aguilar de Campoó).

1.2. PALEOZOICO

1.2.1. Carbonífero superior

Sus afloramientos quedan reducidos exclusivamente a una pequeña mancha existente en el ángulo noroccidental de la Hoja, al norte de Dehesa de Montejo y por encima de la carretera que desde Cervera de Pisuerga se dirige a las poblaciones de Cantoral y Guardo.

Estos materiales forman parte de la Zona Cantábrica (LOTZE, 1945) del Macizo Paleozoico Asturiano. Se trata de materiales del Carbonífero superior (Westfaliense-Sthephaniense) pertenecientes a la denominada «Cuenca de Prado-Guardo-Cervera» (COLMERERO *et al.*, 1982), y constituyen las estribaciones de los relieves de caliza de montaña próximos de Cervera de Pisuerga. Estas unidades se encuentran ubicadas dentro del contexto de la denominada Zona de Valsurvio (LOBATO, 1974), que constituye el límite oriental de la Región de Pliegues y Mantos (JULIVERT, 1967).

La génesis de esta cuenca carbonífera está ligada sintectónicamente con el emplazamiento de unidades alóctonas, en una de las fases orogénicas hercínicas más importantes que afectan a la Zona Cantábrica: la Fase Leónica (WAGNER, 1965; RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988).

La sedimentación en la Cuenca de Prado-Guardo-Cervera es compleja. En la Hoja de Guardo (COLMENERO *et al.*, 1982) se propone en líneas generales, como medio de depósito, un complejo deltaico. Alternan períodos con influencia detrítica continental (con instalación de ambientes fluvio-palustres-lacustres con colonización vegetal) junto con etapas de influencia marina. En estos ciclos transgresivos se depositan términos lutíticos y arenosos con influencia carbonatada y fauna marina, que se forman en ambientes marinos someros protegidos (*lagoon*). La influencia marina aumenta hacia el este.

De acuerdo con la cartografía de la vecina Hoja de Guardo y en base a la estratigrafía allí establecida se han diferenciado las siguientes unidades.

1.2.1.1. *Lutitas negras con niveles de carbón (1). Westfaliense*

Son los términos estratigráficos más bajos de la serie y afloran en la margen izquierda del arroyo que atraviesa los afloramientos paleozoicos.

Está constituida esta unidad por lutitas, en general negras, a veces algo rojizas alternando con niveles de areniscas y de carbón. Esta unidad se extiende orlando toda la franja paleozoica hasta las proximidades de Guardo. El carbón es objeto de explotación en el límite septentrional de la Hoja, pero ya fuera de ella. La edad de estos materiales asignada en la zona de Guardo es Westfaliense D superior.

1.2.1.2. *Lutitas y areniscas (2). Sthephaniense*

Por encima del tramo anterior se desarrolla una monótona sucesión de lutitas y areniscas de colores oscuros organizadas en secuencias rítmicas y cuyas características son observables de forma discontinua en los taludes de la traza del ferrocarril de La Robla.

Esta unidad sólo es observable unos pocos metros, ya que con frecuencia aparece enmascarada por depósitos más recientes, bien neógenos o coluviones.

Según los datos aportados por la Hoja de Guardo (COLMENERO *et al.*, 1982) se trata de unos depósitos marinos, con fauna de Lamelibranquios que a veces presentan influencia continental, de ahí que en ocasiones pueda contener delgados niveles de carbón.

La edad de estos materiales es Cantabriense (Sthephaniense basal).

1.3. MESOZOICO

1.3.1. Triásico superior. Facies Keuper

1.3.1.1. *Lutitas rojas y verdes con yeso (3). Triásico superior*

Esta unidad está compuesta en su mayor parte por materiales lutítico-arcillosos predominando el color rojo, con algunos niveles verdosos. En algunos puntos se observa la existencia de niveles de yeso, centimétricos, dispersos dentro de la unidad. En Aguilar de Campoó la unidad culmina con un potente paquete decamétrico de yesos nodulosos y laminados. La presencia de niveles limolíticos ocreos, centimétricos, y de areniscas de grano fino cementadas, centimétricos, a decimétricos es minoritaria.

La plasticidad de estos materiales facilita la implicación de la unidad en la tectónica regional, favoreciendo la existencia de niveles de despegue a esta altura estratigráfica. Esta circunstancia origina que las condiciones de afloramiento de la unidad no sean muy buenas, por lo que no se puede observar completa la sucesión estratigráfica de la unidad, limitándose la observación a cortes parciales.

Las facies lutítico-arcillosas se organizan en secuencias de oxidación-reducción de espesor métrico. Los términos inferiores están formados por arcillas margosas verdes y versicolores, en ocasiones yesíferas, correspondiendo al intervalo de reducción. Los términos superiores están constituidos por arcillas rojas bioturbadas. Puede incluir niveles delgados de areniscas de grano fino y limos.

Los depósitos evaporíticos del techo de la unidad (afloramiento de Aguilar de Campoó) se organizan en secuencias negativas de potencia comprendida entre los 5 y los 10 m.

Los términos inferiores están representados por margas verdosas yesíferas, con niveles de yesos nodulosos que pasan a una alternancia entre margas y yesos laminados con abundantes cristales de cuarzo bipiramidal. Los términos superiores evidencian una mayor energía en el medio puesta de manifiesto por yesoarenitas con estratificación de tipo lenticular (*linsen*), ondulante (*wavy*) y *flasher* a techo. Los *ripples* están generados por oleaje y son frecuentes las estructuras de deformación hidroplástica y de escape de fluidos. Asociados a estas facies tractivas pueden preservarse ocasionalmente algunos delgados intervalos de margas yesíferas con abundante materia orgánica. Las facies arcillosas se enmarcan en un ambiente lagunar a llanura fangosa circunlitoral. Los depósitos yesíferos del techo de la unidad pertenecen a un «lagoon» costero hipersalino y se organizan en ciclos de energía creciente en un ambiente supra a intermareal, («sabkha» costera con subambientes lagunares).

En ningún punto de la Hoja se observa el muro de la unidad. En las vecinas Hojas de Las Rozas y Barruelo de Santullán situadas al noroeste y norte respectivamente, por debajo de estos términos lutíticos se sitúa una unidad con presencia de areniscas, conglomerados y lutitas que es interpretada como una unidad triásica en Facies Bundsandstein, perteneciente al Triásico inferior y medio. La ausencia o dudosa presencia en la región de facies carbonatadas equivalentes a las facies Muschelkalk entre estos materiales detríticos y la unidad 3 es un dato destacable, que dificulta la interpretación de estas unidades dentro de las megasecuencias triásicas reconocidas en regiones próximas. Tampoco existen datos paleontológicos que permitan precisar la edad de esta formación detrítica. Esta unidad se sitúa en regiones situadas al norte (área de la Liebana) discordante sobre materiales datados como Pérmico inferior. Sin embargo, este dato no sirve para asignar estos materiales como triásicos con total seguridad: esta etapa de sedimentación detrítica puede ser el resultado de fases tectónicas intrapérmicas (Fases Urálica y Saálica). El color de estos sedimentos no presenta exclusivamente las típicas coloraciones rojizas del Bundsandstein, siendo muy frecuentes las tonalidades grises u ocres. El Triásico superior en Facies Keuper podría corresponder a la *secuencia final transgresiva y expansiva, conocida como K2 en el Levante español* (ORTI CABO, 1982-83).

Resulta difícil comprender el significado de los términos infrayacentes y el contacto basal de esta unidad triásica en Facies Keuper. En cambio el techo de la unidad 3, se observa en un excelente afloramiento situado en Aguilar de Campoó, unos potentes niveles yesíferos decimétricos nodulosos laminados y brechoides, con cristales de cuarzo bipiramidal dispersos. Sobre estos niveles culminantes de la unidad 3, parecen situarse en continuidad estratigráfica términos carbonatados, que podrían ocupar la posición estratigráfica de la Formación Dolomías tableadas de Imón. Según esto la edad de los términos superiores de la unidad 3 es noriense y posiblemente Carniense, formando parte esta unidad del megaciclo Triásico superior en Facies Keuper reconocido en otras regiones.

La potencia de la unidad es difícil de estimar por las implicaciones tectónicas de estos materiales. Los espesores mínimos visibles varían entre los 50-100 m. La compleja estructuración tectónica entre la que están sometidos estos dúctiles materiales imposibilita el cálculo estimativo de la potencia real de la unidad. La actividad diapírica detec-

tada en la Hoja (Anticlinorio de Aguilar de Campoó) en los ciclos sedimentarios terminales del Cretácico inferior (Aptiense y Albiense) inducen a pensar en una notable potencia original de estos sedimentos, que podría alcanzar valores de varios centenares de metros. No obstante el carácter litoral de la unidad y su posición paleogeográfica próxima al Macizo Paleozoico Asturiano enmarcarían el área estudiada posiblemente en un entorno de limitada subsidencia, en comparación con áreas próximas, menos deformadas, situadas al este (Dominio Cántabro-Navarro), en donde la potencia del Triásico superior alcanza valores del orden de miles de metros.

La parte superior de la unidad 3 que es la que aflora en mejores condiciones, podría corresponder al tramo terminal K_2 del Trías en Facies Keuper levantino separado por ORTI (1982-83). Correspondería al comienzo de un ciclo transgresivo, con expansión cuencal, en el que los yesos que culminan la unidad correspondería a una etapa evaporítica transgresiva y los carbonatos basales de la unidad 4 corresponderían al intervalo de mayor influencia marina.

1.3.2. Triásico terminal-Jurásico marino

1.3.2.1. *Calizas y dolomías grises tableadas, carniolas y niveles de calizas bioclásticas y oolíticas a techo (4). Triásico terminal-Sinemuriense*

Esta unidad, constituye un conjunto carbonatado que dispone estratigráficamente sobre los materiales arcillosos en Facies Keuper.

En un afloramiento de gran calidad situado en la entrada de una mina de yeso en las inmediaciones de Aguilar de Campoó se observa el tránsito sedimentario entre los niveles superiores de las Facies Keuper en facies yesíferas y carbonatados de la base de la unidad 4. El contacto es bastante neto del tipo transicional rápido, a través de un nivel margoso decimétrico ocre en donde destaca un horizonte con un característico color verde. En el corte Becerril de Carpio se observan tres tramos dentro de la unidad.

Tramo inferior

Los niveles carbonatados situados por encima del Keuper son calizas y dolomías de color gris y de característico aspecto tableado en capas centimétricas a métricas y que constituyen el tramo inferior de la unidad 4. Es frecuente observar la presencia de estratificación ondulada del tipo «wavy», así como de laminaciones de algas, que a veces toman forma de estramotolitos dómicos de orden centimétrico. Estos términos representan las etapas de menor energía. Texturalmente dominan los términos «packestones», cuyos componentes principales son los oolitos, se observan además intraclastos, agregados, peloides y bioclastos. Además de los *ripples* de oleaje, las estructuras más frecuentes son las estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y las morfologías de barras. En estos términos de mayor energía son frecuentes las texturas «packestone-grainstone». Las calizas dolomías tableadas que constituyen la mayor parte del tramo intercalan algunos niveles de calizas nodulosas y con contactos ondulados producidos por estratificaciones cruzada de tipo «hummocky» y «swaley».

Como componentes faunísticos destaca la presencia de bivalvos, particularmente abundantes en un nivel margo-calcáreo lajoso situado a mitad del tramo. Se observan también fragmentos de equinidos, crinoides, gasterópodos y foraminíferos.

La dolomitización es de tipo secundario y afecta de una manera variable en intensidad a diferentes niveles del tramo, observándose en ocasiones dedolomitizaciones.

Las características de este tramo se observan bastante bien en torno a Aguilar de Campoó, donde se observan potencias mínimas visibles entre los 50 y 100 m. En el mejor corte de la unidad situado entre Becerril del Carpio y Barrio de San Pedro-Barrio de Santa María se aprecian unos 45 m para este tramo, aunque esta pequeña potencia puede ser resultado de la laminación tectónica de la base del tramo en este corte.

El ambiente de depósito del paquete inferior, corresponde a un complejo de barras litorales enclavadas en condiciones intermareales a submareales en la que las corrientes están producidas principalmente por tormentas y oleaje. Las secuencias de somerización en las que están organizadas las litologías del tramo son típicas de «shoals» pertenecientes a un complejo de bancos marginales. Los términos de baja energía se situarían en áreas protegidas por las barras en el límite intermareal-submareal.

La edad de este tramo inferior, a falta de dataciones faunísticas más precisas, debe ser deducida por su posición estratigráfica con respecto a los materiales que lo acotan a techo y a muro. La base del tramo está acotada por la presencia de niveles yesíferos agrupados dentro de las Facies Keuper de edad del Triásico superior. A techo en el corte de Becerril del Carpio se observa la presencia de un potente paquete de calizas brechoides y carniolas que podría representar el equivalente regional de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Por tanto el tramo acotado entre estas dos litologías podría ser equivalente a la Formación Dolomías tableadas de Imón cuya edad debe situarse en el límite Triásico superior-Jurásico, durante el intervalo que fue denominado con el término hoy en desuso de Rethiense, actualmente Noriense alto. Probablemente en la parte superior de este tramo CIRY (1939) cita la presencia en el corte de Becerril del ostrácodo *Isocyprina germari* (DUNKER) que sitúa provisionalmente en el Hettangiense inferior.

El tramo inferior de la unidad 4, junto con la parte alta del Triásico superior en Facies Keuper puede ser equivalente a la unidad transgresiva K₂ Dolomías de Imón propuesta por ORTI (1982-83) en el Levante español.

Tramo intermedio

Está representado por un potente conjunto de dolomías cristalinas oquerosas, con molde de evaporitas, brechas dolomíticas y vestigios de calizas dolomíticas laminadas. La dolomitización y recristalización impide conocer la textura original. Se reconocen vestigios de laminaciones de algas y superficies erosivas. Las dolomías brechoides se disponen en bancos de espesor métrico. El origen de la brechificación es debido al colapso producido por la disolución de evaporitas. El término «carniola» corresponde a dolomías oquerosas no brechoides con presuntos moldes de sales. Las dolomías laminadas se

encuentran en bancos de potencia comprendida entre 0,5 y 2 m. El laminado es discontinuo y muchas veces desaparece por recristalización, y se le atribuyó un origen algal.

El tramo se ha depositado en un ambiente de llanura costera salina tipo «*sabkha*» en condiciones principalmente supramareales, aunque las condiciones inter a submareales también están presentes.

Esta parte de la unidad 4 aflora en el corte de Becerril del Carpio donde presenta un considerable espesor en torno a los 75-100 m. En otros puntos de la Hoja este tramo presenta una menor potencia aparente o no se reconoce. Esto es debido a que la unidad 4 está implicada en los más importantes accidentes tectónicos de la Hoja, por su posición estratigráfica ligada al principal nivel de despegue regional, constituido por las Facies Keuper. Esto podría favorecer la existencia de niveles de despegue secundarios dentro de la unidad a la altura de este tramo intermedio por lo que en muchos puntos la unidad comenzaría por éste, mientras que en otras zonas afloraría solo el tramo inferior.

ROBLES *et al.*, (1988) y PUJALTE *et al.*, (1988) ponen de manifiesto una superficie de truncación erosional en la base del tramo de dolomías brechoides y carniolas. Esta superficie constituiría la base del sistema sedimentario de plataforma somera del Lías inferior, propuesta por estos autores.

Tramo superior

La unidad culmina con un conjunto de aspecto tableado, pero que presenta una mayor variedad litológica que el tramo inferior de aspecto bastante homogéneo. Junto a calizas y dolomías de espesores centimétricos a métricos con predominio de las capas decimétricas y texturas *grainstone* a *wackestone* con presencia de granos de cuarzo, que presentan morfologías de barras, estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, *ripples* de ola, etc., se intercalan calizas dolomíticas con texturas dominantes de tipo *wackestone* con laminaciones algales además de carniolas y dolomías brechoides. El tramo se compone de los intervalos de calizas dolomíticas tableadas por un tramo de dolomías laminadas algo acarnioladas.

Los términos tableados, son depósitos de plataforma somera sometida a la acción del oleaje y tormentas en condiciones submareales próximas al estado intermareal y representan un conjunto de «*shoals*» en condiciones algo más someras que las facies equivalentes del tramo inferior. Los carbonatos laminados se encuentran en el límite inter-supramareal mientras que las carniolas y brechas se sitúan en un ambiente de *sabkha* salina, con fuerte evaporación, generación de evaporitas, encajamiento local de canales y desarrollo de tapices algales. En el corte de Becerril la potencia del tramo es de unos 30 m, y en otros puntos de la Hoja puede llegar hasta 50 m. La edad del tramo corresponde al Sinemuriense inferior-medio, RAMIREZ DEL POZO (1971), BRAGA *et al.* (1988), ROBLES *et al.* (1988).

El techo de la unidad está marcado por la presencia de una importante interrupción sedimentaria que marca el comienzo de la disgregación de la plataforma carbonatada

del Lías inferior (intervalo temporal con condiciones sedimentarias y subsidentes relativamente uniformes). Este «hardground» está presente en todas las cuencas jurásicas y en esta zona, los autores coinciden en señalar una edad Sinemuriense medio (zona de *Obtusum*) para este evento que por su significado sedimentario es diacrónico. Se alcanzan plenas condiciones de plataforma a distintas alturas hasta el límite Sinemuriense-Pliensbachiense (zonas de *Oxynotum* a *Raricostatum*). Las litologías ligadas a esta interrupción son calizas y dolomías oolíticas y bioclásticas con una proporción alta de granos de cuarzo, que pasa a muy alta en los techos de capas, que muestran ferruginizaciones, perforaciones y acumulaciones de fauna. La potencia de estos niveles de sedimentación condensada varía entre varios metros a decímetros.

La unidad 4 es un conjunto carbonatado complejo, de gran potencia con valores en el ámbito de la Hoja de 150 a 250 m, encontrándose en la región potencias de hasta 400 m. Su alto grado de deformación hace difícil precisar su estratigrafía y ciclicidad sedimentaria. Los datos conocidos de Hojas adyacentes hacen suponer que la historia de la unidad es compleja, con numerosos ciclos de somerización, que oscilan entre términos submareales de plataforma y condiciones supramareales de «sabkha» con importantes diferencias de subsidencia incluso a nivel local. Las secuencias más importantes dentro de la unidad son la profundización primera que comienza en la base del tramo inferior en su contacto con las facies Keuper. El cambio brusco a condiciones supramareales marcada por la aparición de las brechas y carniolas del tramo medio. Por último la secuencialidad se hace más compleja en el tramo superior de la unidad, existiendo evidencias regionales de una relación sedimentaria entre el tramo medio y el superior. Destaca el predominio de condiciones someras en la parte alta de la unidad con respecto a la baja y el aumento de contenido en dolomías en la parte superior con respecto al tramo basal.

1.3.2.2. *Alternancia de margas, margocalizas y calizas (5). Sinemuriense medio-Aalenense*

Sobre el nivel de «hard-ground» que culmina la unidad 4, se deposita un conjunto característico de alternancias rítmicas calizo-margosas. Estos niveles se observan bien al norte de la estación de Aguilar de Campoó y al oeste de Rebolledo de la Torre.

Las margas tienen coloraciones verdes y grises con tonalidades variables. La alteración origina un característico color blanquecino, que influye en el aspecto de campo de la unidad. Tanto los niveles margosos, como los calizo-margosos se encuentran muy bioturbados. El espaciado de la alternancia más frecuente es decimétrico, aunque no son raras las capas centimétricas y métricas tanto de margas como de calizas y margocalizas, que presentan colores blancos, grises y ocres. La textura de los niveles margocalizos es «mudstone-wackestone», mientras que en los niveles más calizos es «packstone-wackestone» con una organización en secuencias positivas. Estas capas más calizas suelen tener bases erosivas y retoques de *ripples* de oleaje a techo de capa. Los componentes aloquímicos corresponden a restos bioclásticos fundamentalmente, sobre todo en las capas más calcáreas donde existe también una gradación positiva de estos componentes. En los términos calizo-margosos no es extraño encontrar *pellets* fecales como componente aloquímico principal.

Los terminos basales de la unidad no suelen observar muy bien porque suelen presentar un ligero despegue mecánico con respecto al techo de la unidad 4. Donde es visible este tránsito (al oeste de Vallespinoso de Aguilar) se observa el desarrollo sobre una decena de metros de ritmita de un nivel métrico calcáreo que desarrolla un nuevo «hard-ground» a techo. Esta interrupción en la sedimentación es observada en la zona de Camino (Santander) al norte de la Hoja, donde se sitúa en el Sinemuriense superior (zona de Oxinotum). No existe certeza de la extensión de este evento, aunque parece ser notable (Jurásico de Asturias). La interpretación de este hecho debe corresponder a la existencia de subsidencias diferenciales en la cuenca de depósito de la unidad rítmica. Esto se pone de manifiesto en la gran variación de potencia observada regionalmente para esta unidad. Mientras que en la Hoja el espesor más usual se encuentra en torno a los 80-100 m, en áreas cercanas (Puerto de Pozazal, al norte) la potencia llega a ser de varios cientos de metros (400 a 500). En muchos puntos la unidad se encuentra adelgazada por razones tectónicas que como se comentó anteriormente afectan a los términos basales de la unidad que suelen presentar un mayor contenido margoso.

El ambiente de depósito de la unidad se circunscribe a una plataforma abierta de muy baja energía y sedimentación restringida. En las áreas de máxima subsidencia, no es rara la presencia de facies euxínicas compuestas por lutitas negras laminadas ricas en bitumen y con mineralizaciones dispersas de sulfuros. Estas litologías se encuentran al norte de la Hoja en las inmediaciones de Reinosa y se interpretan como propias de un surco subsidente (ROBLES *et al.* 1988), mientras que en la Hoja la unidad se ha depositado en un alto relativo.

El conjunto de la unidad es muy fosilífero con abundantes restos de ammonoideos, nautiloideos, braquiópodos, pectínidos, belemnites, crinoideos, equinidos, ostreidos y foraminíferos. BRAGA *et al.* (1988) diferencian diez zonas de ammonites (*Obtusum* a *Tenuicostatum*) en el corte de Camino (Santander) que abarcan desde el Sinemuriense superior (Lotharingiense) hasta el Toarciense inferior. PUJALTE *et al.*, (1988) en el corte de Rebolledo de la Torre (Fig. 2), diferencian hasta 12 zonas dentro de la unidad llegando desde el Sinemuriense superior al Aalenense inferior (*Oxynotum* a *Murchinsonae*).

El contenido micropaleontológico de este nivel en el corte de Becerril del Carpio (21), está compuesto por lagénidos de los géneros *Astacolus*, *Marginulina*, *Lenticulina* y *Lingulina*, que indican una edad Sinemuriense superior a Pliensbachiense. En el techo de la unidad, en el corte de Rebolledo de la Torre (02), las calizas contienen *pellets*, limo y óxidos de hierro, así como abundantes microfilamentos, *Eothrix alpina* LOMB., radiolarios y lagénidos (*Lenticulina*, *Astacolus*, *Marginulina*, etc.) Este tipo de microfacies es muy característico de la base del Dogger (Aalenense) en la región de Burgos-Palencia.

El límite superior de la unidad viene marcado por la presencia de un nivel de calizas bioclásticas con abundantes bioclastos y oolitos ferruginosos que se asocian a una interrupción sedimentaria que culmina la unidad. El lapso abarcado por la interrupción abarca desde el Ralenense inferior al Bajociense basal. La sedimentación condensada en este tramo produce la amalgamación de las zonas de Ammonites 13 (*Opalinum*) y 14 (*Murchisonae*) en el corte de Rebolledo de la Torre.

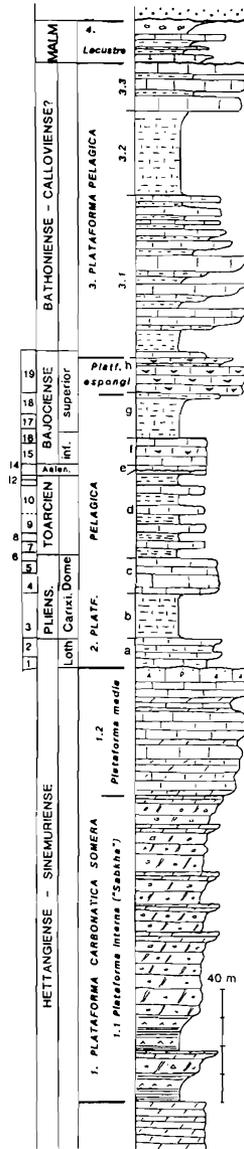


Fig. 2.- Serie estratigráfica de la zona de Rebolledo de la Torre, Biozonas: 1) *Oxynotlum*, 2) *Raricostatum*, 3) *Mamesoni*, 4) *Margaritatus*, 5) *Spinatus*, 6) *Tenuicostatum*, 7) *Serpentinus*, 8) *Biofrons*, 9) *Variabilis*, 10) *Thouarsense-Insigne*, 11) *Pseudoradiosa*, 12) *Aalensis*, 13) *Opalinum*, 14) *Murchisonae*, 15) *Discites?-Sauzei*, 16) *Humphriesianum*, 17) *Niortense*, 18) *Garantiana*, 19) *Parkinsoni* (según COMAS et al. in PUJALTE et al. 1988).

La unidad rítmica 5 se encuentra limitada por tanto a muro, y a techo, por dos importantes interrupciones sedimentarias que la carecterizan como una macrosecuencia. No obstante existen otras interrupciones en la sedimentación de la unidad. Las edades que acotan estos límites netos van desde el Sinemuriense superior al Aalenense inferior. El conjunto de Lías superior-Aalenense debe ser considerado como una macrosecuencia. La escasez de estructuras tractivas es propia de un medio de muy baja energía y se asocia en este caso a un momento de alto nivel del mar («high stand») relativo.

1.3.2.3. *Calizas bioclásticas grises y margas, con esponjas (6). Bajociense*

Sobre la ritmita del Lías-Dogger, se sitúa un conjunto predominantemente calcáreo, que resalta claramente en los afloramientos por lo que constituye un buen nivel de referencia cartográfico. Los mejores puntos de observación de la unidad se encuentran al norte de la estación de Aguilar de Campoó, en Becerril de Carpio y al oeste de Rebolledo de la Torre. La unidad está compuesta por dos niveles calcáreos, siendo más potente el superior y más constante y continuo el inferior. Se encuentran separados por un intervalo margoso, de espesor variable, que puede llegar a desaparecer amalgamándose la dos barras.

Los términos calcáreos tienen un color gris claro y se presentan en capas con bases erosivas. En el nivel calcáreo superior, se aprecian estratificaciones cruzadas a muy gran escala y bajo ángulo. En Becerril del Carpio se observa la amalgamación de cuerpos sedimentarios bioclásticos con algunos biothermos de esponjas. Su perfil es lenticular, de potencia métrica. En este punto el nivel superior de la unidad alcanza espesores en torno a la veintena de metros, que constituye el valor más alto encontrado en la hoja para esta parte de la unidad. Estos engrosamientos de la barra superior tienen dimensiones laterales hectométricas acuñándose y adquiriendo el aspecto y la potencia usual de este nivel superior entre 7 y 10 m. La intercalación margosa adquiere valores métricos con un máximo en torno a los 5 m. Esta intercalación margosa puede acuñarse sedimentariamente hasta desaparecer, amalgamándose los dos niveles calcáreos.

El nivel calizo inferior, también de orden métrico, alcanza valores comunes en torno a los 3-4 m. Según esto la potencia más frecuente de la unidad es de 20-30 m, con valores máximos de 50 m.

Texturalmente son *packstones-wackestones* cuyos componentes más abundantes son los bioclásticos y en menor proporción ooides e intraclastos. En algunos casos, se reconocen *boundstones* de espongiarios y corales.

El aspecto más destacable de la unidad es la presencia de esponjas litístidas, que se encuentran normalmente disgregadas dentro de las barras bioclásticas de la unidad. Sus espículas son uno de los componentes más característicos de estos niveles. En afloramientos excepcionales (Rebolledo de la Torre), se observan esponjas en posición de vida, intercaladas entre niveles margosos con dimensiones individuales centimétricas a decimétricas.

La unidad se depositó en un ambiente de plataforma exterior energética relativamente distal, por debajo de la influencia de las mareas y con retrabajamiento del fondo mediante procesos originados por tormentas (desarrollo de barras de media a alta energía). Los intervalos margosos son colonizados por las esponjas, que junto a restos de otros organismos, son retrabajados por las intensas corrientes producidas fundamentalmente por tormentas e incorporados a los cuerpos sedimentarios bioclásticos con morfología de barras, que constituyen la litología predominante de la unidad. Las esponjas suelen colonizar pequeños montículos de fango o bioclásticos de dimensiones comprendidas entre 1 metro y 2 o 3 metros. Estos pequeños biostromos pueden amalgamarse, aunque lo normal es que sean disgregados, perdiendo su organización original.

Las esponjas litístidas conviven con otros organismos: cefalópodos, equinodermos, bivalvos, gasterópodos, corales, foraminíferos y otros poríferos. El material micropaleontológico reconocido en la unidad, esta compuesto por microfilamentos, *Eothrix alpina* Lomb., radiolos, espículas, *Epistomina* (*Brotzenia* sp., *Nubecularia* cf. *reicheli* Marie, *Lenticulina* spp. y *Ammobaculites* cf. *fontinensis* Terq. Estas microfacies son características del Bajociense de la región.

Los horizontes espongiolíticos y bioclásticos forman dos secuencias de somerización que culminan con superficies de interrupción en la sedimentación. El nivel inferior, que coincide con el paquete calcáreo inferior, se encuentra dentro de las zonas de ammonites del Bajociense inferior (*Discites?*-*Sauzei* y *Humpresianum*). La segunda secuencia que incluye la intercalación margosa y el paquete calcáreo superior coincide con las zonas de *Niortense* a *Parkinsoni*, siendo la edad del subciclo Bajociense superior (Corte de Rebolledo de la Torre, PUJALTE *et al.*, 1988).

La unidad culmina con una marcada somerización, inducida por un brusco descenso del nivel del mar que origina el desarrollo de una superficie de interrupción en la sedimentación de bastante importancia. Este «hard-ground» no aflora con claridad, y su mejor punto de afloramiento corresponde al corte situado al norte de la estación de Aguilar de Campoó, pero se deduce su importancia por las características de la litología suprayacente, con presencia de materiales arenoso-conglomeráticos que serán descritas en el siguiente apartado. La unidad 6 constituye una macrosecuencia (unidad deposicional), acotada por las interrupciones sedimentarias Aaleniense inferior-superior a muro y Bajociense superior a techo. ROBLES *et al.* (1988) difieren en cuanto al significado sedimentario del techo de la unidad. Estos autores proponen la existencia de ascensos relativos del nivel del mar, que ocasionarían la extinción de los organismos bioconstructores («drowning»).

1.3.2.4. *Lutitas, margas y margocalizas (7). Bathoniense inferior*

Por encima del nivel calcáreo superior de la unidad 6 se deposita una unidad predominantemente margolutítica. Posee una escasa potencia, pero tiene un importante significado en la secuencia sedimentaria jurásica. En el campo, la unidad se pone de manifiesto como una zona deprimida o de relieve contrastado entre el característico nivel carbonatado basal (techo de la unidad 6) y las alternancias calizomargosas de la ritmita superior del Dogger (unidad 8).

La litología característica de la unidad son las lutitas que pasan a margas a techo. Tienen color ocre y gran homogeneidad aunque se aprecia algún nivel centimétrico individualizado gris oscuro a negro. La mala calidad de afloramiento que presentan impide hacer más precisiones acerca de ellas, aunque parecen estar bioturbadas y alteradas. En el excelente afloramiento situado al norte de la estación de Aguilar de Campoó se aprecian, intercalados en esta unidad, varios niveles decimétricos de cuarzo arenita de grano medio y grueso que llegan en algunos puntos a microconglomerado. Presentan base erosiva y morfología canalizada. Estas intercalaciones detríticas ponen de manifiesto la importancia de la ruptura sedimentaria del techo de la plataforma bioclástica y espongiolítica (unidad 6).

El evento que dió lugar a esta interrupción incorporó a la cuenca sedimentaria materiales detríticos de naturaleza silíceas provenientes de zonas emergidas reactivadas. Estos términos clásticos, son redistribuidos por corrientes, inducidas seguramente por procesos tormentosos, en un contexto de plataforma somera, que evoluciona de mixta a plataforma externa carbonatada son sedimentación pelágica, con cierto carácter restringido en el límite superior de la unidad. En el corte de Rebolledo de la Torre sobre la barra espongiolítica superior, se sitúan niveles centimétricos de calizas arenosas y ferruginosas, que serían equivalentes a los términos detríticos de la estación de Aguilar de Campoó. Estas intercalaciones clásticas podrían asociarse a canales de plataforma y sub-facias asociadas.

En Porquera de los Infantes (corte 03) los niveles de margo-calizas, de la parte alta de la unidad, son biomicritas de microfilamentos y radiolarios, conteniendo también *Eothrix alpina* LOMB., zoospora de *Globochaete alpina* LOMB., *Cornuspira* aff. *orbicula* (T. y B.) y embriones de ammonites, indicando una edad, muy probablemente, del Bathoniense inferior.

La potencia media del tramo oscila entre 7 y 10 m. Su edad corresponde al intervalo situado entre el Bajociense superior-Bathoniense basal y la zona de Zig Zag del Bathoniense inferior.

1.3.2.5. **Alternancia de calizas, margas y margocalizas (8). Bathoniense inferior-Caloviense inferior**

Es la unidad más alta del Jurásico en facies marina aflorante en la región. Su litología, corresponde a una alternancia de espaciado decimétrico a métrico de margas, margocalizas y calizas grises y ocreas. Están organizados en ciclos estratocrecientes decamétricos. Los intervalos margosos y margocalcáreos de la base de los ciclos están bioturbados, sobre todo en la base de la unidad. Las capas margocalizas presentan texturas «wackestone-mudstone» con bioclastos dispersos y peloides. Los términos más calcáreos en cambio, muestran texturas «packstone-wackestone», con abundantes bioclastos y en menor proporción intraclastos, ooides y peloides. La bioturbación en estos niveles calcáreos es escasa.

La unidad presenta un gran parecido con respecto a la ritmita del Lías superior-Dogger (unidad 5). Como diferencias más notables se puede observar que el contenido faunísti-

co, sin ser escaso, es considerablemente menor, estando constituido por cefalópodos principalmente (ammonites, belemnites y nautiloideos). También la proporción margocaliza y caliza es algo mayor, mientras que la coloración presenta tonos más oscuros en la rítmica superior del Dogger. Otra particularidad corresponde a la fractura de niveles calizos característicos de color gris azulado y gris verdoso que tiene aspecto concoideo y bordes netos cortantes que pueden corresponder a la presencia de sílice dispersa en los niveles calizos de la unidad.

El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma externa con sedimentación restringida algo más energética que la del Lías superior-Dogger.

Las unidades 7 y 8 constituyen una macrosecuencia denominada por ROBLES *et al.* (1988) y PUJALTE *et al.* (1988) como «sistema sedimentario de plataforma pelágica del Bathoniense-Calloviense».

Los mejores puntos de observación de la unidad coinciden con los cortes citados en las anteriores unidades jurásicas: norte de la Estación de Aguilar de Campoó y Rebolledo de la Torre.

La potencia de la unidad varía entre 60 y 90 m. Esta variación se debe más al carácter discordante de la base del Purbeck que incide de manera desigual sobre la unidad, que a valores de subsidencia diferentes en la sucesión original.

Las microfacies de esta unidad son pelmicritas con escaso limo muy fino, normalmente poco fosilíferas, encontrando microfilamentos, radiolarios, *Cornuspira*, *Ophtahmidium*, *Pseudocyclamina* y restos de moluscos. Su edad es Dogger superior.

La edad de la rítmica comprende desde el Bathoniense inferior (zona de Zig Zag) hasta el Calloviense inferior. La crisis sedimentaria Calloviense-Oxfordiense es muy patente en la Región Vasco-Cántabrica. Las condiciones sedimentarias marinas se mantienen al menos hasta el Oxfordiense en regiones orientales tales como el noreste de Burgos y la provincia de Alava. En estas áreas han quedado preservadas de la erosión Kimmeridgiense, niveles superiores del Jurásico marino a veces con facies arrecifales, ausentes en la Hoja de Prádanos de Ojeda. Queda planteada la cuestión de si llegaron a depositarse niveles comparables, de edad Oxfordiense en facies marinas, en la zona estudiada. Resulta extraño que no queden preservados a favor de la estructuración causada por la importante fase tectónica kimmérica que afecta a la Hoja. Existe constancia de la existencia de sinclinales fosilizados por los términos purbeckienses y en ninguna de estas localidades, aparecen términos supracallovienses. Según esto, la hipótesis de considerar la no deposición de estos términos marinos finijurásicos es plausible, superponiéndose las interrupciones Calloviense-Oxfordienses y Kimmeridgiense, consecuencia ambas de las diferentes fases tectónicas kimméricas. PUJALTE (1988) difiere notablemente acerca de esta cuestión, planteando la posibilidad de que la discordancia basal purbeckiense sea atribuible al Oxfordiense, equiparando los niveles de la Formación Aguilar a los términos marinos oxfordienses de la Plataforma de Guipúzcoa. En los siguientes apartados se abordará este problema con mayor profundidad.

1.3.3. Malm-Cretácico inferior. Facies Purbeck. Kimmeridgiense-Berriasiense

La actividad tectónica producida por las deformaciones kimméricas, relacionadas con la apertura del Golfo de Vizcaya, afecta a los sedimentos jurásicos marinos depositados hasta entonces. Estos movimientos condicionan una emersión, y esta continentalización origina la erosión de las estructuras así formadas. Las condiciones climáticas imperantes (tropicales a subtropicales), condicionan una notable alteración subaérea de este modelado, que se pone de manifiesto por la existencia de procesos que van desde la simple rubefacción de las calizas, al desarrollo de suelos lateríticos. En el kilómetro 95,500 de la Carretera nacional 611 Palencia-Santander, en el paraje de la Cabrera, al sur de Becerril de Carpio, se localiza el afloramiento de un horizonte laterítico que afecta a esta superficie de erosión kimmérica. Se desarrolla sobre términos calcáreos de la rítmica superior del Dogger (unidad 8). La laterita, con potencia centimétrica a decimétrica, presenta una distribución irregular, consecuencia de la alteración de un substrato que ha perdido su homogeneidad por causas tectónicas (fisuración por diaclasamiento) a las que sigue la exposición subaérea. El producto de alteración parece tener afinidad bauxítica.

En las cuencas de sedimentación formadas con posterioridad a esta fase tectónica kimmerica, se deposita una compleja sucesión con predominio carbonatado, que presenta interesantes particularidades, situándose el tránsito Jurásico-Cretácico en la parte superior de esta macrosecuencia deposicional. En la Hoja de Prádanos de Ojeda se dan unas condiciones de afloramiento y extensión areal de este ciclo, que permiten conocer su significado sedimentario y los procesos que en ella se desarrollan.

La posición estratigráfica del conjunto de sedimentos, predominantemente carbonatados, analizado en este apartado, es problemática. Estos materiales, han recibido la denominación de Calizas de Aguilar (RAMIREZ DEL POZO, 1969, 1971) o Formación Aguilar (GARCIA DE CORTAZAR y PUJALTE, 1982; PUJALTE, 1982; PUJALTE y ROBLES, 1988; PUJALTE, 1989). Forman un gran ciclo sedimentario denominado «macrosecuencia deposicional inferior de la sucesión Oxfordiense-Barremiense» (PUJALTE, 1988) denominándose «macrosecuencia deposicional media» y «macrosecuencia deposicional superior» a los Grupos Cabuérniga y Pas respectivamente. En trabajos anteriores (GARCIA DE CORTAZAR y PUJALTE, 1982; PUJALTE, 1982) la Formación Aguilar, ha sido incluida dentro del Grupo Cabuérniga, que con el Grupo Pas, forman dos macrosecuencias deposicionales de la sucesión Oxfordiense-Barremiense.

Un grupo de autores PUJALTE y ROBLES (1988), PUJALTE (1988) se inclinan por situar esta macrosecuencia inferior dentro del Malm. La unidad basal, (miembro 1 de la Formación Aguilar, según estos autores), tendría una edad Oxfordiense y el techo estaría marcado, por una importante interrupción sedimentaria en la parte superior del Kimmeridgiense. Por encima se depositarían discordantemente, los términos de la «macrosecuencia deposicional media» o Grupo Cabuérniga, que comenzarían en la base del Portlandiense o Titónico. A estos autores les parece un lapso no deposicional demasiado dilatado, el existente entre el Calloviense inferior y el Kimmeridgiense (15 millones de años). Período muy prolongado para que el yacente de la Formación Aguilar, no haya

sido erosionado de una forma general a niveles más bajos del Calloviense inferior, que suele ser el substrato normal del Purbeck en la región. Los 2 o 3 millones de años que transcurren en el período de interrupción sedimentaria pre-Formación Aguilar propuestos por estos autores (Calloviense inferior a Oxfordiense), les parecen más acorde con el contexto sedimentario regional. Por otro lado, ponen de manifiesto las dificultades que conlleva una datación paleontológica de estos materiales.

Tras el estudio de la zona realizado durante la confección de la Hoja, junto con observaciones en áreas vecinas (Hojas de Villadiego y Montorio) se pone de manifiesto, que la tectónica afecta con cierta intensidad al substrato de la Formación Aguilar, existiendo franjas de mayor deformación pre-Formación Aguilar, ligadas a accidentes del zócalo junto con áreas de mayor estabilidad. Es en estas últimas zonas en donde se suelen situar los mejores cortes, y por ello aparentemente el Purbeck parece apoyarse siempre sobre el Calloviense inferior. En las áreas deformadas, que son bastante extensas, los niveles de Aguilar se sitúan sobre diferentes términos del Jurásico marino. Por otro lado los procesos de deformación, erosión y creación de horizontes de alteración de tipo laterítico, requieren un lapso temporal importante. Previamente, el intervalo existente entre el Calloviense inferior y el Oxfordiense antes de las fases tectónicas sería un período de interrupción sedimentaria relacionado con la crisis Callovo-Oxfordiense. Los datos paleontológicos de la macrosecuencia, merced a biozonaciones de ostrácodos perfeccionados (COLIN et. al., 1981) han permitido establecer sin dudas que en el techo de la Formación Aguilar (unidad 11) se realiza el tránsito Jurásico-Cretácico, situándose el límite superior de la unidad, en la base del Berriasiense. Otros autores que sitúan el tránsito Jurásico-Cretácico dentro de la Formación Aguilar son: RAMIREZ DEL POZO (1969, 1971), SOLER (1972) y SALOMON (1982).

En Asturias se sitúa una cuenca continental que evoluciona a transicional con una edad Kimmeridgiense, que precede a la formación de las cuencas purbeckienses de Prádanos (VALENZUELA et al. 1986).

Los mejores afloramientos de la Formación Aguilar, se encuentran, en las cercanías de la estación de Aguilar (Camesa) en donde esta formación alcanza una potencia cercana a los 300 m.

1.3.3.1. *Lutitas anaranjadas, conglomerados poligénicos, areniscas y niveles calcáreos (9). Kimmeridgiense*

Con esta unidad comienza la etapa sedimentaria que sucede a las manifestaciones de actividad tectónica con las que se acentúa el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya. La cartografía y la observación en los afloramientos a gran escala de la base de la unidad, pone de manifiesto la existencia de un contacto basal discordante y con morfología irregular. En el excelente corte situado al norte de la estación de Aguilar de Campoó, se observa como los términos basales se sitúan sobre una marcada incisión, que en algunas decenas de metros erosiona una potencia métrica apreciable de la rítmica del superior Dogger (unidad 7), con la que culmina la sedimentación jurásica marina. En los afloramientos cercanos al río Lucio puede observarse el gran desarrollo y variedad litológica que puede adquirir este tramo.

La litología más característica de esta unidad, es la compuesta por materiales detríticos entre los que destacan conglomerados poligénicos de color ocre rojizo o anaranjado. Esta coloración es debida a la presencia de clastos carbonatados que han sufrido rubefacción en la etapa previa a la erosión y depósito de la unidad. Es una fracción detrítica bien rodada y con un alto grado de esfericidad. Su tamaño es centimétrico con dimensiones comprendidas entre 1 y 15 cm. El otro componente mayor de estas ruditas, son clastos cuarcíticos más angulosos y con tamaños máximos inferiores a los 5 cm, con un tamaño medio de unos 2 cm. La selección de los clastos de este conglomerado es mediana. La matriz de estos términos «clast-supported» es cuarcítica y de grano grueso. Los niveles arenosos asociados a los términos anteriores, son de grano grueso y medio, composición cuarcítica y buena cementación. Presentan estratificaciones cruzadas. Esta asociación arenoso-conglomerática se organiza en canales de potencias decimétricas a métricas (0,5 a 2 m), que pueden estar amalgamados originando potencias de estos niveles de 5 a 6 m como máximo. Los acuñamientos sedimentarios laterales no son difíciles de observar siendo frecuente encontrar dimensiones de estos cuerpos sedimentarios del orden del centenar de metros.

Los términos lutíticos asociados a estas litologías detríticas groseras son de color ocre rojizo a anaranjado, por lo que adquieren un aspecto muy característico los terrenos donde afloran. Alcanzan potencias métricas a decamétricas.

Otra asociación de facies de la unidad, es la compuesta por niveles calcáreos y lutitas versicolores. Son porcentualmente minoritarias con respecto al total de la unidad. Las capas calcáreas son poco potentes en general, con potencias medias en torno a los 25 y 50 cm. Sin embargo en algunos puntos, están presentes capas que pueden alcanzar potencias de 3 a 5 m. Su extensión lateral es limitada, con claros acuñamientos y dimensiones laterales en torno al centenar de metros. Estos cuerpos sedimentarios, parecen adaptarse a las irregularidades del substrato de la unidad, estando condicionadas sus dimensiones a esta morfología basal. Presentan una textura «mudstone-wackestone» con granos de cuarzo y *pellets*. A techo de las capas se aprecian alteraciones propias de somerización subacuática y/o exposición subaérea: superficies de oxidación y rubefacción y huellas de raíces. Puede llegar a presentar texturas tipo *rudstone* de oncoides y oolitos. Otros niveles calcáreos presentan abundantes estructuras tractivas con estratificación *linsen*, *flasher* y *wavy*. Texturalmente corresponden a *wackestones-packstones*, con fragmentos de algas y contenidos variables en intraclastos.

Las lutitas versicolores, se organizan en ciclos de somerización de potencia métrica o decamétrica, con términos inferiores representados por lutitas grises y verdes algo margosas y los superiores por lutitas rojas ricas en óxidos. Los ciclos culminan en suelos lateríticos y marmorizados.

La potencia de la unidad es muy variable. En algunos puntos está ausente observándose una disconformidad a escala de afloramiento, que llega a ser discordancia cartográfica e incluso angular a mayor escala entre los diferentes términos del Jurásico marino del substrato y la unidad calcárea suprayacente (unidad 10). La potencia media es métrica a decamétrica con valores en torno a los 8-15 m y con valores máximos de unos 50 m.

La unidad se interpreta como el inicio de la sedimentación intracontinental en Facies Purbeck que caracteriza el límite Jurásico-Cretácico en la región («macrosecuencia deposicional inferior» de PUJALTE (1988)). La asociación de facies formadas por canales arenoso-conglomeráticos y lutitas rojas se asocia a sistemas aluviales. Los fangos rojos se interpretan como llanura de inundación cuyos depósitos estarían generados por desbordamiento de los canales e inundaciones mayores a escala de todo el sistema. Las facies groseras están canalizadas y las estructuras indican un transporte por agua y una configuración de baja sinuosidad para los canales. Las facies calcáreas, corresponden a pequeños encharcamientos de carácter efímero desarrollados en la misma llanura de inundación. Las facies de lutitas versicolores, corresponden a ciclos de oxidación-reducción generados en ambientes palustres y perilacustres. Los términos reductores están representados por las lutitas grises y verdes. En vertical experimentan un enriquecimiento en óxidos provocado por retracciones lacustres o por la disminución progresiva de la columna de agua en régimen palustre. Los ciclos terminan con una superficie de edafización. El desarrollo de suelos lateríticos implica un clima tropical-subtropical.

El inicio del depósito de esta unidad se realiza en una cuenca de morfología irregular que se va uniformizando progresivamente con la sedimentación compleja descrita en este apartado. El ciclo sedimentario finaliza con una cuenca uniformizada, sobre la que se deposita la siguiente unidad purbeckiense (10), de naturaleza fundamentalmente carbonatada y de características bastantes uniformes en la región.

El establecimiento de una edad para la unidad es una cuestión problemática, que se ve obstaculizada por la ausencia de dataciones faunísticas concluyentes dentro de la unidad. De acuerdo con su relación stratigráfica con las unidades suprayacentes 10 y 11, que han sido mejor datadas, cabe suponer que los eventos tectónicos y erosivos previos al depósito de la unidad se desarrollen durante el Oxfordiense alto-Kimmeridgiense basal. La presencia de numerosos indicios de interrupción sedimentaria dentro de la unidad, hace posible que el lapso temporal de ésta, sea considerable abarcando la parte superior del Kimmeridgiense y posiblemente la base del Portlandiense. Esta datación por las limitaciones de su establecimiento, debe considerarse como tentativa y de carácter provisional.

Las microfacies de los niveles calcáreos de la unidad son biomicritas con abundantes Ostrácodos lacustres y oogonios y fragmentos de talos de charofitas. En el corte de Porquera de Infantes (estación de Aguilar) hay niveles de calizas arenosas con cantos calizos que contienen restos algales tipo *Girvanella* s.p., oogonios y restos de charofitas y fragmentos de moluscos. Los niveles arcillosos en el corte de Porquera de los Infantes han resultado azoicos.

1.3.3.2. *Calizas grises, margas, lutitas y niveles carbonosos (10). Kimmeridgiense-Portlandiense*

El depósito de esta unidad, corresponde a la segunda etapa de la «megasecuencia deposicional inferior» de PUJALTE (1988), megaciclo sedimentario purbeckiense reconocido en la región. Los mejores puntos de afloramiento, se encuentran en el corte situado al norte de la estación de Aguilar de Campoó, en una cantera situada en las

inmediaciones de Villallano y junto al Monasterio de Santa María la Real, cerca de Aguilar de Campoó, en donde a pesar de ser una sección parcial, se observan muy bien sus características litológicas y sedimentarias.

La litología más común de la unidad es de naturaleza caliza, con un color predominante gris, de tono en general claro, aunque algunos niveles presentan una tonalidad oscura por su elevado contenido en materia orgánica. La estratificación es neta, con capas decimétricas a métricas y valores medios comprendidos entre 30 cm y 100-150 cm, con máximos de hasta 2-3 m. Las superficies de estratificación suelen estar onduladas, observándose puntualmente, bases ligeramente erosivas. Se aprecian claramente estructuras diagenéticas tempranas (porosidad fenestral, estromatactis, vacuolas, etc.) Texturalmente dominan los términos *wackestones* con algas e intraclastos, aunque son frecuentes los *packestones* y *rudstones* intraclásticos.

Los organismos encontrados en estas rocas, indican claramente que su sedimentación se ha realizado en condiciones subacuáticas y con baja salinidad. En otros restos fósiles, se han encontrado ostrácodos de concha fina, characeas y oogonios de charófitas.

Los términos margo-arcillosos son poco importantes en el conjunto de la unidad, se sitúan en intercalaciones centimétricas (juntas) entre las capas calcáreas. A techo de la unidad se observan niveles margoarcillosos de mayor potencia (30-50 cm) y en alguno de ellos, el contenido de materia orgánica es notable (lutita carbonosa).

Normalmente el contacto basal de la unidad es neto, lo que podría plantear la cuestión de si pudiera tener un carácter disconforme sobre los términos más bajos del conjunto purbeckiense (unidad 9), existiendo un lapso de no deposición entre la unidad 9 y la 10. Sin embargo, este cambio litológico brusco podría ser el resultado de la uniformización de la cuenca, originada por la sedimentación del Purbeck basal. Esta morfología planar, permitiría el rápido establecimiento en una extensa área, de las nuevas condiciones sedimentarias.

Al norte de Becerril del Carpio, se observa el acuñaamiento rápido (hectométrico a kilométrico) de los niveles calizos que forman la unidad, adquiriendo características propias de las alternancias detrítico-carbonatadas de la unidad 11. En un espacio similar vuelve a adquirir este tramo las características y potencias usuales. PUJALTE y ROBLES (1988) proponen que esta variación litológica, está unida a una disminución de potencia del conjunto lo que reflejaría un paleoalto deposicional. Esta variación de espesor no parece en realidad, ser tan grande, por lo que esta variación litológica podría estar relacionada con un área de entrada preferente de materiales detríticos en la cuenca lacustre.

La unidad 10 se ha sedimentado en un medio lacustre somero. Las estructuras diagenéticas, indican una batimetría poco profunda y su formación se realiza durante períodos de retracción lacustre, próximos a desecaciones locales, que originan removilizaciones del fondo. Las facies de *wackestones* se sitúan en zonas lacustres centrales y las *packestone* a *rudstone* intraclástico con abundantes algas, se depositan en áreas marginales con mayor energía, que son más sensibles a las oscilaciones del nivel del lago. La pre-

sencia de materia orgánica reducida, como componente, en ocasiones muy notable, de niveles margociliosos y carbonatados (lutitas carbonosas y calizas fetidas), se interpreta como el resultado de la existencia de amplias zonas de circulación restringida, que condicionan la formación de áreas de fondo muy reductoras. Las grandes dimensiones de este lago exceden con mucho las de la Hoja, estando presente con parecidas características en zonas vecinas. Esta amplitud, permite la existencia de áreas locales, con condiciones que originan la formación de las acumulaciones de materia orgánica, que llegan a adquirir una gran importancia en la vecina comarca de la Lora, en donde la roca madre del petróleo que allí se extrae, además de la ritmita del Lías-Dogger podrían ser niveles comparables a los de esta unidad. Al suroeste de la Hoja, los sondeos (Tozo, Urbel) han detectado la presencia de materiales evaporíticos en una posición estratigráfica comparable a la de esta unidad. Podrían estar relacionadas con la existencia de áreas desconectadas del lago principal durante períodos de retracción lacustre. En estas zonas se alcanzan las condiciones hipersalinas responsables de la formación de materiales evaporíticos.

PUJALTE y ROBLES (1988) dan una gran importancia a la acción de accidentes del sistema Ventaniella sobre la potencia y las variaciones litológicas del conjunto de la Formación AGUILAR. Proponen la existencia de surcos y umbrales de dimensiones transversales de orden kilométrico. La cartografía de la Formación Aguilar, realizada en este estudio, parece indicar que las variaciones litológicas del miembro calcáreo (unidad 10) podrían ser de orden decakilométrico, encontrándose los límites de la cuenca lacustre, en esta etapa, claramente fuera de los límites de la Hoja. Los sistemas de fracturación que atraviesan la Hoja en esta época propiciarían diferencias de subsidencia no muy importantes. Accidentes equivalentes fuera de los límites de la Hoja serían los que limitarían las dimensiones de la cuenca sedimentaria, que no estaría confinada de una manera neta, sino que su límite sería bastante gradual. En etapas posteriores (depósito de la unidad 11) la fracturación aumentaría su actividad, aportando materiales detríticos a la cuenca que producirían expansiones y retracciones lacustres de origen heterocíclico.

El desencadenante de las variaciones de la morfología lacustre, podría ser principalmente de origen climático, condicionando la tectónica las dimensiones de este área sedimentaria. La cuenca parece estar limitada, durante la sedimentación de la unidad, por un umbral permanente que impide la conexión marina.

La potencia de la unidad varía entre los 60 y los 150 m . Estas variaciones de potencia, probablemente sean debidas a diferencias de subsidencia original, aunque cabe plantearse la posibilidad de que el techo de la unidad representara un lapso de no deposición y erosión, sobre el que se situará discordante la alternancia detrítico-carbonatada superior del Purbeck (Unidad 11). El contacto entre las dos unidades, a veces es bastante neto, apreciándose al este de Corvio una ligera discordancia cartográfica, aunque in situ las condiciones de afloramiento impiden verificar esta posibilidad. En otros afloramientos (norte de la estación de Aguilar) se observa como el contacto somital parece ser transicional rápido. Es posible que los indicios de interrupción sedimentaria encontrados correspondan a lapsos de orden menor del techo de la unidad (10), sin alcanzar la importancia estratigráfica de una discordancia.

En el corte de Porquera de los Infantes (estación de Aguilar), las calizas presentan microfases muy variadas:

- Calizas microcristalinas con núcleos algales (biomicritas) con charofitas (oogonios y restos de talos), ostrácodos lacustres y gasterópodos.
- Calizas pisolíticas con *Girvanella*.
- Calizas microcristalinas con porosidad fenestral, conteniendo charofitas, ostrácodos y serpúlidos.

Más interesante resulta el estudio de los levigados de los niveles de margas que se encuentran formando juntas entre bancos calizos o de las intercalaciones de arcillas calcáreas carbonosas, ya que han suministrado ostrácodos lacustres y oogonios de charofitas que permiten hacer alguna precisión sobre la edad de las calizas de Aguilar.

En los cortes de Porquera de los Infantes (03) y Camesa (04) se han determinado los ostrácodos *Rhinocypris jurássica jurássica* (MARTIN), *Scabriculocypris trapezoides* ANDERS, *Bisulcocypris (Theriosynoecum) forbessi* (JONES), *Metacypris dilatata* (ANDERS.), *Cypridea valdensis praecursor* OLRTL y *Cypridea inversa* MARTIN, así como las charofitas *Perimneste horrida* HARRIS, *Flabellochara grovesii* (HARRIS), *Nodosoclavator bradleyi* (HARRIS), *Clavator cf. reidi* GROVES y *Prochara cf. iberica* SCHUDACK. Esta asociación es típica del Jurásico superior y con relación a la biozonación por ostrácodos propuesta por ANDERSON (1973) para el Purbeck-Weald de Gran Bretaña, se correlaciona con la zona 2 que marca el techo del Jurásico. Respecto a la biozonación establecida por COLIN, *et al.* (1981) en el «offshore» del sur de Irlanda (north Celtic Sea Basin) se corresponde con la zona de *Cypridea praecursor* que se localiza en el techo del Jurásico (Portlandiense).

En la unidad subyacente (13) se han encontrado niveles bien caracterizados paleontológicamente que marcan el límite jurásico-cretácico y el Berriasiense, a los que suceden tramos con ostreidos y biozoos reflejo de la etapa de influencia marina Valanginiense que afecta a la región (unidad 14). Según esto, el intervalo temporal ocupado por la unidad podría abarcar el Portlandiense medio y superior.

1.3.3.3. **Margas, calizas, lutitas rojas y verdes, y areniscas (11). Berriasiense**

Con esta compleja unidad, culmina la sedimentación de afinidad purbeckiense en el ámbito de la Hoja. Contrasta la notable variedad litológica de este nivel, con los materiales infrayacentes de la Unidad 10 de naturaleza fundamentalmente carbonatada.

Esta unidad es erosionada por los términos basales de la segunda «macrosecuencia deposicional» en Facies Purbeck, que se sitúa en clara discordancia. La unidad es más completa y está mejor representada en las áreas de Aguilar de Campoó, Quintanilla, Río Lucio, Lomilla y Pozancos, aunque de un corte a otro la discordancia wealdica alcanza alturas estratigráficas diferentes. La unidad está totalmente erosionada al norte del Barrio de Santa María, en las proximidades de uno de los importantes accidentes NO-SE del sistema Ventaniella, que parece condicionar la desaparición de la unidad en sus proximidades. Los accidentes que originan un mayor control estratigráfico,

se sitúan en una diagonal NO-SE dividiendo la Hoja en dos mitades de superficie equivalente. La actividad de estas fracturas, impide conocer la estratigrafía completa de los términos purbeckienses en la Hoja. No solo influyen en el mayor o menor potencial erosivo de la base del Weald, sino que también reflejan en la posición estratigráfica de la discordancia basal del Utrillas. Este se sitúa en las áreas próximas al sistema Ventaniella sobre términos purbeckienses correspondientes a la unidad basal 9, erosionando las unidades 10 y 11, como puede observarse en Becerril del Carpio y al oeste de Rebolledo de la Torre. Cuando está presente, la potencia de la unidad alcanza un máximo de unos 200 m con una media en torno a los 100 m, no siendo raras potencias menores.

Entre los términos carbonatados de la unidad destacan los niveles margosos, de potencias centimétricas y decimétricas y color gris claro. Se observan todos los pasos posibles entre marga y caliza. Los niveles calizos relacionados con estas margas y margocalizas tienen potencias decimétricas, con alguna capa métrica de 1-2 m. Existen dos tipos litológicos principales: calizas oncolíticas y calizas intraclásticas que presentan contactos ondulados a veces erosivos y contienen abundantes restos de algas charófitas y charáceas, siendo frecuentes los gasterópodos y los ostracodos. Texturalmente son *wackestones-packstones* alternando con *grainstones-rudstones* intraclásticas y contienen abundantes peloides. Presentan oxidaciones, rubefacciones, costras ferruginosas y perforaciones de raíces a techo de las capas, cuando éstas se encuentran en contacto con lutitas. Las calizas intraclásticas y arenosas pueden organizarse en paquetes métricos a decamétricos, con algún nivel en torno a los 15 m. Las calizas oncolíticas, también presentan niveles métricos, con base neta y estratificación cruzada. Es un depósito tractivo, *clast-supported* y con matriz esparítico-arenosa. Los oncoides tiene morfologías esféricas, laminación concéntrica bien desarrollada con estructuras coloidales y microstromatolíticas y crecimiento a partir de un núcleo formado por bioclasto, peloide, intraclasto, fragmento de oncoide o grano de cuarzo.

Otro componente litológico de la unidad es el formado por lutitas versicolores con colores grises blancos, verdosos y rojizos. Forman niveles de espesores métricos a decamétricos y representan ciclos de oxidación-reducción palustres.

Por último se observa la asociación de lutitas rojas y niveles arenosos de grano medio a grueso, bien cementados y color pardo. Tienen bases canalizadas y estratificaciones cruzadas y corresponden a ciclos fluviales.

Las facies calcáreas pertenecen a ambientes lacustres marginales y perilacustres. El contenido en terrígenos, indica un aporte de material al litoral lacustre por parte de los sistemas aluviales. La presencia de calizas oncolíticas con estructuras tractivas y el elevado desarrollo de facies intraclásticas, supone una gran energía en el medio, con aguas agitadas. La abundancia de algas y gasterópodos, indica que la oxigenación de las aguas era relativamente buena. Las oxidaciones, rubefacciones y perforaciones por raíces a techo de las capas corresponden a áreas sedimentarias muy marginales dentro del sistema lacustre. Son zonas afectadas de una manera inmediata por las retracciones lacustres que las dejan expuestas a las condiciones subaéreas.

En esta unidad de alternancia de materiales carbonatados (calizas y margas) y terrígenos (lutitas y areniscas) se encuentra el paso entre el Jurásico y el Cretácico. En el corte de Camesa, desde la mitad superior de la unidad la edad es claramente cretácica (Barriasiense) al encontrar los ostrácodos: *Cypridea granulosa fasciculata* (FORBES), *Cypridea altissima* MARTIN, *Cypridea tuberculata langtonensis* ANDERS., *Cypridea* sp. *BisulcoCypris* (*Theriosynoecum*) *forbesii* (JONES), *BisulcoCypris* (*T*) *striata* (MARTIN), *Metacypris dilatata* (ANDERS.) y *Darwinula oblonga* (ROEMER), junto a las charofitas *Perimneste horrida* HARRIS, *Flabellochara grovesii* (HARRIS), *Clavator reidi* GROVES, *Nodosoclavator bradleyi* (HARRIS) y *Prochara* cf. *iberica* SCHUDACK.

La asociación de ostrácodos es típica de la zona 3 de ANDERSON (1973) (zona de *Cypridea granulosa fasciculata*) y se correlaciona perfectamente con la zona del mismo nombre y la de *Cypridea tuberculata langtonensis* de las establecidas por COLIN, et al. (1981) cuya edad es Berriasiense.

Las intercalaciones de calizas presentan microfacies de dismicritas o micritas con porosidad fenestral, así como calizas con intraclastos algales y pisolitos cementados por esparrilla, conteniendo en todos los casos raros ostrácodos, oogonios de chaforitas, *Girvanella* y fragmentos de moluscos.

Es importante señalar que en los trabajos de RAMIREZ DEL POZO (1969 y 1971) se asignó este tramo en el corte de Aguilar de Campoó al Valanginiense inferior, por haberse encontrado junto a ostrácodos lacustres, fósiles marinos que, sin duda, son resedimentados del Jurásico y no fauna autóctona de la etapa marina valanginiense (unidad 14).

1.3.4. Cretácico inferior. Facies Purbeck. Berriasiense-Valanginiense

El segundo ciclo sedimentario purbeckiense (macrosecuencia deposicional media de la sucesión Oxfordiense-Barremiense, PUJALTE, 1988) se dispone sobre una discordancia, que lo lleva a situarse a diferente altura estratigráfica sobre el conjunto infrayacente, la macrosecuencia deposicional inferior, también en Facies Purbeck. Este ciclo también es conocido como Grupo Cabuérniga, GARCIA DE CORTAZAR y PUJALTE (1982). En el área de Quintanilla de las Torres, el conjunto alcanza unos 600 m y se han diferenciado siete secuencias deposicionales. La sedimentación del ciclo se realiza, en las cinco secuencias más bajas, en un contexto continental y por medio de sistemas de canales fluviales, relacionados lateralmente y en la vertical con subsistemas palustres y sistemas lacustres. El contenido detrítico de las secuencias basales del Grupo Cabuérniga es importante, sólo en las partes superiores de las secuencias y durante períodos limitados de tiempo, se dan las condiciones necesarias para sedimentación de términos carbonatados.

En la parte superior del Grupo Cabuérniga se encuentran dos secuencias con facies carbonosas e influencia marina. Dentro de esta macrosecuencia deposicional media, GARCIA DE CORTAZAR Y PUJALTE (1982), distinguen de muro a techo las formaciones Arcera, Aroco y Loma Somera.

El origen de este ciclo está marcado por la notable actividad de los accidentes NO-SE del Sistema de fracturación de Ventaniella, que se reactivaron seguramente con carác-

ter transcurrente durante la sedimentación de las unidades purbeckienses. Esta actividad tectónica se enmarca dentro de las fases kimméricas, relacionadas con el inicio de la apertura del Golfo de Vizcaya. Estos eventos conformaron la paleogeografía de las cuencas, hecho que se pone de manifiesto al realizar las medidas de paleocorrientes, cuyas direcciones coinciden a «grosso modo» con las de las fracturas.

El intervalo temporal correspondiente al Grupo Cabuérniga comprende desde Berriasiense hasta el Valanginiense.

1.3.4.1. *Areniscas y conglomerados (12). Berriasiense-Valanginiense*

Es una unidad de naturaleza detrítica en la que se incluyen los términos que sellan la discordancia basal del Grupo de Cabuérniga y las intercalaciones clásticas más importantes de este ciclo, dentro de las unidades 13 y 15. Los términos basales de este nivel cartográfico son conocidos en la literatura geológica regional como Capa o Nivel de Corvio, GARCIA DE CORTAZAR Y PUJALTE (1982). Además de esta localidad situada al norte de Aguilar de Campoó, la base de la unidad se observa bien al norte del Barrio de Santa María y en el corte situado al norte de la estación de Aguilar de Campoó. PUJALTE *et al.* (1982, 1988, 1989) incluyen este nivel de Corvio, junto a su equivalente, la «cuna clástica de Quintanilla», como el episodio final de la Formación Aguilar.

El componente litológico más característico, de estos tramos, son las areniscas de color pardo y grano medio a grueso, organizadas en niveles métricos a decamétricos. Las capas son de orden decimétrico a métrico con sets de estratificación cruzada planar y en surco. Las bases de las capas son erosivas, siendo frecuentes cicatrices internas y amalgamaciones. En la base de las capas y sets es frecuente encontrar *lags* centimétricos a decimétricos de conglomerados y microconglomerados. La naturaleza de los clastos conglomeráticos y de los granos arenosos es silíceo. Las lutitas rojas y verdes son litologías minoritarias dentro de la unidad. Se encuentran en niveles centimétricos a decimétricos y son relictos de facies fluvio-palustres no erosionados por los canales.

El contexto sedimentario en el que se genera la unidad, está formado por sistemas aluviales, con un predominio dentro de la Hoja de los medios fluviales de configuración *braided*, responsables de la deposición de los cuerpos arenosos y microconglomeráticos. Entre las zonas de aporte preferente detrítico, con canales de baja sinuosidad, quedan áreas, que presentan características de llanura de inundación, en donde tiene lugar la sedimentación de lutitas rojas y verdes, que indican la existencia de ciclos de oxidación-reducción originados por las inundaciones y posteriores desecaciones con exposición subaérea que afectan a este submedio. Los canales fluviales muestran diversos tipos de configuración. En las partes bajas de las secuencias dominan los canales de baja sinuosidad, cuyos rellenos reflejan paleocauces de tipo *braided* y tramos rectos. Los ciclos de relleno canal, suelen presentar conglomerados cuarcíticos en la base y areniscas de grano medio a fino a techo. Los conglomerados están depositados bajo mecanismos de transporte por agua. Las ruditas tienen soporte clástico, los cantos están bien rodados y sus diámetros oscilan entre 0,5 y 5 cm. Las estructuras más frecuentes son, estratificación cruzada planar, en surco y deformación hidrolástica. Los sentidos dominantes de las paleocorrientes son hacia el S y SE.

La potencia de los niveles de la unidad es muy variable, estando comprendida entre los 5 y los 20-30 m.

No hay constancia de la existencia de restos fósiles en estos términos. Los únicos componentes orgánicos están representados por niveles carbonosos centimétricos intercalados en los niveles lutíticos verdoso. Al no existir datación faunística concluyente, el intervalo temporal correspondiente a la sedimentación de la unidad se deduce a partir de su relación con la discordancia basal del Grupo Cabuérniga y su posición estratigráfica. Según esto, los niveles de la unidad podrían situarse en el Berriasiense-Valanginiense. Los niveles basales de la unidad, son equivalentes a la Formación Arcera de GARCIA DE CORTAZAR Y PUJALTE (1982).

1.3.4.2. *Arcillas y lutitas rojas y verdes, areniscas y calizas (13). Berriasiense-Valanginiense*

Esta unidad, se encuentra en dos áreas situadas al norte de la Hoja (Monte de la laguna en Barrio de Santa María) y al Noroeste (Quintanilla de las Torres), en donde se sitúa por encima e intercala los niveles detríticos que forman la unidad 12. Se trata de una compleja unidad, compuesta por tramos métricos y decamétricos de lutitas y arcillas rojas y verdes, de gran homogeneidad, con algunos niveles versicolores y otros con alteración caolinífera, que también afecta a algunos niveles areniscosos, de los existentes dentro de la unidad.

Estos paquetes arenosos de potencias métricas a decamétricas (los más importantes se han separado, como unidad 12), suelen presentar un característico color pardo rojizo y grano medio a grueso. Las capas son decamétricas a métricas con sets de estratificación cruzada planar y en surco, uniformidad en las paleocorrientes, cicatrices erosivas y amalgamaciones, correspondiendo a canales de configuración recta. Los canales de configuración meandriforme, suelen tener potencia métrica, con frecuentes depósitos de desbordamiento. Las secuencias de relleno de canal sinuoso son predominantemente arenosas y se caracterizan por las superficies de acreción lateral, criterios de flujo helicoidal y desarrollo de *climbing ripples*.

La litología más notable de la unidad son los niveles calizos grises que se intercalan entre los tramos lutíticos. Tienen potencias decimétricas a métricas. Se distinguen calizas intraclásticas, arenosas y oncolíticas que recuerdan a los niveles carbonatados de la alternancia superior de la Formación Aguilar (unidad 11). A techo de estas capas, se aprecian huellas de karstificación, rubefacciones e indicios de paleosuelos.

El medio sedimentario que genera la unidad es un sistema fluvial de tipo *braided*, con áreas de aporte preferente, que pasa gradualmente a tener configuración meandriforme, con canales y zonas intercanal con características de llanura de inundación, en donde pueden desarrollarse submedios palustres, que se relacionan con medios palustres con la persistencia suficiente para que puedan depositarse las facies carbonatadas, (facies fluvio-lacustres). En estas áreas se suceden inundaciones y desecaciones inducidas por la dinámica fluvial. Esto origina el desarrollo de ciclos de oxidación-

reducción en los sedimentos finos allí formados. El sentido de las paleocorrientes medidas en los tramos arenosos, indica una circulación hacia el sur-sureste de las corrientes fluviales.

El término de facies fluvio-lacustres, se aplica a depósitos terrígenos asociados a márgenes de lagos. Los niveles arenosos, se organizan en secuencias negativas de potencia métrica. Los términos inferiores de estas secuencias, alternan con materiales pelíticos y presentan estratificación *linsen* a *flasher*. Los términos superiores muestran estratificación cruzada de tipo «hummocky». Son abundantes los escapes de fluidos y los fenómenos de deformación hidroplástica. En numerosos casos, los ciclos terminan con la incisión de canales, con estructuras propias de flujos fluviales y corresponden a la progradación del canal distributivo sobre la barra de desembocadura, asimilándose a secuencias completas de *stream mouth bar* lacustre.

Los depósitos pelíticos que se encuentran en las facies fluvio-lacustres y lacustres, se organizan en ciclos de oxidación-reducción de rango métrico. Los términos inferiores, están constituidos por lutitas margosas verdes, grises y versicolores y pueden intercalar delgados niveles de arena fina o limo. En vertical se enriquecen gradualmente en óxidos confiriendo un tonalidad rojiza al depósito. Los ciclos terminan con un horizonte edáfico, con frecuentes procesos de laterización.

Las facies calcáreas, se asocian a contextos marginales. Se encuentran en la parte alta de las cinco primeras secuencias deposicionales del Grupo Cabuérniga y de la unidad. Se integran en una variedad de subambientes que reflejan numerosas expansiones y retracciones lacustres.

Las facies más someras están representadas por calizas margosas nodulosas edáficas en niveles de potencia decimétrica. Suelen asociarse a los términos superiores de los ciclos pelíticos de oxidación-reducción y en muchos casos al horizonte laterítico.

Los depósitos de baja a media energía están compuestos por niveles métricos y decimétricos de *wackestones* interclásticos con abundantes algas y gasterópodos.

Los sedimentos de media a alta energía los constituyen *packstones* y *rudstones* intraclásticos, calizas oncolíticas arenosas y calcarenitas con *ripples* de oleaje y estratificación *wavy*. Los depósitos intraclásticos se enmarcan en un medio litoral lacustre de media a alta energía, los niveles oncolíticos corresponden a facies canalizadas subacuáticas y los términos calcareníticos, con estratificación *wavy* se interpretan como capas de tormenta.

Se reconocen charáceas, ostrácodos, gasterópodos y excepcionalmente restos de reptiles.

En el corte de Quintanilla de las Torres (05) los niveles inferiores de margas grises, normalmente arenosas, y, en ocasiones carbonosas, carecen generalmente de fósiles, excepto algunas pequeñas bolitas ferruginosas que, probablemente, están relacionadas con coprolitos de gasterópodos, así como fragmentos de tallos de charofitas. Las calizas

intercaladas son microcristalinas y contienen arena de grano fino, además de oogonios de charofitas, ostrácodos y fragmentos de moluscos.

En la parte superior (por debajo de la unidad 14), en cambio, las margas son muy fosilíferas, conteniendo una asociación de microfósiles muy rica en especies de foraminíferos *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER), ostrácodos *Macrocentina (Dictyocythere) mediotricta transfuga* MALZ, *Fabanella polita polita* (MARTIN), *Cypridea tumescens* (ANDERS.), *Cypridea tuberculata langtonensis* ANDERS., *Cypridea propunctata* SYLVESTER-BRADLEY, *Cytheropteron sp. 1* RAMIREZ y *Bisulcoypris (T.) forbesii* (JONES), charofitas (*Flabellochara grovesii*) (HARRIS) y *Nodosoclavator bradley* (HARRIS) y gasterópodos. Las calizas son biomicritas arenosas con *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER), ostrácodos y abundantes gasterópodos.

La edad Berriasiense de la unidad es clara y, en particular, hay que asignar al Berriasiense superior (zona 4 de ANDERSON, 1973) a la parte más alta de la unidad.

Los depósitos de influencia marina, se reconocen exclusivamente en la sexta secuencia deposicional. Estos materiales, se encuentran a techo de la unidad 13 y se han separado como unidad 14. Su edad es Berriasiense-Valanginiense.

Las dos últimas secuencias deposicionales del techo de la unidad, presentan facies carbonosas en lugar de niveles calcáreos. Se asocian a depósitos fluviolacustres y ciclos pelíticos de oxidación-reducción que no muestran horizonte laterítico. Estos niveles superiores de la unidad, situados por encima de la unidad 14, tienen una edad Valanginiense.

La potencia de la unidad (incluidos los niveles detríticos de la unidad 12) es de unos 500 m, potencia que corresponde al sector de Quintanilla de las Torres en donde hay que restar los 75-100 m del tramo con afinidad marina 14. La unidad 13 es comparable con la Formación Aroco, separada dentro del Grupo Cabuérniga, por GARCIA DE CORTAZAR Y PUJALTE (1982).

1.3.4.3. **Areniscas, conglomerados, lutitas y margas, con ostreidos (14). Formación Loma Somera. Berriasiense-Valanginiense**

La unidad tiene una potencia en el corte de Quintanilla de las Torres de unos 75-100 m. En esta sección se encuentra, en el tramo superior de la columna, horizontes bioclásticos con restos fósiles de afinidad marina (ostreidos y briozoos) junto con restos óseos de grandes reptiles. En las otras localidades en donde aflora el Grupo Cabuérniga esta unidad no es visible, por lo que no puede estimarse las variaciones de potencia de la unidad, ni la presencia de los niveles marinos.

La litología de la unidad, está formada por conglomerados y areniscas de composición algo calcárea y lutitas y margas arenosas. Constituyen ciclos de relleno de canal fluvio-mareal. Presentan depósitos de lag conglomerático en la base, estratificación cruzada bimodal y ripples de oleaje a techo. El tipo de secuencia, la existencia de superficies de acreción muy tendidas y las medidas de paleocorrientes inducen a considerar una confi-

guración meandriforme para los canales fluviomareales. Incluyen muy abundantes ostreidos y algunos restos de biozoos que marcan una edad Valanginiense inferior, por correlación con los niveles equivalentes de la localidad tipo, de la Formación Loma Somera (GARCIA DE CORTAZAR Y PUJALTE, 1982). Este episodio de afinidad marina corresponde a un periodo de nivel del mar alto, muy característico, que culmina la sedimentación del Grupo Cabuérniga. La relación de esta unidad, con la Formación Aroco (unidad 13) podría ser ligeramente discordante. La unidad 14 comienza con niveles conglomeráticos que engloban restos marinos en el corte de Quintanilla de las Torres. En las localidades tipo del Grupo Cabuérniga, GARCIA DE CORTAZAR Y PUJALTE (1982), aprecian una suave discordancia de Loma Somera sobre el infrayacente Aroco.

1.3.4.4. *Lutitas rojas y verdes con niveles de areniscas (15). Berriasiense-Valanginiense*

Esta unidad se encuentra aflorando en las áreas del Monte Ontañón al noroeste de Aguilar de Campoó y al norte del río Lucio. En estos puntos la unidad, se sitúa por encima e intercala niveles detríticos de la unidad 12. La ausencia de los niveles calizos que caracterizan la unidad equivalente 13, es debida a la irrupción en estas áreas, de aportes detríticos provenientes del norte, que inhiben la sedimentación carbonatada, que queda relegada a los interfluvios periódicamente inundados y áreas lacustres, en donde se deposita la unidad 13. Además de la desaparición de los niveles calizos, se observa el incremento en aportes detríticos (se separan niveles con predominio detrítico que constituyen la unidad 12).

La litología de la unidad 15 está compuesta por niveles métricos y decamétricos de lutitas rojas y verdes, bastante homogénea, que se organizan en ciclos de oxidación-reducción. Estos niveles versicolores suelen tener alteración caolinífera. Esporádicamente, desarrollan horizontes edáficos constituidos por suelos rojos y lateríticos. Los términos areniscos tienen color pardo-rojizo con potencias decimétricas a métricas y niveles más importantes métricos a decamétricos que se han diferenciado cartográficamente (unidad 12), por su notable resalte topográfico. El tamaño de grano es medio a grueso con niveles centimétricos de microconglomerado dentro de los niveles de la unidad 15. Se observan sets de estratificación cruzada en surco y planar, cicatrices erosivas y amalgamaciones. Asociadas a las lutitas y a los tramos arenosos, se sitúan intercalaciones carbonosas centimétricas a decimétricas, aunque en algún punto superan el metro de espesor. Son lutitas carbonosas de contenido orgánico variable.

El contexto sedimentario en donde se deposita la unidad 15 es un sistema fluvial con características *braided* en donde alternan las áreas canalizadas con desarrollo de barras arenosas con zonas intercanal y distales con características de llanura de inundación, canales meandriformes, desarrollo de sedimentos finos lutíticos y en donde las alternancias de periodos de inundación-desección influyen sobre el sedimento. Las alternancias caoliníferas sugieren la existencia de intervalos tropicales a subtropicales dentro de un clima bastante húmedo pero con periódicas épocas secas. La paleogeografía de la cuenca está influida por fracturas NO-SE del Sistema Ventaniella. Los episodios fluvio-lacustres no son tan frecuentes como en la unidad 13.

Los canales fluviales muestran diversos tipos de configuración. En las partes bajas de las secuencias dominan los canales de baja sinuosidad cuyos rellenos reflejan paleocanales de tipo *braided* y tramos rectos. Los ciclos de relleno de canal suelen presentar conglomerados cuarcíticos en la base y areniscas de grano medio a fino a techo. Los conglomerados están depositados bajo mecanismos de soporte clástico, los cantos están bien rodados y sus diámetros oscilan entre 0,5 y 5 cm. Las areniscas muestran diversos grados de cementación y frecuentemente tienen carácter ferruginoso. Las estructuras más frecuentes son, estratificación cruzada planar y en surco y deformación hidroplástica.

Los canales de configuración recta se reconocen por sus secuencias de relleno caracterizadas por uno o varios episodios de *sets* y *cosets* de láminas cruzadas con geometría tabular y baja o nula dispersión en las lecturas de paleocorrientes.

Los canales de tipo *braided* se caracterizan por presentar un mayor contenido de *sets* de conglomerados. Se diferencian por el desarrollo de incisiones internas, presencia de canales imbricados y encajamiento de canales sobre las barras.

Los intervalos con paleocanales meandriformes contienen una mayor proporción de facies lutíticas y son muy frecuentes los depósitos de desbordamiento. Las secuencias de relleno de canal son predominantemente arenosas y se caracterizan por las superficies de acreción lateral, criterio de flujo helicoidal y desarrollo de *climbing ripples*.

El espesor de la unidad varía entre los 500-800 m. Valores menores se observan en los puntos en donde los niveles detríticos de la unidad 19 discordantes, (macrosecuencias Aptense-Albense) erosionan los tramos más altos de la unidad.

No se observan, además de los niveles carbonosos, restos orgánicos que puedan proporcionar una datación segura, por lo que su edad se deduce de la posición estratigráfica que ocupa. El intervalo temporal de esta unidad, podría situarse entre el Berriasiense y el Valanginiense.

1.3.5. Cretácico inferior. Facies Weald. Valanginiense-Barremiense.

Las unidades de este ciclo sedimentario, están representadas en la Hoja muy parcialmente, debido al carácter fuertemente discordante del ciclo Aptense-Albense. Afloran en las inmediaciones de Quintanilla de las Torres, en donde alcanzan una potencia de 120 m. Se organizan en tres secuencias deposicionales. En la vecina Hoja de Las Rozas situada al noreste, estos tramos alcanzan potencias del orden de centenares de metros.

Estos materiales se encuentran en la región en clara discordancia sobre los términos del Grupo Cabuérniga, la Formación Aguilar o incluso el Jurásico marino.

Representan la implantación en la región de un régimen de sedimentación continental, con desarrollo de sistemas fluviales, de configuración *braided*, relacionados con subsistemas palustres en donde pueden desarrollarse acumulaciones carbonosas de menor importancia que las existentes en las unidades suprayacentes del ciclo Aptense-Albense.

PUJALTE (1982,1988) asigna estos niveles a la «macrosecuencia deposicional superior» de la sucesión Oxfordiense-Barremiense, también denominada Grupo Pas. Este ciclo presenta las características propias de las Facies Weald y de esta manera ha sido considerado por los autores que han trabajado en la zona.

La edad de esta «macrosecuencia superior» está comprendida, en las zonas en donde aflora completa, entre el Valanginiense y el Barremiense. Sobre estos niveles, se sitúan, términos detríticos del Barremiense superior-Aptiense y marinos bedoulienses, que forman parte del ciclo basal urgoniano. El contacto superior de las Facies Weald, no se observa dentro de la Hoja, al encontrarse erosionado la mayor parte de la macrosecuencia superior por términos detríticos continentales de la secuencia superior del Aptense. En las regiones en donde el techo de las Facies Weald es visible, se observa el desarrollo de términos característicos de una interrupción sedimentaria, calizas arenosas rubefactadas, edafizaciones, etc. El ciclo sedimentario wealdico, finalizaría con una disminución de la tasa de sedimentación, previa a la sedimentación urgoniana del Aptiense basal que podría situarse discordante y con carácter expansivo sobre el techo de esta macrosecuencia. La posterior erosión del ciclo superior detrítico del Aptiense-Albiense ocasionaría la actual exposición incompleta o ausencia del Weald en la Hoja. La reorganización paleogeográfica que supone esta macrosecuencia, es reflejo de la actuación de los sistemas de fracturación, como el Sistema Ventaniella. Las directrices de estos accidentes se manifiestan en las paleocorrientes de las unidades del ciclo, que se ajustan a sus direcciones.

El movimiento de estos accidentes, posiblemente en régimen transtensivo implica una nueva etapa de la apertura del Golfo de Vizcaya, previa a la transgresión urgoniana de la base del Aptiense. Las paleocorrientes de los sistemas aluviales del ciclo, siguen de una forma general las directrices de estos accidentes.

1.3.5.1. ***Areniscas y conglomerados con intercalaciones arcillosas (16). Valanginiense-Hauteriviense***

Este nivel wealdico, con predominio de términos detríticos groseros, marca la base de la «macrosecuencia deposicional superior de la sucesión Oxfordiense-Barremiense» de PUJALTE (1989). Aflora en Quintanilla de las Torres.

El tramo está compuesto principalmente por areniscas y conglomerados silíceos, de color pardo rojizo. Estos términos clásticos, están bien cementados, mostrando un elevado grado de madurez. El tamaño usual de los clastos conglomeráticos es centimétrico y los términos arenosos presentan grano medio a grueso. Se organizan en secuencias positivas métricas. Los niveles de base de secuencia son canales *braided* que incluyen sets de conglomerados cuyos contextos ponen de manifiesto la existencia de canales menores imbricados. Las estructuras más frecuentes en los paleocauces de baja sinuosidad son estratificación cruzada planar y en surco y deformación hidroplástica. La unidad intercala términos relictos centimétricos a decimétricos con predominio de lutitas y arcillas verdes, a veces con un alto contenido en materia orgánica.

Son depósitos formados por sistemas fluviales. La potencia de este nivel en la Hoja es de 40-50 m. En áreas situadas al NE (Las Rozas) se encuentran niveles similares intercalados a diferentes alturas estratigráficas de esta macrosecuencia. En Prádanos de Ojeda la unidad 16 tiene edad Valanginiense, pudiendo alcanzar los niveles equivalentes de áreas próximas, según su posición en la secuencia weáldica, al menos edad Hauteriviense. La edad propuesta se basa en la posición estratigráfica puesto que estos niveles son azoicos.

1.3.5.2. *Lutitas rojas y verdes con areniscas (17). Valanginiense-Barremiense*

En esta unidad se encuentran los términos superiores en Facies Weald que afloran en la Hoja. Se localizan en las cercanías de Quintanilla de las Torres con una potencia entre 60 y 80 m.

El tramo es de gran variabilidad litológica. Predomina la sedimentación de términos finos, lutítico-arcillosos, de gran homogeneidad y color rojo o verde. Representan secuencias de inundación-deseccación que inducen ciclos de oxidación-reducción. Es frecuente la presencia de términos carbonosos y suelos lateríticos. Son depósitos característicos de llanura de inundación, por donde discurren canales fundamentalmente meandriformes. Su litología, está compuesta por areniscas silíceas pardorrojizas de grano medio a fino, maduras y bien cementadas. Presentan las características propias de barras de meandro, puestas de manifiesto por superficies propias de acreción lateral, láminas ascendentes de estratificación cruzada y *climbing ripples*.

Esta unidad weáldica fluvio-palustre tiene una edad Valanginiense dentro de la Hoja, alcanzando, niveles de similar litología en áreas donde esta macrosecuencia está mejor representada, una edad Hauteriviense y posiblemente Barremiense. La edad de estos tramos, como ocurría en la unidad weáldica precedente, se deduce de la posición estratigráfica del ciclo con respecto a las macrosecuencias infrayacente y suprayacente. Los levigados de la unidad han resultado azoicos.

1.3.6. *Cretácico inferior. Aptiense-Albiense.*

Este ciclo sedimentario se encuentra aflorando en Quintanilla de las Torres, al sur y oeste del Monte Bernorio, Frontada y Valoria de Aguilar y al sur de esta localidad, al oeste de Olleros de Pisuerga, al norte de Becerril del Carpio y en el sinclinal situado al sur de Santa María de Mave. El mejor corte se encuentra en torno a la carretera N-611, km 98-100, en donde a pesar de la fracturación pueden observarse bien sus características.

El contacto basal de la unidad es discordante sobre las macrosecuencias deposicionales inferiores. Su yacente es el Grupo Pas (Facies Weald), el Grupo Cabuérniga, la Formación Aguilar o incluso el Jurásico marino.

El depósito de este ciclo sedimentario, se produce tras una importante remodelación paleogeográfica, que implanta una sedimentación continental.

El medio de depósito de la macrosecuencia es un sistema fluvial de configuración *braided*. La notable importancia de los términos arenoso-conglomeráticos al sureste de la Hoja se debe a la posición próxima que ocupan dentro de este sistema aluvial, correspondiendo a zonas canalizadas de aporte detrítico preferente.

La fracturación NO-SE del sistema Ventaniella y sistemas asociados ejerció un notable control sobre la paleogeografía de la unidad, influyendo en la orientación de las paleocorrientes que presentan un sentido hacia el N, NE y NO. Esta actividad tectónica, está relacionada con una nueva etapa en el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya, dentro del proceso de formación del Atlántico norte (GARCIA MONDEJAR, 1982).

La potencia del ciclo varía entre un máximo de 350 m en el área de Becerril del Carpio, a un mínimo de 50-100 m en Quintanilla de las Torres y el Monte Berrorio. Los niveles en Facies Utrillas se sitúan discordantemente a cualquier altura sobre esta unidad, por lo que se desconoce la potencia real de esta macrosecuencia. En la mitad occidental de la Hoja, limitada por el accidente del Sistema Ventaniella que pasa por Barrio de Santa María, Becerril del Carpio y Villela, estos niveles aptienses-albienses y las unidades purbeckienses y wealdicas están ausente, posiblemente por erosión durante el episodio sedimentario de la Facies Utrillas.

La presencia de foraminíferos arenáceos a techo del ciclo y su posición estratigráfica en zonas próximas, en donde esta secuencia se encuentra relacionada con materiales marinos del Aptiense basal, acotan la edad de este ciclo, entre el Aptense y el Albiense. PUJALTE Y ROBLES (1991 comunicación personal) sitúan esta secuencia en el Albiense inferior y medio. Esta misma edad es propuesta por GARCIA MONDEJAR (1979), siendo el origen del ciclo según este autor, un rejuvenecimiento del área distributiva del NE de la Meseta. Estos materiales, pueden ser el equivalente continental de secuencias máximas urgonianas.

Los diversos episodios aptienses-albienses con equivalentes marinos pueden amalgamarse, o bien lo más importante (como podría ser el caso del episodio Albiense inferior-medio de estos autores) pueden erosionar a los más bajos, quedando preservado solo este ciclo superior en algunas áreas, mientras en otras se conserva más completa la sucesión Aptense-Albiense.

GARCIA MONDEJAR (1979, 1982) distingue cinco pulsaciones durante el Aptiense-Albiense: la primera durante el tránsito Barremiense-Aptiense, la segunda hacia el fin del Aptiense inferior, la tercera, creadora de estructuras, ocurrió hacia el techo del Albiense inferior, la cuarta pulsación tuvo lugar en el Albiense superior y finalmente la quinta fase se desarrolla al término del Albiense, originando una importante reestructuración paleogeográfica, que dió paso a la sedimentación de la Facies Utrillas.

1.3.6.1. *Conglomerados y areniscas pardo-rojizas (18). Aptiense-Albiense*

La mejor área de observación de esta unidad se encuentra en el entorno de Becerril del Carpio. En esta zona, la potencia de esta unidad es de unos 300 m. En Quintanilla de las Torres y en las inmediaciones del Monte Berrorio la potencia de estos términos detríti-

cos groseros es menor (40-50 m). La variación puede reflejar la posición distal de estos afloramientos con respecto a los que se sitúan al sureste de la Hoja. Estos materiales, podrían ser comparables con la Formación de Cilleruelo de Bezana (GARCIA MONDEJAR Y PUJALTE; 1981), en concreto con su Miembro Areniscas de Polientes (GARCIA MONDEJAR, 1979) definidas al NO de la Hoja.

Los términos basales de la unidad, están compuestos por conglomerados poligénicos, cuyos restos calcáreos proceden de los depósitos carbonatados de la Formación Aguilar, y por areniscas bien cementadas. En la Hoja de Villadiego estos niveles incluyen cantos rubefactados, posiblemente relacionados con la existencia de una interrupción sedimentaria con alteración de términos carbonatados (también de la Formación Aguilar) subyacentes.

La mayor parte de la unidad está constituida por una potente sucesión formada principalmente por conglomerados cuarcíticos y areniscas poco cementadas, a veces con alteración caolinífera. Los conglomerados muestran soporte clástico y media a buena selección. Los cantos están bien rodados y los diámetros oscilan entre 1 y 10 cm. Las areniscas muestran grados de cementación bajos y el tamaño de grano es el predominante.

La configuración más abundante de los paleocauces, es la de tipo *braided*. Las secuencias de relleno de los paleocanales es muy compleja, con desarrollo de sets de estratificación cruzada, que representan las formas menores del lecho, y superficies erosivas, que configuran secuencias de canales imbricados, y en otros casos incisión de canales menores sobre barras. Los depósitos asociados a ríos sinuosos son menos frecuentes, predominantemente arenosos, y muestran superficies de acreción lateral, sets de *climbing ripples* y ocasionalmente deformación hidrolástica. En algunos puntos se observan restos de azabache incluidos como clastos en la base de los canales.

La unidad intercala niveles decimétricos a métricos de limos arcillosos ocre y lutitas rojas y verdes con niveles carbonosos, que en los alrededores de Lomilla y Valoria de Aguilar, han sido explotados. Corresponden a breves intervalos palustres-lacustres con condiciones de sedimentación predominantemente reductoras.

Las medidas de paleocorrientes muestran cierta dispersión de sentidos de aporte. En general, están dirigidas hacia el N, NE y NO.

La unidad se ha depositado por medio de sistemas fluviales, con predominio de la configuración *braided*, que discurren por paleovalles cuyas direcciones se ajustan bastante a las de los grandes sistemas de accidentes presentes en la región.

La unidad es azoica. Su posición estratigráfica y la existencia de dataciones paleontológicas en la unidad suprayacente, sitúan la edad de este tramo entre el Aptiense y el Albiense inferior-medio. Otros autores, GARCIA MONDEJAR (1979), PUJALTE Y ROBLES (1991) com. personal) se inclinan por situar la base de esta unidad en el Albiense inferior.

1.3.6.2. *Lutitas grises y rojas con areniscas y niveles carbonosos (19). Aptiense-Albiense*

Al sur de Porquera de los Infantes se observa una particular asociación litológica a techo de la unidad 18. Consiste en lutitas grises y verdes con niveles carbonosos centimétricos que intercalan capas centimétricas a decimétricas de areniscas con ripples simétricos. Son depósitos formados en un contexto palustre-lacustre somero. En el Corte de Olleros de Pisuerga se encuentran niveles parecidos con los que parece culminar la sedimentación Aptiense-Albiense en el área, al ser éstos los términos estratigráficos más altos respetados por la Discordancia Austrica infrautrillas. Podrían indicar una evolución de los sistemas aluviales *braided* a una generalización de las facies palustres-lacustres con un escaso drenaje posiblemente realizado por canales de alta sinuosidad. Esto podría ser la respuesta a la colmatación de las cuencas generadas por las fases neokimméricas al disminuir su actividad y por tanto la subsidencia.

Esta unidad, podría correlacionarse en la Formación Cilleruelo de Bezana (GARCIA MONDEJAR Y PUJALTE, 1981), correspondiendo posiblemente con el Miembro Lutitas de Ruanales (GARCIA MONDEJAR, 1979). Estas unidades se han separado al NO de la Hoja.

La potencia preservada de esta unidad en la Hoja es de unos 50 m, si bien en áreas próximas (Hoja de Polientes y Hoja de Las Rozas), la Facies Utrillas suprayacente es menos erosiva, exponiéndose potencias del orden de centenares de metros de esta unidad, alternando con niveles más detríticos de la otra unidad de este ciclo Aptiense-Albiense.

Esta unidad está muy bien caracterizada en la columna de Olleros (06) y en otros puntos de la Hoja, donde los niveles de arcillas carbonosas contienen exclusivamente foraminíferos de concha arenácea: *Ammobaculites* cf. *torosus* LOEBL. y TAPPAN, *A. subcretaceous* CUSHM. y ALEX., *Ammobaculooides* cf. *gainesvillensis* LOEBL. y TAPPAN, *Ammomarginulina loricata* LOEBL. y TAPPAN, *A. cf. whitneyi* IKINS y CLABAUGH, *Flabellamina* cf. *alexanderi* CUSHM., *Frankeina goodlandensis* CUSHM. y ALEX, *Haplophragmoides trinitensis* LOZO, *H. cf. globosus* LOZO y *Glomospira* sp.

1.3.7. Cretácico inferior-superior. Facies Utrillas. Albiense-Cenomaniense

Finalizada la sedimentación purbeckiense, wealdica y aptiense-albiense se produce una importante estructuración tectónica (Fase Austrica) que origina la deformación de las unidades jurásicas y cretácicas hasta entonces depositadas. A esta etapa de actividad sucede una nueva etapa sedimentaria, en donde tras un importante periodo erosivo (con desarrollo en algunos puntos de superficies de exposición subárea, lateritas, etc.), se forman nuevas cuencas que siguen a grandes rasgos, las directrices de los sistemas de fracturación NO-SE tipo Ventaniella. La unidad que sella esta importante discordancia, es la característica unidad detrítica en Facies Utrillas depositada en un contexto continental, por sistemas aluviales. La base de este ciclo, constituye el límite inferior de la megasecuencia transgresiva del Albiense-Cretácico superior. Su carácter discordante y erosivo, permite considerar la ruptura basal del Utrillas como una importante interrupción de orden mayor.

1.3.7.1. *Arenas y conglomerados con lutitas versicolores y alteraciones caoliníferas (20). Albiense superior-Cenomaniense*

Esta unidad de naturaleza detrítica, se encuentra distribuida en toda la Hoja. La importante actividad tectónica previa al depósito de la unidad, da lugar a que la base de ésta se sitúe discordante sobre diferentes niveles. Los términos más altos estratigráficamente sobre los que se depositan las facies Utrillas son materiales del ciclo Aptiense-Albiense; por debajo de estos, se sitúa sobre las diferentes unidades wealdico-purbecquienses y del Jurásico marino e incluso puede depositarse sobre el Triásico en Facies Keuper. Al oeste del importante accidente Barrio de Santa María-Becerril, por erosión o no deposición de los niveles previos, el yacente de esta unidad es el Paleozoico. En la esquina noroeste de la Hoja, el substrato de este nivel son términos del Carbonífero superior, aunque el contacto no es visible directamente por estar cubierto por sedimentos neógenos. En la vecina Hoja de Barruelo de Santullán situada al norte, esta relación estratigráfica sí es visible. Esta unidad se conoce también con el nombre de Arenas de Olleros de Pisuegra (FLOQUET *et al.* 1982), distinguidas como miembro, de las Arenas de Utrillas (AGUILAR *et al.* 1971).

La litología de la unidad está compuesta por conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas.

Los conglomerados y microconglomerados son de naturaleza silícea, en su mayor parte cantos cuarcíticos. Están bien rodados y presentan un alto grado de esfericidad. Sus diámetros están comprendidos entre 1 y 10 cm y su selección es medianamente buena. Su matriz es arenosa y está afectada por una intensa alteración caolinífera, que da a estos materiales tonos blanquecinos. Poseen potencias métricas a decamétricas.

La alteración hace que el grado de cementación sea bajo (gravas y cantos). Una consecuencia de esto es que los niveles conglomeráticos no suelen dar resalte topográfico, ocupando zonas deprimidas, contrastando con algunos niveles arenosos que por su menor porosidad se encuentran menos alterados y dan relieves positivos, con lo que el reflejo morfológico de la unidad está invertido. Esta particularidad es especialmente notable en los tramos basales de la unidad en donde a pesar de concentrarse las granulometrías más gruesas, éstas son fácilmente erosionadas situándose en fondos de valle, barrancos, etc. A pesar de su bajo grado de consolidación se aprecia en estos materiales imbricación de cantos, cicatrices erosivas y amalgamación de capas.

Estos términos están relacionados con areniscas, sobre todo de grano grueso y medio, también de bajo grado de cementación y color blanco por la alteración caolinífera (arenas), aunque también presentan coloraciones amarillentas, rojizas, violetas y negruzcas. Forman sets de estratificación cruzada planar y en surco y están organizadas con los términos conglomeráticos en secuencias positivas de relleno de canal métricas a decamétricas. Los otros términos areniscosos presentes en la parte alta de la unidad son paquetes métricos a decamétricos de areniscas mejor cementadas y de color pardo que dan relieve positivo. Tienen un tamaño de grano medio a grueso. Se observan superficies de acreción lateral y presencia de láminas ascendentes de «sets» y «cosets» de estratificación cruzada de mediana y pequeña escala. Son muy abundantes los restos de troncos limonitizados.

Los términos limosos y lutíticos no son muy importantes en el conjunto de la unidad. Son niveles de sedimentos finos, que han sido respetados por la general amalgamación de términos conglomerático-arenosos. Los términos más frecuentes, son lutitas rojas y verdes seguidos de limolitas y lutitas grises con alguna intercalación carbonosa. También son escasos los niveles decimétricos a métricos de arcillas rojas, verdes y blancas con elevado contenido caolinítico.

El medio de sedimentación del tramo inferior, al que pertenece la mayor parte de la unidad, está compuesto por sistemas fluviales. La presencia de *sets* tabulares amalgamados, la incisión de canales sobre las barras y la existencia de canales imbricados son criterios definitivos para asignar una configuración *braided* a los paleocauces. También son frecuentes los tramos de canales rectos. Las facies lutítico-limosas corresponden a una llanura de inundación débilmente vegetada. La alteración caolinítica corresponde a un clima tropical a subtropical.

La potencia de la unidad en la Hoja, varía entre 100-150 m al oeste, sur y sureste, a 200-300 m en el centro, este y noreste.

La mejor sección de la unidad se encuentra en las inmediaciones de Olleros de Pisuegra. La base de la columna se encuentra en el km 100 de la Carretera Nacional 611, y el techo sobre la curiosa iglesia de Olleros, excavada en los niveles areniscosos de Utrillas y con una decoración natural en sus paredes consistente en las estratificaciones cruzadas propias de estos niveles. Otros puntos de observación de la unidad se encuentran en Villacibio y en Villarén de Valdivia, cortes parciales en donde se observan bastante bien las estructuras y asociaciones de facies de los niveles conglomeráticos-arenosos.

La sucesión encontrada en el corte de Olleros, permite diferenciar dos tramos dentro de la unidad. El inferior, más potente, es predominantemente conglomerático-arenoso y se ha formado en un medio fluvial *braided*. Aunque se observan pasadas carbonosas, la posibilidad de conservación de esta subfacies en este área es mínima dada la alta densidad de canales y la frecuente amalgamación de las secuencias. El tramo superior, mucho menos potente, se localiza cerca de la ermita de Olleros y destaca por el patente cambio en el medio fluvial en donde los canales arenosos cambian bruscamente pasando a tener organización en *point-bars* meandriformes, disminuyendo la densidad de canales. En este tramo los niveles lutíticos son relativamente más frecuentes y los niveles carbonosos son más importantes, más continuos y están mejor preservados. El contacto entre los dos tramos diferenciados por el distinto tipo de configuración de los paleocarales, se reconoce por la existencia de limos carbonosos y el desarrollo de suelos calcimorfos. Esta interrupción podría marcar el límite Albiense-Cenomaniense.

Este cambio a un medio fluvial menos energético, recuerda al tránsito similar que se realiza a techo de las unidades del Aptiense-Albiense. El origen de las cuencas está ligado a la actividad de los accidentes NO-SE del Sistema Ventaniella, que las configuran e influyen notablemente en la orientación de los canales de drenaje de los sistemas aluviales. Las paleocorrientes tomadas sobre los paleocanales *braided* se dirigen hacia el N y NO. Las direcciones medidas en el intervalo superior de paleocauces mendriformes,

muestran una notable dispersión, consecuencia de la alta sinuosidad. No obstante, las medidas más frecuentes apuntan hacia el NO.

No existen datos faunísticos fiables que aporten información suficiente acerca de la edad de la unidad. Según su posición estratigráfica y de acuerdo con los datos regionales el intervalo temporal ocupado por este tramo, parece corresponder al que va desde el Albiense superior hasta el Cenomaniense. AMERON (1965) realiza estudios palinológicos de esta unidad en la Cordillera Cantábrica que sitúan a la Facies Utrillas en este área situada entre la parte superior del Albiense y el Cenomaniense. Estos materiales son claramente un depósito diacrónico a lo largo del borde sur de la Cordillera Cantábrica, siendo en conjunto más modernos hacia el oeste. En la vecina Hoja de Guardo situada al oeste, el límite superior de la Facies Utrillas, se sitúa en la base del Turoniense. Esta unidad, en el borde sur de la Cantábrica, recibe el nombre de Formación Voznuevo (EVERS, 1967).

1.3.8. Cretácico superior (Cenomaniense-Maastrichtiense).

Finalizado el episodio de sedimentación continental, durante el que se deposita la unidad 20 en Facies Utrillas y que constituye la primera etapa deposicional posterior a la actividad tectónica alútrica, se produce una gradual profundización de las cuencas sedimentarias. El período de mayor expansión de las condiciones marinas (apertura máxima del Golfo de Vizcaya), se sitúa durante el Santoniense.

Esta progresiva implantación de las condiciones de sedimentación marina, origina el depósito de las unidades del Cretácico superior. Las facies sedimentarias producidas por estos medios marinos, son muy parecidas durante el depósito de este gran ciclo. Las últimas etapas, en el Campaniense superior y el Maastrichtiense, marcan un cambio paleogeográfico importante que compartimenta y confina las cuencas sedimentarias fincretácicas.

La fracturación NO-SE del sistema Ventaniella y sistemas asociados, que tanto han influido durante la sedimentación de los ciclos purbeckiense, wealdico y aptiense-albiense todavía muestra indicios de actividad en el Cretácico superior. La subsidencia diferencial inducida por estos accidentes se pone de manifiesto por la variación de las sucesiones cretácicas en una dirección NE-SO transversal a estas estructuras: serie del Monte Bernorio, sucesión de la Mesa de las Tuerces, Corte de Rebolledillo de la Orden en la Hoja de Herrera de Pisuerga, etc. Las transgresiones marinas vienen del N-NE mientras que la línea de costa es compleja y estaba situada al O, S y SE.

La sedimentación del ciclo está afectada por varios períodos de interrupción en la sedimentación de importancia variable. Los lapsos deposicionales más marcados son los que establecen los límites de los subciclos principales. De muro a techo se ha dividido el Cretácico superior en los siguientes subciclos: Cenomaniense-Coniaciense (Unidades 21, 22, 23), Santoniense-Campaniense basal (unidades 24, 25, 26 y 27), Campaniense (unidades 28, 29, 30 y 31) y finalmente Campaniense superior-Maastrichtiense (unidades 32 y 33).

La potencia de este ciclo deposicional varía entre los 250 y los 450 m.

1.3.8.1. *Areniscas ocreas, calizas con ostreidos, margas, lutitas y niveles carbonosos (21). Cenomaniense.*

Esta unidad, se diferencia en la mitad oriental de la Hoja: Mesa del Bernorio, Mesa de las Tuerces y Peña Mesa. En el resto del área de estudio, las características de la unidad (presencia de niveles carbonosos margas con ostreidos y areniscas) son menos patentes, por lo que se ha incluido este tramo estratigráfico en la base de la unidad 23 (área de Dehesa de Montejo) y a muro de la unidad 22 (Anticlinal de Villaescusa de Ecla y al sureste de la Hoja, en la Sierra de Albacastro). FLOQUET Y LACHKAR (1979), denominan a esta unidad, «Gres á *Exogyra* et *Ostrea*».

El nivel tiene una gran variedad litológica. Destaca la presencia de niveles areniscosos de color pardo y potencias entre 1 y 3 m. Están asociados a las margas, limotitas y lutitas que presentan estratificación *linsen* y *wavy*. Son asimilables a secuencias de relleno de canal. Presentan base neta, a veces erosiva, fragmentos de carbón y de ostreidos, estratificación cruzada, planar, bimodal y en surco, superficies de acrección lateral y *climbing ripples* y de oleaje. La matriz presenta alteración caolinífera. Se encuentran restos de troncos limonitizados.

Otra litología característica son los niveles de acumulación de materia orgánica vegetal, que van desde margas y lutitas verdes y grises con un laminado tractivo interno, a lutitas carbonosas con intercalaciones lignitíferas centimétricas. Son restos carbonosos resedimentados y se acumulan junto con los términos más pelíticos en momentos de mayor decantación. La potencia de estos tramos carboníferos son centimétricos a decimétricos con espesores medios máximos de 30-40 cm. Proceden de un litoral vegetado en el límite inter-supramareal. Son carbones de mala calidad y con un alto contenido en cenizas a pesar de lo cual fueron aprovechados a mediados de siglo. Las explotaciones más notables se encuentran en Olleros de Pisuerga, Villacibio y Rebolledo de la Torre.

Se observan dos tipos de facies calcáreas: bancos decimétricos de calizas arenosas y nodulosas muy bioturbadas, y capas decimétricas de calizas arenosas y calcarenitas con abundantes fragmentos de ostreidos. Las texturas de estos carbonatos son *packstone-grainstone* con cemento esparítico.

Las intercalaciones margosas, decimétricas a métricas, tienen color pardo a gris y también presentan abundantes fragmentos fósiles, que llegan a constituir auténticas lumaquelas sin cementar, con ostreidos como componente principal.

Además de los ostreidos se encuentran otros bivalvos y gasterópodos, corales, briozoos, ostrácodos de concha gruesa y algas. FLOQUET Y LACHKAR (1979) encuentran en la unidad *Ostrea ouremensis*, *Exogyra flabellata* y *Exogyra olisiponensis*, además de megasporas; y proponen una edad Cenomaniense superior para este nivel.

En niveles de arcillas carbonosas del tramo superior de la unidad en el corte de Olleros, se han encontrado foraminíferos de concha arenácea: *Ammobaculites agrestis* CUSHM. y APPLIN, A. cf. *textaceus* TAPPAN, A. *junceus* CUSHM. y APPLIN, *Ammomarginulina*

loricata LOEBL. y TAPPAN y *haplophragmoides advenus* (CUSHM. y APPLIN). También se ha reconocido el fósil problemático *Coptocampylodon lineolatus* ELLIOT. La edad de la unidad, en base a la asociación mencionada, es Cenomaniense inferior. Representa el cambio lateral del techo de la Facies Utrillas a los términos marinos equivalentes del Cenomaniense.

La asociación de facies margo-lutíticas y limosas, se deposita en un medio transicional con características intermareales-submareales. Los canales arenosos presentan una configuración meandriforme. Son depósitos transportados por corrientes fluviales retrabajados por flujos mareales bidireccionales. Hay niveles en donde los rasgos fluviales desaparecen, conservándose sólo los aspectos mareales. Las facies margo lutíticas y limosas se interpretan como depósitos intermareales en zonas no canalizadas. Los restos carbonosos están resedimentados y se acumulan junto con los términos más pelíticos en momentos de mayor decantación. Proceden de un litoral vegetado en el límite inter-supramareal.

Los tramos de calizas arenosas y de calcarenitas se sitúan en un ambiente submareal a *off-shore* en el que dominan los procesos generados por tormentas y oleaje. Las margas y calizas margosas se forman por debajo de la influencia mareal, en áreas de baja energía.

En conjunto la unidad constituye un sistema estuarino que experimenta en vertical un cambio progresivo de medios fluviomareales a ambientes de mar abierto, que dominan la sedimentación en la unidad 22 situada a techo.

Las paleocorrientes indican un sentido de aporte hacia el NO de los canales arenosos de la unidad, coincidente con la correspondiente a los canales fluviales de la Facies Utrillas. Las paleocorrientes dirigidas en sentido contrario indican la existencia de flujos mareales y la divergencia de direcciones en los canales fluvio-mareales se debe a la configuración altamente sinuosa de los mismos. Las paleocorrientes coinciden con la dirección NO-SE del sistema de fracturación de Ventaniella. Estos accidentes han ejercido un control directo sobre la configuración de la cuenca y la distribución de los medios sedimentarios.

La unidad tiene una potencia variable entre 10 y 75 m. Esta unidad basal del Cretácico superior marca una transición hacia la sedimentación carbonatada en condiciones marinas, predominante durante el transcurso del Mesozoico terminal.

1.3.8.2. **Margas, calizas, biocalcarenitas y calizas margosas con ostreidos (22). Cenomaniense-Coniaciense**

En este tramo cartográfico finaliza la transición del Cretácico superior basal hacia condiciones plenamente marinas.

En las áreas en donde no se distingue la unidad 21, descrita anteriormente, el nivel cartográfico 22 se sitúa sobre los tramos detríticos en Facies Utrillas. En estas zonas la base de la unidad 22 es equivalente estratigráfica y temporalmente al tramo 21 y se caracteriza por la presencia de niveles arenosos centimétricos a decimétricos y pasadas carbo-

nosas centimétricas. Estas litologías indican condiciones fluviomareales a estuarinas. La presencia de estos niveles transicionales no es constante, ni alcanza la relevancia que tienen en la unidad 21. La implantación de facies marinas es más rápida en estos sectores. El nivel 22 está ausente al NO de la Hoja (Dehesa de Montejo, Barrio de Santa María, Foldada). Es una zona de alto sedimentario, en donde las condiciones marinas se implantan bruscamente.

El resto de la unidad 22, o la totalidad de ésta en las áreas donde la sedimentación es más completa, se caracteriza por la alterancia de calizas y margas grises y ocres, incrementándose en general el porcentaje de capas calcáreas gradualmente hacia el techo de la unidad. En las cercanías de Olleros de Pisuegra, la unidad comienza con un paquete métrico de biocalcarenitas, a techo de un característico nivel carbonoso del techo de la unidad 21 que ha sido objeto de explotación minera.

Los mejores puntos de observación de la unidad se encuentran en la mesa de las Tuerces y en el Monte Bernorio.

Hay dos tipos de sedimentos finos en la unidad. En la base predominan los limos, lutitas y margas laminadas en niveles decimétricos a métricos. El laminado interno es de origen tractivo. Esta organización interna puede borrarse por bioturbación. Entre estos niveles métricos a decamétricos pueden intercalarse acumulaciones centimétricas a decimétricas de ostreidos sin cementar. En la parte media y alta de la unidad se observan niveles centimétricos a decimétricos de margas grises y calizas margosas, depositadas en zonas de baja energía por debajo de la influencia de mareas.

Entre las litologías calcáreas se distinguen bancos de 1 a 2,5 m de calizas arenosas y nodulosas muy bioturbadas y bancos de 0,5 a 1,5 m de calizas arenosas y calcarenitas con base plana y techo ondulado. Tienen, estos últimos niveles, base neta, fragmentos de carbón, estratificación cruzada tangencial en la base, estratificación *hummocky* y *swaley* y *ripples* de oleaje. Ambos casos presentan texturas *packestone-grainstone* con cemento esparítico. Los aloquímicos son muy abundantes, dominan los bioclastos y son muy frecuentes los granos de cuarzo y glauconita, observándose también intraclastos, peloides y fragmentos carbonosos. Son frecuentes los *rudstones-grainstones* bioclásticos con envueltas micríticas, muy bien seleccionados y con reemplazamientos glauconíticos.

Otras litofacies de la unidad está formada por una alternancia centimétrica entre margas y calizas margosas. Estas últimas, presentan *ripples* de oleaje y estratificación *hummocky* de pequeña longitud de onda. Texturalmente son *wackestones* con láminas de acumulación de ostrácodos por corrientes.

Los restos faunísticos son abundantes en los términos calcáreos y margosos. Se encuentran equínidos, ostreidos (*Ostraea*, *Gryphaea* y *Exogyra*) y otros bivalvos. FLOQUET Y LACHKAR (1979) en el corte de Olleros citan la presencia de *Ostrea ouremensis*, *Exogyra flabellata*, *Exogyra columba*, *Neithea aequicostata*, *Lima simplex*, *Hemiaster verneuili* y los ammonites *Neolobites vibrayeanus* y *Metoicoceras geolinianum*.

La asociación basal de facies margo-lutítica-limosa y areniscosas se enmarca en un contexto intermareal-submareal asociado a un complejo estuarino. El resto de la unidad, se deposita en condiciones que gradualmente van adquiriendo características de mar abierto. Las facies de calizas arenosas y calcarenitas se sitúan en un ambiente submareal a *off-shore* en el que dominan los procesos generados por tormentas y oleaje. Los bancos calcáreos más altos tienen características de barras y son precursoras de los *shoals* amalgamados que constituyen la unidad suprayacente (23). Dentro de la unidad se sitúa una interrupción sedimentaria intra-Cenomaniense superior (margas de ostreoides intermareales, sobre barras bioclásticas submareales en el corte de Olleros) y otro lapso de no sedimentación en el límite Cenomaniense-Turonense. A techo de la unidad, se observa otro importante interrupción sedimentaria en la parte superior del Coniaciense.

La unidad tiene una potencia comprendida entre los 20 y los 100 m. El intervalo temporal ocupado por este tramo cartográfico va desde el Cenomaniense superior hasta el Turoniense inferior llegando en algunas zonas hasta el Coniaciense, FLOQUET Y LACHKAR (1979) en el corte de Olleros de Pisuerga señalan la presencia de *Pseudocyclammia* cf. *rugosa* (D'ORB), *Tomasinella* cf. *punica* (SCHLUMB.) así como de *Parammites* sp. y de *Falotites* cf. *subconciatus* (CHOFFAT) en cortes próximos. Estos autores proponen una edad Cenomaniense superior-Turonense inferior para estos niveles, aunque, como se comentó en el párrafo anterior, la sedimentación en este período no es continua, estando afectada por importantes interrupciones.

En el anticlinal Villaescusa de Ecla y al sur de Villela, el Turoniense-Coniaciense se condensa en un delgado nivel de calizas nodulosas, que junto con los términos calizo-margosos subyacentes del Cenomaniense superior, se han agrupado en la unidad 22. En estos puntos se amalgaman las interrupciones del Cenomaniense superior, Cenomaniense-Turonense y Coniaciense.

1.3.8.3. *Calizas y biocalcarenitas (23). Cenomaniense-Coniaciense*

Esta unidad destaca vigorosamente en el relieve, al constituir el primer o más bajo resalte topográfico de las características mesas o loras de las región en las áreas de Dehesa de Montejo y la Mesa de las Tuerces, estando ausente en zonas como el Monte Bernorio, el anticlinal de Villaescusa de Ecla y al sur de Villela. Constituye el primer complejo de barras del Cretácico superior.

Su posición estratigráfica más usual se encuentra a techo de la unidad transicional 22, que gradualmente va adquiriendo las características propias de este nivel, fundamentalmente calco-dolomítico. Sin embargo en la zona marginal de Dehesa de Montejo, la unidad 23 se dispone directamente sobre la Facies Utrillas. Este nivel cartográfico está ausente en la Mesa del Bernorio al noreste de la Hoja, en donde ocupan su posición estratigráfica y temporal términos equivalentes del techo de la unidad calizo-margosa 22. Tampoco se distingue este nivel en el anticlinal de Villaescusa de Ecla y al sur de Villela, en donde la sedimentación entre el Cenomaniense superior y el Coniaciense está condensada, amalgamándose varias interrupciones sedimentarias.

La litología predominante dentro de la unidad, son las calizas que se dolomitizan total o parcialmente. Están organizadas en ciclos negativos de potencia métrica. En la parte baja de las secuencias se encuentran calizas nodulosas en capas decimétricas y con contactos ondulados en la base. En la vertical pasan a bancos masivos decimétricos a métricos de calizas de miliólidos, con estratificaciones cruzadas de media y gran escala. La textura de las calizas nodulosas es del tipo *wackestone* bioclástico, con abundantes intraclastos y *pellets*. Los términos superiores de los ciclos están formados por calizas de textura *grainstone-packestone* con cemento esparítico, siendo los miliólidos los componentes principales. También se observan *rudstones-grainstones* de intraclastos y fósiles, parte de los intraclastos son fósiles micritizados. El aspecto noduloso está producido por un elevado grado de bioturbación. La estratificación ondulada, se asocia a estructuras producidas por tormentas y en los términos superiores pueden preservarse morfologías de barras amalgamadas. A techo de los ciclos se desarrollan superficies ferruginosas. En la mitad oriental de la Hoja se desarrollan niveles bioconstruidos de rudistas. Dentro de la unidad, se localizan al igual que en la unidad 22, las interrupciones sedimentarias del Cenomaniense superior (en la base de la unidad en las zonas en donde la unidad 22 está ausente) y la del límite Cenomaniense-Turonense.

El techo de la unidad está marcado con el desarrollo de una importante interrupción en la sedimentación de edad Coinaciense y que se manifiesta por repetidas superficies de *hard-ground* a techo de las capas superiores de la unidad y por el desarrollo en algunas áreas, de sedimentación condensada. Los niveles formados durante esta ralentización deposicional son capas centimétricas a decimétricas de calizas arenosas, muy bioclásticas y bastante ferruginosas. Están con frecuencia dolomitizadas total o parcialmente. Su textura es *packestone-grainstone* con cemento esparítico. Contienen intraclastos y peloides, granos de cuarzo dispersos y los restos fósiles pertenecen a equínidos, briozoos, ostreidos, corales, miliólidos y gasterópodos. La potencia normal de este tramo culminante de la unidad es de 2 a 6 m.

Los ciclos negativos se interpretan como secuencias de somerización características de barras subamreales o *shoals*. La unidad inferior (22) evoluciona gradualmente de condiciones estuarinas a las de plataforma somera de mar abierto propias de la unidad 22. En conjunto esta unidad, se enmarca en un complejo de barras de plataforma de tipo *shoal* que protegen zonas en las que la menor energía permite el desarrollo local de construcciones de rudistas. Las paleocorrientes dominantes se orientan hacia el O y NO, con áreas marginales en los sectores noroccidentales, las medidas indican una orientación de esas áreas preferentemente hacia el E y NE. El techo de la unidad está marcado por la presencia del tramo de calizas arenosas. Estas indican la persistencia de medios litorales más energéticos. Este cambio ambiental, el carácter ferruginoso de estos materiales culminantes y el desarrollo de superficies de interrupción de la sedimentación indican la existencia de una ruptura sedimentaria que separa esta unidad del tramo cartográfico suprayacente de carácter predominantemente margoso (unidad 24).

Las microfacies de la unidad muestran la presencia de algas dasicladaceas y foraminíferos bentónicos como el Fischerinido *Vidalina hispanica* SCHLUMBERGER, miliólidos y pequeños foraminíferos como ataxophragmidos y textularidos.

La potencia de la unidad es muy variable, estando comprendidos los valores normales entre los 50 y los 80 m. Los autores de la Hoja de las Rozas, situada al noreste de la zona de estudio, proponen una edad Cenomaniense al conjunto de la primera barra, destacando la existencia de una laguna sedimentaria durante el Cenomaniense superior. Los autores de la Hoja de Barruelo de Santullán situada al norte, sitúan dentro de la unidad el tránsito Cenomaniense-Turonense, todo el Turonense e incluso a techo el Coniacense inferior. FLOQUET Y LACHKAR (1979) en el corte de Olleros de Pisuerga proponen una edad Turonense medio, para la parte baja de la unidad. El límite superior del nivel, está marcado por la interrupción intra-Coniacense. Esta interrupción constituye un buen nivel de correlación a partir del cual empiezan a homogeneizarse las potencias de las unidades suprayacentes. El tramo superior de la unidad corresponde al máximo transgresivo del primer megaciclo sedimentario del Cretácico superior. Esta unidad también es conocida como Formación Calcarenitas y calizas con rudistas de Villaescusa de las Torres (FLOQUET, 1982).

1.3.8.4. *Margas grises y ocre con margocalizas a techo (24). Santoniense*

Esta unidad también tiene un claro reflejo morfológico en la región. Suele situarse en las mesas o loras como una franja vegetada de menor pendiente, intercalada entre farallones calcáreos. Las características de este nivel se observan bien en la Mesa de las Tuerces y en Dehesa de Montejo, en donde el paquete calcáreo infrayacente es la unidad 23. En las áreas del anticlinal de Villaescusa de Ecla y al sur de Vilella, muro de esta unidad margosa, equivale al paquete inferior de la unidad carbonatada 25.

La litología predominante son las margas con colores que van desde el verde pasando por el gris hasta el ocre, a veces de tonos muy claros, desde amarillento hasta blanco, que prestan un aspecto muy característico al terreno. En el Monte Bernorio, se observan intercalaciones de arenas silíceas poco cementadas a techo del tramo, con granos de cuarzo y glauconita. Se observan también niveles decimétricos de calizas margosas y calcarenitas con restos de briozoos, ostreidos y otros bivalvos, equínidos, corales, braquiópodos, gasterópodos y foraminíferos. Se diferencian dos tramos. El intervalo inferior, está compuesto por una alternancia entre margas y calcarenitas. Este intervalo basal es equivalente al paquete inferior de la unidad calcodolomítica 25. El tramo superior, presenta una mayor proporción de margas.

Con respecto al techo de la unidad 23, marcado por una interrupción sedimentaria, el depósito de la unidad 24 supone una relativa profundización.

El medio de depósito se sitúa en un contexto de plataforma abierta dominada por tormentas durante el intervalo inferior, y de muy baja energía por debajo de la influencia de las tormentas para el superior. La existencia de depósitos desorganizados propios de contextos de talud, induce a considerar un modelo de plataforma en rampa. El contacto superior de la unidad 24 suele ser neto, pasando sin transición a condiciones plenamente marinas, en donde se deposita una nueva unidad calco-dolomítica que corresponde a la unidad 25. En el área de Dehesa de Montejo y en Santibañez de Ecla se observa una delgada transición margo calcárea desde la unidad margosa 24 al paquete calco-dolomítico 25.

La potencia de la unidad está comprendida entre los 70 y los 120 m. La edad de este nivel cartográfico es claramente Santoniense. En la Hoja de Barruelo de Santullán se propone para este tramo una edad Coniaciense e incluso el hallazgo de lacazinas a techo podría indicar la presencia del Santoniense inferior en estos niveles superiores.

Las margas grises y ocreas son muy ricas en microfósiles, principalmente foraminíferos, ostrácodos, briozoos, ostreidos y equinodermos. Entre los primeros, las especies más características son : *Ammobaculites* cf. *lagenalis* (ROEMER), *Spiroplectammina* aff. *baudoniana* d'ORB., *Choffatella rugoretis* GENDROT, *Tritaxia tricarinata* REUSS, *Idalina antiqua* d'ORB., *Pararotalia tuberculifera* (REUSS), *Rotalia* cf. *reicheli* HOTT. y *Pseudovalvulineria* cf. *costata* (BROTZ.). De los ostrácodos se destacan: *Asciocythere* cf. *leia* DAMOTTE, *Sphaeroleberis* cf. *imperfecta* DAMOTTE y varias especies no determinables pertenecientes a los géneros *Cytherella*, *Bairdoppilata*, *Quadracythere*, *Pterigocythere* y *Planileberis*. Esta asociación caracteriza al Santoniense.

1.3.8.5. Calizas grises y ocreas con dolomías (25). Santoniense

La unidad 25 es de naturaleza calco-dolomítica y corresponde al segundo resalte topográfico de las mesas o loras que forman el paisaje de la región en las áreas de Dehesa de Montejo y la Mesa de las Tuerces y el primer y segundo resalte en el anticlinal de Villaescusa de Ecla y al sur de Villela, en donde la sedimentación del Cenomaniense superior-Coniaciense se encuentra condensada. Presenta un gran parecido con el primer resalte carbonatado del Cretácico Superior basal (unidad 23) La litología de estos niveles, está formada por calizas grises y ocreas que a veces se dolomitizan. Se observan capas decimétricas de calizas nudosas y de contactos ondulados que se sitúan en la base de ciclos negativos, cuyos términos superiores están representado por bancos masivos decimétricos a métricos de calizas bioclásticas. La potencia de estas secuencias es métrica a decamétrica. Los términos nodulosos presentan texturas *wackestone* con abundantes intraclastos y miliólidos, los niveles bioclásticos superiores son *packstones-grainstones* bastante recristalizados con fragmentos de bivalvos y abundantes miliólidos. El ambiente de depósito se enmarca en un complejo de bancos marginales formado por *shoals*. En algunas áreas se forman niveles bioconstruidos de rudistas protegidos por los bancos. Las secuencias negativas culminan con pequeñas interrupciones sedimentarias, que se manifiestan en forma de *hard-grounds* y superficies de ferruginización. Las paleocorrientes tomadas en los sectores centrales de la Hoja, se dirigen principalmente hacia el NO, mientras que en las áreas noroccidentales predominan las orientaciones hacia el E.

La potencia del tramo 25 es bastante variable. La potencia normal está comprendida entre los 60-80 m para el primer nivel de la unidad, con valores en torno a los 75-100 m para el segundo paquete.

Los tramos carbonatados del paquete inferior de la unidad son bastante fosilíferos. La barra inferior es esencialmente microcristalina (a veces presenta fina laminación) y tiene pasadas de tipo bioclástico con intraclastos. Los niveles microcristalinos son gene-

ralmente más pobres en fósiles (ostrácodos, espículas, *Spiroplectamina*, *Ammobaculites*, *Pithonella sphaerica* (KAUFM.), ostreidos, moluscos y conductos de anélidos) mientras que los calcareníticos o bioclásticos, de medio con mayor energía, son más fosilíferos y, además de briozoos, rudistas y fragmentos de ostreidos, contienen foraminíferos con una asociación típica del Santoniense (*Cuneolina pavonia* d'ORB., *Dictyopsella kiliani* SCHLUMB., *Dicyclina schlumbergeri* MUN-CHALM., *Idalina antiqua* d'ORB., *Stensiöina surrentina* TORRE, *Pararotalia tuberculifera* (REUSS) y *Rotorbinella scarsellai* (TORRE).

El techo del paquete inferior del tramo 25, corresponde a un claro límite secuencial, comparable al que divide en dos tramos la unidad margosa del tramo 24. Este paquete inferior se sitúa en zonas de umbral paleogeográfico.

Los mejores puntos de observación de la unidad 25 se encuentran en la Mesa de las Tuerces, en donde se desarrollan sobre la unidad modelados ruiformes de notable expresión paisajística; y en el área de Dehesa de Montejo.

Las microfacies de las calcarenitas del segundo paquete de la unidad son más bioclásticas (biopelmicritas), presentándose en avanzada dolomitización que, en algunas muestras, llega a ser total. Los fósiles que contienen son foraminíferos (*Nummofallotia cretacea* SCHLUMB., *Rotalia* cf. *reicheli* HOTT. y *Ammobaculites* sp., *Lacazina elongata* MUN. CHALM), briozoos, rudistas y moluscos. La edad que indica esta microfauna es Santoniense.

El nivel cartográfico 25 culmina en algunas áreas (Santibañez de Ecla) con una importante interrupción sedimentaria sobre la que se sitúan unas margas ocre amarillentas de escasa potencia, que se separan cuando adquieren mayor desarrollo como unidad 28, a las que sucede en contacto neto las calizas grises y blancas y margas de las unidades 29, 30, 31. El intervalo temporal de esta interrupción sedimentaria y del techo de la unidad 25 en Santibañez de Ecla corresponde al depósito de las unidades calcodolomíticas y margosas 26 y 27 en las áreas de Dehesa de Montejo y del tramo dolomítico 27 al sur y sureste del anticlinal de Villaescusa de Ecla-Becerril del Carpio.

1.3.8.6. **Alternancia de calizas ocreas, calizas margosas y margas (26). Santoniense superior-Campaniense basal**

Esta unidad aflora en el área de Dehesa de Montejo en la parte superior del subciclo Santoniense-Campaniense basal (segundo complejo de barras del Cretácico superior).

La litología más característica de este nivel son las margas ocreas y grises, algo limosas y bastantes bioturbadas. Intercalan niveles centimétricos a decimétricos, de calizas nodulosas y onduladas, con textura *wackestone*. Las capas biocalcareónicas con textura *packestone* a *grainstone* son minoritarias dentro de la unidad.

La unidad se interpreta como facies protegidas, depositadas en una plataforma somera en un contexto de *shoals* submareales.

La potencia de la unidad en el corte de Dehesa de Montejo es de unos 50 m, aunque el espesor varía considerablemente, llegando a amalgamarse hacia el sur, estos niveles con predominio margoso, con el tramo terminal de las unidades 25 y 27. Los restos fósiles son similares a los de la unidad 25 e indican una edad Santoniense superior para este tramo.

1.3.8.7. *Calizas grises con Lacazina y dolomías pardo-rojizas con biocalcarenitas (27). Santoniense superior-Campaniense basal*

En la zona de influencia de los accidentes NO-SE del sistema Ventaniella y en particular al sur y sureste de la línea de fractura Barrio de Santa María - Becerril del Carpio y del anticlinal de Villaescusa de Ecla - Villela, se sitúa sobre la unidad 25, un nivel de dolomías, calizas arenosas y calco-doloarenitas de color pardo rojizo, que parece estar en continuidad sedimentaria con el segundo paquete calco-dolomítico del Cretácico superior.

El significado de estos materiales está relacionado con una ralentización sedimentaria y con el paso, hacia ambientes deposicionales más someros desde una plataforma interna con desarrollo de barras, a medios circalitorales de energía media a alta, con desarrollo de frecuentes secuencias de somerización.

La textura original de estos materiales es *packestone-grainstone* muy recristalizada y con abundantes peloides, intraclastos, bioclastos y granos de cuarzo dispersos. Se organizan en ciclos negativos decimétricos a métricos con otros niveles de textura *wackestone*. Se observa estratificación cruzada de mediana escala a techo de las secuencias. Son frecuentes las superficies ferruginosas. Estos ciclos de somerización son responsables de la dolomitización de la unidad. La *Lacazina* son muy patente a esta altura estratigráfica. Este nivel destaca claramente en el paisaje por su característico color pardo, que contrasta con los materiales carbonatados, de tonos más claros, que se situan por encima y por debajo.

La potencia de la unidad 27 está comprendida entre los 10 y los 50 m. Además de *Lacazina elongata* MU. CHALM, cabe citar los siguientes foraminíferos bentónicos: miliólidos, como *Peneroplis giganteus* GENDROT, *Idalina antiqua* D'ORB. y staxophragmidos como *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY. Estos microfósiles, indican una edad Santoniense superior a Campaniense basal para el tramo.

Los mejores puntos de observación de la unidad, se encuentran al suroeste de Becerril del Carpio y en la Sierra de Albacastro. Esta unidad, es equivalente lateral de la unidad 26 y del techo de la unidad 25 en ciertas áreas (Santibañez de Ecla).

1.3.8.8. *Margas ocreas con margocalizas y biocalcarenitas (28). Campaniense*

En la Mesa de las Tuerces y en el Monte Bernorio el subciclo Campaniense (tercer complejo de barras del Cretácico superior) comienza con un conjunto predominantemente margoso en niveles decimétricos a métricos, de color gris y blanco a ocre claro. Intercalan niveles calcareníticos centimétricos a decimétricos, con restos de briozoos, ostreidos y otros bivalvos, equínidos, corales y foraminíferos. A veces los niveles carbonatados están algo dolomitizados.

El depósito de este subtramo margoso tiene lugar en un contexto de plataforma somera de baja energía y protegida.

Tanto los niveles de margas, que se presentan muy bioturbadas, como los de calcarenitas (biomicritas) son muy fosilíferos, conteniendo foraminíferos, ostrácodos, briozoos, ostreidos y lamelibranquios (*Inoceramus*). Los foraminíferos más representativos son *Monolepidorbis dordoniensis* (HOFKER), *Ciclyopsella cuvillieri* GENDROT, *Goupillaudina lecointrei* MARIE, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Rotalia reicheli* HOTT., *Sulcoperculina* aff. *cubensis* (PALMER) y *Cuneolina cylindrica* HENSON. Entre los ostrácodos se destacan *Oertliella tubillaensis* R. LAZARO, *Bairdoppilata* sp. y *Pterigocythere* sp.

La asociación microfaunística es típica de la parte superior del Santoniense y de los niveles basales del Campaniense.

La potencia de este nivel basal margoso varía entre 20 y 50 m. Lateralmente se acuña y pasa, lateralmente y en la vertical, a la alternancia carbonatada-margosa (29).

El sentido de este acuñamiento lateral del subtramo va desde el este y noreste de la Hoja en donde se sitúa este nivel margoso dentro de la Hoja hacia el oeste, suroeste y sur, donde desaparece.

1.3.8.9. *Calizas grises y margas (29). Campaniense*

En la Mesa de las Tuerces, el Monte Bernorio, Dehesa de Montejo y al norte del anticlinal de Villaescusa de Ecla, el complejo de barras Campaniense está formado por una alternancia de calizas, calcarenitas y margas que recuerda la transición basal del Cretácico superior (unidad 22). Las margas grises, ocreas y blancas presentan un aspecto parecido a las del tramo basal (unidad 28), mientras los niveles calcáreos en capas decimétricas a métricas, alternan con los sedimentos finos, incrementándose su presencia a techo de la unidad. Con frecuencia estos niveles carbonatados se encuentran total o parcialmente dolomitizados. La textura de los niveles calcáreos va de *wackestone* a *packstone-grainstone*, con una organización negativa de potencia métrica. Los intraclastos y peloides son abundantes así como el cemento esparítico. Son frecuentes los restos de briozoos, corales, ostreidos y otros bivalvos, equínidos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos entre los que destaca la presencia de *Vidalina hispanica* SCHLUMBERGER, textularidos, ataxophragmidos, *Idalina* sp. rotalidos y foraminíferos planctónicos como *Globotruncana*.

El medio de depósito de la unidad 29 evoluciona desde una plataforma interna somera y protegida, a mar abierto, en donde se organizan barras submareales por procesos de tormenta y oleaje. Los procesos de somerización son frecuentes, desarrollándose superficies de ferruginización, dolomitizaciones y *hard-grounds*. La potencia del nivel cartográfico 29 varía entre los 25 y los 100 m. La edad de la unidad es Campaniense.

En la Mesa de las Tuerces se intercalan términos terrígenos en la base de la unidad, que se interpretan como un episodio de progradación deltaica, en respuesta a una ruptura intracampaniense.

1.3.8.10. *Margas ocreas y margocalizas (30). Campaniense*

Esta unidad es un nivel de escasa potencia y continuidad en el ámbito de la Hoja, que aflora culminando el tercer complejo de barras del Cretácico superior de edad Campaniense.

Su litología está compuesta por margas limolíticas ocreas, grises, a veces con tonos rosados bioturbados, que intercalan niveles centimétricos a decimétricos de calizas nodulosas con contactos ondulados y escasos niveles calcareníticos. Son facies de medios protegidos, en un contexto de *shoals* submareales de plataforma somera.

La potencia de la unidad en el corte de Dehesa de Montejo es de 20 m. La unidad, puede situarse en la parte alta del Campaniense.

1.3.8.11. *Calizas y dolomías grises (31). Campaniense*

La unidad 31, fundamentalmente calcodolomítica, constituye un período con predominio de *shoals* dentro del tercer complejo de barras del Cretácico superior. El componente litológico fundamental, está formado por capas decimétricas a métricas de calizas y dolomías con textura *wackestone* a *packestone-grainstone*. Son muy micríticas e incluyen abundantes *pellets*, intraclastos y bioclastos. Son frecuentes las microfacies con dolomía muy fina cristalina a microcristalina sin fósiles indetectables.

Están organizadas en secuencias negativas métricas con estratificaciones cruzadas planares de media a gran escala. Intercalan niveles centimétricos a métricos de margas grises y ocreas. Son frecuentes los procesos de somerización con desarrollo de superficies ferruginosas y de *hard-ground*. En algunos puntos se observan niveles con rudistas en facies protegidas dentro del contexto de *shoals* que forma la unidad.

El contexto de formación de la unidad es una plataforma somera de energía media donde se forman barras submareales originadas por la acción de corrientes de oleaje y tormentas. La potencia de la unidad varía entre los 50 y los 175 m.

Las dolomías permiten reconocer todavía huellas de ostreidos, rudistas y de foraminíferos no identificables. Su asignación al Campaniense se hace por su posición en la serie general del Cretácico, sobre niveles datados claramente como de paso entre el Santiense y el Campaniense. Los autores de la Hoja de Barruelo se inclinan por asignar a esta unidad una edad Campaniense.

Esta unidad se encuentra en la Mesa de las Tuercas sobre las unidades 28 y 29, y directamente sobre el segundo complejo de barras del Cretácico superior (unidad 25, Santiense) en el área de Becerril del Carpio.

El límite superior de esta unidad en la Mesa de las Tuerces y Becerril del Carpio es un contacto neto, sobre la que se sitúa la unidad de transición al Garum 32. Este límite claro podría indicar un importante paro sedimentario e incluso cierta erosión.

1.3.8.12. **Alternancia de margas blancas, calizas con gasterópodos y dolomías (32). Campaniense superior-Maastrichtiense**

Las monótonas condiciones sedimentarias existentes durante el depósito de las anteriores unidades del Cretácico superior desaparecen en esta última etapa de sedimentación mesozoica. La transición a este nuevo contexto sedimentario es relativamente rápida y existe la posibilidad de que su base esté marcada por una discordancia, puesto que parece disponerse sobre diferentes subsecuencias del ciclo campaniense. Sin embargo, este substrato de la unidad, litológicamente diverso podría estar constituido por equivalentes sedimentarios, por lo que también es posible que la base de la unidad 32 se sitúe sobre posiciones estratigráficas similares. La aparición de facies pertenecientes a medios lagunares salobres supone un impulso regresivo importante, probablemente relacionado con una interrupción sedimentaria y está relacionada con el comienzo del régimen compresivo de las fases tectónicas alpinas (Fase Larámica).

Esta unidad se encuentra en el área de Dehesa de Montejo, en el Anticlinal de Villaescusa de Ecla - Becerril del Carpio y en la Mesa de las Tuerces. En la Hoja de Guardo, estos materiales se han situado en el tramo inferior, del Complejo de Vegaquemada.

La litología de este nivel está compuesta por capas decimétricas de dolomías margosas muy porosas e incluso oquerosas de color ocre claro, alteradas, muy pulverulentas y blancas en corte fresco. Estos niveles alternan con niveles decimétricos a métricos de margas ocres grises y verdes y están afectadas por bioturbación. Los depósitos de menor energía, están constituidos por delgados niveles, cuyas texturas son de tipo *mudstone-wackestone* en ocasiones nodulosas y por *wackestones* masivos. Intermitentemente aparecen tramos tableados con estromatolitos de reducidas dimensiones. Las facies energéticas están representadas por niveles tabulares de *packstones* doloareníticos con estratificación *linsen, wavy y flasher*.

El medio de depósito de la unidad es un ambiente litoral lagunar muy somero, de aguas salobres. Las facies energéticas se sitúan en un contexto intermareal y los depósitos de baja energía en medios protegidos supramareales. La potencia de la unidad varía entre los 20 y los 75 m. La edad de estos materiales por su posición estratigráfica, puede estar comprendida entre el Campaniense superior dudoso a Maastrichtiense. La fauna de la unidad es reducida y está compuesta por algas, ostrácodos y bivalvos, que no es determinante para la atribución de edad. Hay que destacar que los niveles de dolomías suelen ser microcristalinos y presentan una fina laminación algal, observándose en las láminas delgadas muy raras secciones de ostrácodos.

Sobre este tramo finicretácico se deposita, en continuidad estratigráfica términos fundamentalmente lutíticos en Facies Garum (unidad 33).

1.3.8.13. *Lutitas rojas y verdes con niveles dolomíticos en la base (33). Facies Garum. Maastrichtiense*

Constituyen el techo del Cretácico superior cuando éste se encuentra completo, y forman una estrecha franja plegada y solidaria con el resto de las unidades cretácicas, destacando el carácter detrítico de los materiales que la componen.

Sus afloramientos se localizan al norte, en las proximidades de Dehesa de Montejo, al suroeste del Barrio de Santa María y en los flancos nororientales de las estructuras de Villaescusa de Ecla. La naturaleza arcillosa de sus materiales hace que en la mayoría de las ocasiones se encuentren enmascarados bajo depósitos aluviales o coluviones.

El mejor corte dentro de la Hoja se sitúa en el Arroyo de Valdeur, en las proximidades de la carretera de Colmenares a Dehesa de Montejo.

Litológicamente está formada por un conjunto, a primera vista homogéneo de lutitas verdes en su tramo inferior y rojizas hacia techo. Los tramos basales presentan intercalados niveles dolomíticos tableados, con huellas de disolución de yesos. En ocasiones aparecen algunos niveles de conglomerados y microconglomerados cuarcíticos de espesor decimétrico que lateralmente desaparecen también, siendo frecuentes algunas intercalaciones margosas. El espesor en Dehesa de Montejo es algo superior a los 100 m, disminuyendo hacia el Este, situándose entre los 60-80 m en los alrededores de Villaescusa de Ecla.

Esta unidad en la Hoja de Guardo, ha sido incluida dentro del Complejo de Vegaquemada (Tramo inferior).

El límite inferior de esa unidad es transicional con la infrayacente. A techo sin embargo aparecen conglomerados cuarcíticos que indican la existencia de un ciclo erosivo.

Estos depósitos marcan el episodio regresivo de finales del Cretácico superior, englobado en la literatura geológica bajo el término Facies Garum y cuya edad aquí es claramente Maastrichtiense por las dataciones que han proporcionado las unidades infrayacentes, desconociéndose si los términos superiores pudieran comprender parte del Paleoceno.

1.4. Terciario

La Cuenca del Duero es en términos generales, una amplia depresión terciaria rellena de materiales depositados en ambientes continentales y recubiertos en parte por sedimentos cuaternarios.

Al norte se encuentra limitada por la Cordillera Cantábrica, en la que afloran materiales de edad paleozoica y mesozoica, predominando los primeros en su mitad occidental, mientras que los segundos, se extienden por su franja oriental desde Santander hasta San Sebastián (Cuenca Vasco-Cantábrica). En el borde meridional de la Cordillera, en su

límite con la Cuenca del Duero, aparece una estrecha franja mesozoica que orla de forma continua toda la cuenca, en contacto con los depósitos del borde de la depresión.

El área objeto de estudio se sitúa en concreto en el borde septentrional de la Cuenca del Duero (Fig.).

En líneas generales al Paleógeno aflora de forma discontinua adosado a dicho borde, localizándose sus afloramientos preferentemente al norte de la Provincia de Palencia, y junto a los materiales mesozoicos del borde nororiental en la provincia de Burgos.

El Neógeno rellena la Depresión en todo este sector, apoyándose en los bordes de la misma tanto sobre los materiales mesozoicos, como sobre los paleógenos.

La formación y el relleno de la cuenca, se inicia a principios del Terciario (posiblemente en el Eoceno), a partir de la instalación de aparatos sedimentarios del tipo sistemas de abanicos aluviales, más o menos desarrollados. Sus ápices se localizan en el borde meridional paleozoico y mesozoico de la Cordillera Cantábrica, dando lugar a su vez a distintos ambientes sedimentarios que vienen caracterizados por sus facies. El relleno de la depresión no es continuo a lo largo de todo el Terciario, sino que presenta interrupciones marcadas por una serie de discontinuidades o rupturas de carácter estratigráfico, originadas como consecuencia de la actividad en los márgenes o bordes de cuenca, debido a procesos diastróficos y cambios climáticos como principales factores alocíclicos.

SANCHEZ DE LA TORRE (1978) propuso para la Cuenca del Duero un modelo de evolución de abanicos y sistemas fluviales durante el Mioceno, con ambientes lacustres situados en el centro de la cuenca en el Mioceno superior.

La sedimentación paleógena del borde norte y del sector de Palencia, se inicia mediante el denominado Complejo de Vegaquemada. COLMENERO *et al.* (1982) diferencian en él dos tramos: el inferior, equivalente a la Facies Garum y el superior, formado por secuencias aluviales granodecipientes. Por encima se desarrolla una segunda unidad, denominada por los mismos autores Complejo Cuevas, equivalente a la Facies de las Cuevas del MABESOONE (1959 y 1961).

En el borde NE de la Cuenca, al norte de Burgos, aparecen de forma discontinua también unos conglomerados calcáreos que se pueden relacionar con la actividad en el borde de la cordillera, aunque en este área, resulta más difícil precisar su edad.

En el sector norte de Palencia se considera como Paleógeno-Mioceno inferior a todo este conjunto azoico de materiales. Sólo en el sector de Zamora-Salamanca, en el borde occidental de la cuenca, tienen soporte paleontológico.

La estratigrafía del Neógeno para el sector septentrional se inicia con los trabajos de H. PACHECO (1915), ROYO GOMEZ (1926) y MABESOONE (1959, 1961). Posteriormente es desarrollada por MANJON (1969), IGME (1970), CORRALES *et al.* (1978), ARAGONES (1978), DEL OLMO *et al.* (1982), PORTERO *et al.* (1979, 1983) y MEDIAVILLA (1986).

Los materiales neógenos más antiguos datados en este sector corresponden al Aragoniense (Orleaniense superior-Astaraciense inferior), correspondiendo a la denominada Facies Dueñas aflorante al norte de Valladolid. Los más modernos, datados como Plioceno, corresponden a los términos calcáreos superiores de las Calizas de los Páramos.

El intento de correlación de facies y de las distintas unidades a nivel cuencal, en sentido Norte-Sur, se lleva a cabo por primera vez por PORTERO *et al.* (1979). Posteriores trabajos toman como punto de partida dicho documento. Durante la ejecución de las Hojas MAGNA en la Cuenca del Duero se definen nuevas facies y se establecen correlaciones entre las distintas unidades y los sistemas deposicionales que las han originado, situándose isocronas en los paneles de correlación. Recientemente, los trabajos de MEDIAVILLA (1986) y MEDIAVILLA Y DABRIO (1989) aportan nuevos datos sobre la compleja estratigrafía de los materiales en este sector.

A continuación se realiza una breve descripción de las unidades o facies más representativas de los sectores septentrional y nororiental de la Cuenca del Duero, desde el meridiano de Guardo hasta el de Burgos.

Complejo Vegaquemada

Bajo este nombre denomina GARCIA RAMOS *et al.* (1982) el «Grés de Les Bodes» en Boñar (León) de CIRY (1939) y la Facies de las Cuevas de MABESOONE (1959, 1961). Se incluyen bajo esta terminología los conglomerados masivos del Complejo del Arroyo de las Cuevas, suprayacentes a las facies descritas por este autor.

Se trata de una unidad caracterizada por dos tramos. El inferior es de carácter más arcilloso y equivalente en parte a la Facies Garum, mientras que el superior está formado por una potente sucesión de conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas rojas, organizadas en secuencias granodecrecientes.

Complejo Cuevas

Denominado por MABESOONE (1959, 1961) en la Hoja de guardo «Facies de las Cuevas» y posteriormente «Complejo Cuevas» por GARCIA RAMOS *et al.* (1982). Está integrado por conglomerados calcáreos y lutitas rojas, que se apoyan de forma gradual sobre la unidad anterior. La parte alta de este complejo se interdigita en parte con los conglomerados de Aviñante. Las direcciones de aporte observadas en esta unidad, aunque dispersas, apuntan hacia el sur y sur-suroeste.

Abanico de Aviñante

Equivale a la «Facies de Vega de Riacos» de MABESOONE (1959, 1961) y está formado por conglomerados poligénicos de calizas, pizarras, cuarzo y cuarcita, y fangos rojos. PORTERO *et al.* (1983) lo hacen equivalente, en parte, a la facies «Tierra de Campos»

Conglomerados de Alar del Rey

Son equiparables a la «Facies de Vega de Riacos-Alar del Rey» de AEROSERVICE (1966) e IGME (1970), así como al «Tramo conglomerático» de MANJON (1969). Se sitúan dis-

cordantes sobre la orla mesozoica del borde nororiental de la Depresión del Duero, extendiéndose entre Pradanos de Ojeda-Alar del Rey, en la provincia de Palencia, y el borde septentrional de la provincia Burgos.

Estos conglomerados son poligénicos y están formados por cantos de calizas mesozoicas, cuarzo y cuarcita, intercalando a veces niveles de lutitas rojas. Resultarían pues equivalentes a los conglomerados del abanico poligénico de Aviñante.

Facies Grijalba-Villadiego

Fueron definidas por AEROSERVICE (1967) y están formadas por conglomerados poligénicos, areniscas cementadas y lutitas rojas. Son similares a las facies medias y distales del abanico poligénico de Aviñante. También equivalen al conjunto compuesto por el «Tramo arcilloso» y la «Facies de Herrera-Zorita y Sotobañado-Priorato» de MANJON (1969).

La distribución geográfica de esta facies es bastante extensa en todo el norte de la provincia de Palencia, desde las proximidades de Guardo (Aviñante) hasta la zona de Villadiego, cerca de Burgos. Hacia el sur parecen interrelacionarse con la «Facies Tierra de Campos».

«Facies Tierra de Campos»

Fue definida por HERNANDEZ PACHECO (1915), siendo una de las unidades más características de la Cuenca del Duero. En este sector se caracterizan por la presencia de lutitas (fangos) ocres con niveles discontinuos de suelos calcimorfos y pequeños canales formados por arenas y gravillas, cuyos aportes parecen proceder del noroeste.

Esta facies se extiende hacia el sur hasta la parte central de la cuenca y resultaría equivalente de la «Facies de Grijalba-Villadiego». Se corresponde con parte de la unidad 1 de MEDIAVILLA (1986).

«Facies Dueñas»

Su definición se debe a DEL OLMO *et al.* (1982), tratándose de una unidad derítico-carbonatada formada por margas y arcillas calcáreas grises con intercalaciones de calizas ricas en gasterópodos, ostrácodos y charáceas. Se extienden a lo largo del valle del Pisuerga, al norte de Valladolid, y en la provincia de Burgos, donde adquieren una gran representatividad. Algunos autores las han considerado en parte como cambio lateral de la Facies Tierra de Campos y de la «Unidad de Pedrajas de Portillo», situada mucho más al sur, fuera del sector en cuestión.

Abanicos de Guardo y Cantoral

Fueron descritos por MANJON *et al.* (1979), y se extienden al norte de la provincia de Palencia. Están constituidos por depósitos conglomeráticos de cantos cuarcíticos y cuarzo, fundamentalmente, así como algunos de pizarras paleozoicas intercaladas entre fangos ocres que hacia el sur se hacen más potentes; en los que muestran una organización fluvial de tipo *braided*.

Facies de la Serna

Equivale a las «Facies Relea y Carrión» de MABESOONE (1961). Han sido descritas por ARAGONES (1978) y CARRERAS (1978) y se extienden por la parte central de la provincia de Palencia.

Corresponden a facies detríticas integradas fundamentalmente por lutitas (fangos) ocreos entre las que se intercalan cuerpos arenosos y a veces calizas palustres. Son frecuentes las edafizaciones, intercalándose a veces suelos calcimorfos. Los canales están formados por arenas y gravillas con direcciones de aporte hacia el sur y sureste. Se las considera equivalentes de los «Abanicos de Cantoral y Guardo». Hacia el centro de la cuenca (Palencia-Valladolid-Burgos) pasan a las «Facies Cuestas».

Facies de las Cuestas

Fue definida inicialmente por HERNANDEZ PACHECO (1915) y ha sido objeto de estudios posteriores por numerosos autores como los de ROYO GOMEZ (1926). Los trabajos más recientes corresponden principalmente a SANCHEZ DE LA TORRE (1978), PORTERO *et al.* (1983), MEDIAVILLA (1986) y MEDIAVILLA Y DABRIO (1989).

Litológicamente, está caracterizada por un conjunto detrítico-carbonatado formado por margas, arcillas, arcillas carbonosas, yesos, margas yesíferas y calizas margosas. Morfológicamente, esta unidad destaca en el paisaje constituyendo la parte media-baja de las denominadas «mesas» coronadas por las «Calizas de los Páramos».

Es de resaltar el alto contenido faunístico (micromamíferos) que presenta esta facies, localizándose en ella numerosos yacimientos, distribuidos de forma irregular por toda la cuenca, que permiten su control estratigráfico.

Calizas de los Páramos

Se encuentran coronando las series miocenas. HERNANDEZ PACHECO (1915) las definió como el último resalte morfológico donde se construye la superficie del páramo de naturaleza calcárea.

En los últimos años han sido estudiadas y descritas por DEL OLMO *et al.* (1982), PORTERO *et al.* (1979), MEDIAVILLA (1986) y MEDIAVILLA Y DABRIO (1989).

La serie carbonatada del Páramo, caracterizada por calizas con gasterópodos y margas, se encuentra muy bien representada al norte de Valladolid, Palencia y Burgos. En numerosos puntos se observan dos paquetes perfectamente individualizados, que se hacen corresponder con las denominadas «Calizas inferiores y superiores de la superficie del Páramo». Los eventos y procesos sedimentarios que separan ambas coinciden con los definidos por AGUIRRE *et al.* (1976) y PEREZ GONZALEZ (1979, 1982) en la Submeseta meridional durante el Plioceno.

Recientemente MEDIAVILLA Y DABRIO (1988, 1989), estudian con más detalle estos niveles carbonatados, diferenciando dos ciclos, correspondientes ambos a los dos nive-

les del «Páramo», separados entre sí en algunas zonas de la Cuenca del Duero por un episodio detrítico de génesis fluvial. Ambos ciclos representan dos unidades tectosedimentarias diferentes, separadas entre sí por una importante discontinuidad.

En la zona objeto de estudio, el Terciario aflora por toda la mitad suroccidental de la Hoja y es de carácter predominantemente detrítico.

A grandes rasgos se distinguen dos grandes conjuntos: El inferior se apoya directamente sobre el mesozoico, se encuentra plegado y está formado por una alternancia de conglomerados calcáreos y arcillas rojas de edad Paleógeno-Mioceno inferior denominados en este trabajo «Complejo detrítico plegado de la Ojeda» y que sería equivalente al denominado Complejo Vegaquemada aflorante en la vecina Hoja de Guardo.

El conjunto superior, con edades comprendidas entre el Mioceno medio y superior es también casi en su totalidad detrítico. Se encuentra en disposición horizontal o subhorizontal siendo más variado en cuanto a litología y facies. Aparece representado por arcillas rojas, areniscas y conglomerados masivos en las zonas de borde, correspondiendo a las «Facies Grijalba-Villadiego y Alar del rey». Por encima de estos materiales y en la parte occidental se extienden unos depósitos formados por abundantes gravas cuarcíticas y fangos ocreos correspondientes al «Abanico de Cantoral». Por último aparecen unos depósitos cuarcíticos similares a los anteriores tanto en facies como en litología discordante sobre diferentes unidades yacentes y que corresponderían al último ciclo de este episodio.

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

1.4.1. Paleoceno-Mioceno inferior

1.4.1.1. *Conglomerados y areniscas cuarcíticas (34). Paleoceno*

Aflora esta unidad de forma discontinua y como una estrecha banda discordante con los depósitos en Facies Garum del Cretácico superior.

Litológicamente esta unidad está formada por conglomerados cuarcíticos de tamaño de canto entre 2 y 3 cm, arcillas rojas intercalándose con bastante frecuencia y niveles arenosos cementados donde a veces se observan estratificaciones cruzadas. El espesor fluctúa entre los 10 y 20 m. aunque ocasionalmente, como al norte de la Hoja en las proximidades de Dehesa de Montejo puede alcanzar valores mayores. Los mejores afloramientos se pueden observar al pie del Cerro Matorral o al noreste de Villaescusa de Ecla.

La base de esta unidad aparentemente es transicional con respecto a su infrayacente (Facies Garum). Sin embargo tanto el brusco cambio litológico que ésta representa como su seguimiento cartográfico, parece marcar una discontinuidad y el inicio de un nuevo ciclo ya claramente continental y de carácter fluvial. El techo aparece interrumpido bruscamente por la entrada de conglomerados calcáreos fuertemente cementados, que se sitúan en discordancia erosiva, bien sobre estos depósitos o sobre los del Cretácico superior. Representaría, pues, esta unidad, el inicio de un ciclo fluvial y la transición al terciario de los depósitos finicretácicos.

La edad resulta difícil de precisar y en principio son atribuibles al Paleógeno basal. No obstante el hecho de encontrarse por encima del Maastrichtiense y por debajo de los conglomerados claramente oligocenos hace pensar en un posible Paleoceno, edad que en principio se le ha atribuido en este trabajo. A nivel regional coincide esta datación con la asignada por DEL OLMO *et al* (1989) a la parte alta de los depósitos de tránsito Cretácico al Terciario en el borde sur de la Cuenca del Duero, en la provincia de Segovia. También son correlacionables con los niveles superiores del tramo inferior del Complejo Vegaquemada de la Hoja de Guardo (IGME, 1978).

1.4.1.2. ***Conglomerados poligénicos y brechas calcáreas (35). Lutitas rojas y conglomerados y/o areniscas (36). Areniscas rojas (37). Paleógeno-Mioceno inferior***

Este conjunto litológico equivale al tramo superior del Complejo de Vegaquemada de COLMENERO *et al.* (1979). Inicialmente fue denominado como «Grés de Les Bodes» por CIRY (1939) al norte de León, «Formación Vegaquemada» por EVERS (1967) e incluido en la «Facies de las Cuevas» por MABESOONE (1959, 1961).

Con carácter claramente erosivo sobre la unidad anterior y sobre el Mesozoico, se desarrolla una potente y compleja sucesión litológica constituida a grandes rasgos por conglomerados grises, arcillas rojas y/o anaranjadas que alcanza espesores comprendidos entre los 800 y 2.500 m y que constituyen una importante macrosecuencia deposicional en el Paleógeno, denominándose en esta memoria como «Complejo detrítico de la Ojeda».

Más en detalle, en cartografía, en este complejo se han diferenciado los siguientes litosomas:

- Conglomerados y brechas calcáreas.
- Lutitas rojas y conglomerados y areniscas.
- Areniscas rojas.

No obstante y al margen de las unidades cartográficas diferenciadas, pueden aparecer localmente algún delgado nivel de calizas y margas blancas de espesor métrico, sin valor representativo en planta.

Los conglomerados y brechas calcáreas, (unidad 35), son de color gris. La naturaleza de los cantos es poligénica, fundamentalmente calcáreos (jurásicos y cretácicos) y cuarcíticos con matriz areno-arcillosa rojiza y fuertemente cementados por carbonato. Los cantos presentan todo tipo de angulosidad, desde los subangulosos y subredondeados en los tramos inferiores a más redondeados en las partes más altas de este complejo.

Para los niveles inferiores, el aspecto de estos conglomerados es masivo aunque a veces aparecen delgados niveles arcillosos rojos, con frecuentes cicatrices amalgamadas cuando el transporte es por agua. Con frecuencia se observan coladas conglomeráticas tipo «debris flow» e incluso brechas y aglomerados con bloques de hasta más de 1 m de

espesor en áreas próximas a los relieves mesozoicos, presentando entonces un aspecto más masivo, no organizado, caótico, propio y típico de paleoderrubios como se puede observar p.e. entre Cozuelos de Ojeda y Vallespinoso de Aguilar.

Los niveles conglomeráticos superiores, presentan una geometría más definida, con acuñamientos laterales de los cuerpos sedimentarios y marcadas cicatrices erosivas en la base. En otras ocasiones los conglomerados pueden llegar a contener a veces alto porcentaje de tamaño arena, observándose «sets» de estratificación tanto paralela como cruzada.

La disposición paleogeográfica de estos depósitos se desprende de la cartografía geológica, apareciendo adosados y adoptando una disposición paralela a la franja mesozoica, que con dirección NO-SE se extiende por la mitad oriental de la Hoja.

La macrosecuencia para todo el complejo es detrítica en general granodecreciente, si bien se observan distintos episodios, relacionados con la reactivación de relieves y la creación de estructuras tectónicas, que llegan a producir discordancias progresivas importantes. Estos episodios vienen marcados por la entrada de forma masiva de nuevas coladas conglomeráticas.

Las lutitas rojas, con algunas pasadas de niveles conglomeráticos y a veces de areniscas, (unidad 36), constituyen la segunda unidad diferenciada, que alterna con los términos detríticos groseros antes descritos y diferenciados en cartografía. Por lo general ocupan los tramos medios y superiores de las secuencias granodecrecientes y representan los términos más distales de los niveles más groseros próximos a los relieves.

Litológicamente las lutitas tienen una composición porcentual variable entre arcilla y limo así como un contenido en carbonato. Como antes se ha expuesto, estos niveles pueden incluir algunos niveles de calizas micríticas y margas de colores claros que representan episodios palustres locales, con edafizaciones y en general de extensión lateral muy reducida.

Estas características son observables en los alrededores de Colmenares, al este de la Hoja. También esta unidad tiene una amplia representación en el núcleo de la estructura sinclinal al norte de Santibañez de Ecla y al norte de Olmos de Ojeda.

Los niveles detríticos gruesos que se intercalan entre las lutitas están constituidos por conglomerados y/o areniscas formados también por cantos poligénicos de caliza, dolomía y cuarcita en porcentaje muy variable. La proporción entre el tamaño de los cantos y la fracción arena es muy variable, observándose incluso el paso gradual de un tamaño a otro dentro de un mismo cuerpo canalizado, en apenas unos pocos metros.

Los niveles de areniscas (unidad 37) más frecuentes, se localizan a techo de la macrosecuencia paleógena en el sector comprendido entre Olmos de Ojeda y en las proximidades a San Andrés del Arroyo. Estos cuerpos sedimentarios, canalizados y amalgamados, constituyen una estrecha franja de espesores métricos y base canalizada, están fuerte-

mente cementados, con una longitud a veces de más del centenar de metros y un buzamiento medio a alto hacia el SO.

El estudio de minerales pesados en la fracción arena presenta los siguientes intervalos en porcentajes: turmalina 55,1-33,5 %; circón 29,5-15,7 %; rutilo 6,9-1,0 %; granate 2,4-0,3 %; estaurólita 3,5-0,8 %; andalucita 2,4-0,7 %; hornblenda 8,6-0,7 %; esfena 2,7-0,7 %; epidota 4,3-1,2 %; brooquita 1,2-0,2 %; y carbonatos 20,7-11,1 %. Respecto al estudio de la fracción ligera aparece cuarzo monocristalino con el 46,6 %; cuarzo policristalino 5,3 %; feldespato potásico 1 % y chert 2,3 %. Respecto a los fragmentos de rocas sedimentarias se encuentran un 10,3 % para los carbonatos y 1 % para las areniscas. Entre los fragmentos de rocas metamórficas aparecen metacuarcitas con un 5,6%.

El carácter detrítico y azoico de todo el conjunto hace que resulte difícil precisar con exactitud su edad. No obstante y en cambio lateral de los términos lutíticos más superiores en la parte suoriental, aparecen unos niveles carbonatados que han sido datados de edad Arverniense por lo que tanto en base a la evolución regional como a los datos estratigráficos la edad de este potente complejo detrítico se situaría al menos entre parte del Paleoceno y el Oligoceno superior, sin descartar el Mioceno inferior para los términos más altos de la serie.

En los alrededores de Pisón de Ojeda y a techo de la serie aparece una potente sucesión que empieza por unos conglomerados masivos, también poligénicos y similares a los infra-yacentes. Este evento, por su distribución en cartografía, podría resultar quizás equivalente a la «Facies de las Cuevas» definida por MABESOONE (1959 y 1961) o al Complejo Cuevas de COLMENERO *et al.* (1982), ya que por su posición estratigráfica y disposición recuerdan a dichos materiales. No obstante y aunque las características de los clastos difieren de aquellos, que son calcáreos en casi su totalidad, estos conglomerados, que aparentemente parecen cerrar el ciclo paleógeno quizás pudieran ser equivalentes en el sector de la Ojeda, a los del Complejo Cuevas aflorante más al oeste al pie de la Cordillera Cantábrica.

En todo este espacio de tiempo tuvieron lugar una serie de acontecimientos y fases tectónicas que motivaron la estructuración de la Cordillera y que desde el punto de vista sedimentológico se tradujo en la existencia de un borde activo y la instalación de un sistema de abanicos aluviales con sus ápices enraizados en los bordes de la Cordillera según una línea NO-SE, constituyendo episodios discontinuos y superpuestos en el tiempo. Una red fluvial tipo *braided* distribuiría hacia el oeste y suroeste los materiales procedentes del área madre mesozoica. Los niveles lutíticos rojos representarían los episodios de inundación y desbordamiento de dichos canales. Finalmente las areniscas, representarían las facies canalizadas y más distales de los abanicos paleógenos.

1.4.1.3. **Margas blancas, margocalizas y calizas grises (38). Arverniense**

Al norte de Prádanos de Ojeda, en los alrededores del paraje conocido como Arroyo de San Román y formando parte de una estructura anticlinal cuyo núcleo lo constituyen conglomerados calcáreos y lutitas rojas, se desarrolla una serie detrítico-carbonatada compuesta por margas y margocalizas blancas, algunos niveles de calizas grises y a veces arcillas rojas.

En detalle, aparecen organizados con un orden secuencial de escala métrica (2-5 m), formada por margas y margocalizas blancas en alteración, verdosas en fresco, así como por calizas grises de aspecto noduloso a techo. Son frecuentes los procesos edáficos con señales de bioturbación por raíces, así como los procesos de decoloración en las margas. Las calizas resultan a veces algo detríticas (*wackestone*) aunque por lo general suelen presentar textura *mudstone*.

El espesor de esta unidad es aproximadamente de 100 m y lateralmente hacia el oeste, pasa a las lutitas rojas o fangos que se intercalan entre los niveles de conglomerados paleógenos. Desde el punto de vista sedimentario correspondería a un ambiente palustre-lacustre somero.

Han sido muestreados diferentes niveles margosos proporcionando ostrácodos tales como *Lineocypris* s.p. y *Cytherelloidea* cf. *praesulcata* (LIENENKL) lo que permite asignar una edad a estos depósitos de Arverniense, es decir, de Oligoceno superior. Este hecho corrobora la edad asignada al «Complejo detrítico plegado de la Ojeda» ya que por encima de esta unidad carbonatada, y hacia el oeste, se desarrollan todavía importantes niveles conglomeráticos, por lo que la edad para todo el complejo, abarcaría además del Paleógeno (Eoceno sup-Oligoceno) parte del Mioceno inferior.

1.4.2. Mioceno inferior-Plioceno

1.4.2.1. *Conglomerados, areniscas y arcillas rojas (39). Orleaniense-Astaraciense inferior.*

Esta unidad aflora desde las proximidades de Vega del Bur hasta el Monasterio de San Andrés del Arroyo. Se sitúa discordantemente sobre el «Complejo detrítico plegado de la Ojeda» con buzamientos medios del orden de los 40° hacia el SO. Por lo general ofrece excelentes características de afloramiento, pudiéndose observar bien al noroeste de Olmos de Ojeda o junto al monasterio de San Andrés del Arroyo.

Está formada por lo general por una alternancia rítmica de conglomerados poligénicos y arcillas rojas, aunque a veces intercalan niveles detríticos de areniscas fuertemente cementadas. Las características litológicas varían lateralmente como consecuencia de los frecuentes cambios de facies.

En San Andrés del Arroyo se observan conglomerados masivos fuertemente cementados, formados por cantos poligénicos bien seleccionados, redondeados y subredondeados, formados por un alto porcentaje de carbonatos y en menor proporción cuarcíticos, así como de areniscas. También dentro de estos paquetes se intercalan microconglomerados y algunos niveles arenosos.

Son frecuentes las amalgamaciones, cicatrices internas y, aunque existe una tendencia a cuerpos tabulares, se observa a veces bases canalizadas, así como estratificaciones cruzadas. Lateralmente ya hacia el noroeste, estos cuerpos masivos se intercalan con lutitas rojas observándose una relación entre anchura de canal y profundidad bastante alta.

Desde el punto de vista sedimentario, hay que encuadrar estos depósitos en la orla media de un sistema de abanicos aluviales poco desarrollados, con direcciones de aporte dirigidos hacia el SO.

No existen datos faunísticos que permitan su datación aunque tentativamente se les atribuye una edad Orleaniense-Astaraciense, por la posición estratigráfica que estos materiales ocupan, es decir entre el Paleógeno-Mioceno inferior infrayacente y las «Facies de Grijalba-Villadiego y Alar del Rey», que se sitúan inmediatamente encima. Esta edad hace considerar a esta unidad detrítica equivalente lateral en facies de borde, de los depósitos lacustres carbonatados («Facies Dueñas») existentes en zonas más centrales de la Cuenca del Duero.

El estudio de minerales pesados en las fracciones finas han proporcionado el siguiente porcentaje: turmalina 16,5 % circón 26,2 %; rutilo 1,9 %; granate 2,4 %; estauroilita 0,4 %; andalucita 3,3 %; broquita 0,5 % y carbonatos 48,2 %.

1.4.2.2. *Brechas y conglomerados calcáreos «Facies Alar del Rey» (40). Aragoniense superior (Astaraciense)*

Su distribución geográfica en la Hoja, queda restringida a una banda adosada y discordante sobre los conglomerados de San Andrés del Arroyo, los paleógenos del «Complejo detrítico de la Ojeda» y los mesozoicos del sur de la Hoja, en torno al río Pisuerga. Equivale a las Facies proximales del Abanico poligénico de Aviñante o «Facies Vega de Riacos» en la región de Guardo, así como al «Tramo conglomerático» de MAN-JON (1969).

Se trata de conglomerados a veces masivos, rojizos, con matriz areno-arcillosa y cemento calcáreo. A veces los niveles basales presentan cantos subangulosos, llegando a constituir en algunos puntos brechas. Los clastos que lo integran son de naturaleza poligénica con abundantes cantos calcáreos y cuarcíticos, procedentes fundamentalmente del área mesozoica e incluso a veces también reciclados de las series detríticas paleógenas infrayacentes.

Las brechas se adosan y desarrollan frecuentemente en los niveles inferiores y de forma espectacular en el valle del Pisuerga entre Villela y Nogales de Pisuerga, englobando bloques de escala métrica en los niveles más bajos pasando gradualmente a conglomerados masivos con cantos y bloques de escala decimétrica, ligados ya a procesos típicos de transporte por agua.

Estos conglomerados se presentan a veces como masivos, con clastos mal seleccionados, con cicatrices internas y amalgamaciones. Cuando aparecen en cuerpos canalizados, se encuentran estructuras tipo estratificación cruzada y pueden llegar a veces a estar mal cementados. Las pasadas lutíticas rojas son frecuentes y abundantes. También pueden observarse algunos suelos calcimorfos a techo de secuencia. Las coladas fangosas pueden llegar a incluir cantos dispersos. Lateralmente y hacia la cuenca pasan a fangos rojizos edafizados con niveles dispersos de conglomerados y areniscas (Facies Grijalba-Villadiego).

Los minerales pesados de las facies más finas presentan los siguientes porcentajes: turmalina 49%, circón 29,9%, rutilo 2,4%, granate 5,9%, estauroilita 2,4%, andalucita 1,4% hornblenda 0,4%, apatito 0,4%, esfena 0,9%, epidota 3,3%, anatasa 1,2% y carbonatos 1,9%.

Las mejores observaciones se pueden realizar en la carretera al norte de Moarves de Ojeda, o al sur de San Andrés del Arroyo así como en el valle del río Pisuerga en la carretera nacional de Palencia-Santander.

Desde el punto de vista sedimentológico corresponde esta unidad, en general a depósitos de abanicos aluviales de corto desarrollo y progradantes, instalados en los bordes mesozoicos y paleógenos al norte de Prádanos de Ojeda. Solo en el sector del valle del Pisuerga se localiza la salida hacia la Cuenca del Duero, de un importante sistema de abanicos fluviales de gran desarrollo cuyas facies distales ocupan grandes extensiones en la Vecina Hoja de Herrera de Pisuerga. La edad asignada a estos materiales es Astaraciense.

**1.4.2.3. Lutitas rojas con niveles discontinuos de conglomerados y areniscas (42).
Conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas rojas (41).
«Facies Grijalba-Villadiego». Aragoniense superior (Astaraciense)**

Bajo este epígrafe se engloban los materiales aflorantes en la Hoja entre el río Pisuerga y el Payo, al sur de la comarca de la Ojeda y que se engloban bajo la denominación de «Facies Grijalba-Villadiego» (AEROSERVICE 1967), resultando equivalentes los depósitos poligénicos del Abanico de Aviñante en Guardo. Estos depósitos tienen una amplia distribución geográfica en las Hojas contiguas de Herrera de Pisuerga y Villadiego.

Litológicamente la unidad 42, está formada por de lutitas de color rojo, en las que se intercalan de forman discontinua y dispersa niveles de conglomerados y/o areniscas (unidad 41). El espesor máximo aflorante observado está comprendido entre los 80 y 100 m.

Los niveles detríticos groseros cementados en zonas próximas a las facies proximales, llegan a constituir a veces importantes replanos estructurales, aunque por lo general sus afloramientos pasan desapercibidos dentro del conjunto lutítico rojizo que los caracteriza. Uno de los cortes más representativos, aunque de pocos metros, es observable en el mismo pueblo de Payo de Ojeda en la margen derecha del río. También en Vega del Bur se pueden observar tales características.

Los conglomerados son poligénicos, en general de espesor métrico (1 a 3 m), con cantos fundamentalmente calizos, silíceos e incluso a veces de procedencia paleozoica. Su morfología, por lo general, obedece a cantos redondeados a subredondeados y a veces subangulosos. Ocasionalmente pueden englobar clastos de hasta 20 cm de longitud. La matriz es arenosa rojiza y el cemento calcáreo.

La base de los cuerpos conglomeráticos está claramente canalizada y presentan cicatrices internas y estratificación cruzada en surco y planar. El contenido en arena es varia-

ble llegando incluso a constituir a veces niveles areniscosos muy definidos, observándose entonces un claro predominio de los cantos cuarcíticos dentro de la arena y cuyo tamaño no suele superar los 3-4 cm.

Por último, desde el punto de vista litológico, las lutitas de tonalidades rojizas, imprimen un carácter típico a esta unidad. El contenido o relación arcilla/limo es muy variable. Desde el punto de vista mineralógico la illita parece ser el componente fundamental, seguido generalmente de la caolinita y a veces clorita.

Los afloramientos, más meridionales de esta unidad dentro de la Hoja incluyen de forma discontinua edafizaciones y desarrollo de suelos calcimorfos.

Todos estos depósitos se enmarcan dentro de un contexto paleogeográfico relativamente complejo, ya que se encuentran relacionados por un lado, con zonas desconectadas de la red principal de drenaje aunque correspondientes con el frente distal del Abanico aluvial de Aviñante, como parecen indicar los paleocorrientes medidas en la zona más occidental y que apuntan hacia el SE. Por otro lado y en el sector del río Burejo entre Prádanos y Olmos de Ojeda, aparecen claramente ligados con la orla media-distal de los abanicos de Alar del Rey. Este hecho se pone de manifiesto por la distribución de los canales y las medidas de paleocorrientes en ese sector que indican hacia el S y SO en la parte meridional de la Hoja.

También en el valle del Pisuerga aparecen entre los fangos, canales con direcciones de aporte hacia el sur y sureste y relacionadas con las salidas del Abanico del Pisuerga.

Corroboran las observaciones de campo, los estudios y análisis de muestras que parecen indicar procedencia de áreas fuente diferentes. Por un lado un área madre paleozoica y por otro un área fuente mesozoica-paleógena.

Desde el punto de vista paleontológico, no se ha encontrado en la Hoja ningún indicio faunístico. No obstante, PORTERO *et al.* (1979) en la Síntesis sobre el Terciario de la Cuenca del Duero, citan en ese trabajo y en la Hoja de Villadiego, el yacimiento de Sandoval de la Reina, al que se asigna una posible edad Astaraciense superior.

De todo ello se deduce que la edad de estos materiales es al menos Aragoniense superior (Astaraciense), aunque no existen datos dentro de la Hoja que corroboren tal edad.

1.4.2.4. ***Margas blancas, margocalizas y calizas grises (43). Aragoniense superior (Astaraciense)***

En el borde meridional de la Hoja, en las proximidades de la Vid de Ojeda y Prádanos, aparecen aunque con mala calidad de afloramiento, un conjunto de margas y margocalizas blancas, organizadas secuencialmente y coronadas a veces por delgados niveles de calizas grises, que se extienden hacia el sur por la Hoja de Herrera de Pisuerga. Con frecuencia estos afloramientos aparecen enmascarados por depósitos cuaternarios, bien glaciares o terrazas bajas de los aluviales próximos (río Burejo).

Los levigados llevados a cabo no han proporcionado datos relativos a la edad de estos depósitos.

El ambiente sedimentario es palustre y parece corresponder a zonas muy distales del «Abanico poligénico de Aviñante» sobre las que progradarían las facies de orla de los «Abanicos de Alar del Rey», situados inmediatamente al norte.

Estos niveles serían equivalentes a los descritos por MANJON (1969) como las «Facies de Herrera-Zorita y/o Sotabañado-Priorato». Su edad sería Astaraciense.

**1.4.2.5. Conglomerados silíceos con intercalaciones de lutitas ocreas (44).
Lutitas ocreas (fangos) y gravas silíceas (45). «Abanico de Cantoral».
Mioceno superior**

Se extienden estos depósitos por el borde occidental de la Hoja, prolongándose por la vecina Hoja de Guardo. Sus afloramientos más septentrionales se localizan en el ángulo noroccidental al pie de los relieves paleozoicos de Sierra Oracada, situados en las proximidades de Dehesa de Montejo, al oeste de Cervera de Pisuegra.

Estos materiales se sitúan discordantemente sobre un infrayacente de edades comprendidas entre el Carbonífero en su parte más septentrional y la «Facies de Grijalba-Villadiego» (Astaraciense) en la mitad meridional. Al sur de Colmenares se ponen en contacto directamente sobre el Paleógeno.

La disposición de los sedimentos es horizontal o subhorizontal correspondiente a su pendiente deposicional y con espesores que fluctúan entre los 30-40 m al norte, los 80-90 m en los alrededores de Payo de Ojeda en el sector central, y más de 100 m en los alrededores de Bascones de Ojeda (IGME, 1982) en el cuadrante suroccidental de la Hoja.

Se trata de una unidad formada por conglomerados poco cementados y/o gravas silíceas, a veces con niveles arenosos, que intercalan de forma discontinua lutitas ocreas.

El contacto con la unidad infrayacente resulta muy difícil de observar ya que con frecuencia estos depósitos aparecen coluvionados por los procesos actuales, enmascarándose el contacto real con el infrayacente. Con frecuencia, puede llevar a confusión el establecer su límite real con la unidad infrayacente. Cuando es posible ver los términos basales se observan suelos residuales, así como arcillas y limos arenosos rojizos cementados, con cantos de cuarcita y arena rojizas, siendo frecuente encontrar niveles de arenas rojas cementadas con estructuras tractivas, y microconglomerados en la base.

Desde el punto de vista litológico todo el conjunto se caracteriza por la presencia de conglomerados mal cementados y gravas cuarcíticas de cantos bien redondeados, con huellas de percusión y tamaño variable, con valores máximos observados de 50 cm.

A veces estos conglomerados y/o gravas pueden incorporar clastos de areniscas o de pizarras paleozoicas. En ocasiones se observan estructuras tractivas, imbricaciones de cantos, etc. Los limos y arcillas ocreas o beige se intercalan entre los niveles detríticos y tienen una continuidad lateral limitada, siendo más frecuentes en las zonas meridionales, habiéndose diferenciado en la cartografía cuando así ha sido posible. Fundamentalmente aparecen formados por minerales de la arcilla (filosilicatos) tipo illita y en menor proporción caolinita.

Los niveles arenosos han sido muestreados. El estudio de la fracción arena ha arrojado los siguientes datos: Entre los minerales pesados destacan los siguientes intervalos y porcentajes: turmalina 27,2%-30,3%, circón 47,2%-58,4%, rutilo 7,2%-8,4%, estaurolita 1,2%, andalucita 2,3%-0,7%, distena 0,3%, hornblenda 6,5%-1,8%, esfena 1,2%-0,5%, epidota 3,1%-1,8%, brooquita 0,3%-0,6% y anatasa 0,3%-0,5%. En el estudio de la fracción ligera es de destacar la presencia de fragmentos de rocas metamórficas, tanto de metacuarcitas como de pizarras y esquistos, lo que evidencia y corrobora los datos macroscópicos de campo y la procedencia para estos depósitos de un área fuente paleozoica.

Toda esta unidad correspondería a un medio de depósito tipo abanico aluvial enraizado su ápice en los bordes de la Cordillera Cantábrica, al pie de Peña Oracada en la Hoja de Guardo, existiendo una interconexión con aportes procedentes del sector de Cervera de Pisuerga, y más concretamente de los términos detríticos carboníferos (Curavacas, Culm) y de areniscas y cuarcitas devónicas (MANJON *et al.* 1979). Las observaciones realizadas permiten hablar de secuencias granodecrecientes con un mecanismo de transporte claramente fluvial, con una red tipo *braided*, red fluvial que hacia el sur se individualizaría, hecho que se pone en evidencia en las trazas de las capas cartografiadas tanto en esta Hoja como en la de Herrera de Pisuerga. La dirección de transporte preferente sería hacia el sur y sureste.

Lateralmente y hacia el sur, estos materiales pasan a la denominada «Facies de la Serna» (PORTERO *et al.*, 1982), datada al menos como Vallesiese inferior. Hacia el centro de cuenca, estas facies detríticas pasarían a su vez a la Facies Cuestas, que culmina con las denominadas Calizas del Páramo o Calizas del Páramo inferior (PORTERO *et al.*, 1982).

De todo ello se deduce que los depósitos de Cantoral constituyen un importante episodio sedimentario que representaría y constituiría el final del ciclo Astaraciense superior-Vallesiese. Estas facies resultarían en parte equivalentes a las denominadas «Series Ocreas» de MARTIN-SERRANO (1988 y 1989) aflorantes más al oeste en el borde zamorano-leonés de la Cuenca del Duero.

No obstante queda por despejar la incógnita de la presencia del Turolense en la zona, planteándose varias soluciones al respecto. Por un lado, en este período de tiempo estarían incluidos los términos más superiores de los depósitos de Cantoral aunque no existe un control bioestratigráfico del mismo. Por otro lado el Turolense podría representar un período erosivo en la región.

Finalmente podría estar representado en la unidad detrítica suprayacente que cierra el ciclo neógeno, aunque esta hipótesis parece menos probable por la relación de estos depósitos con la evolución geomorfológica regional.

1.4.2.6. *Gravas silíceas y arenas (Aluvial finineógeno) (46). Plioceno*

Se incluyen dentro de este apartado los términos más superiores del Abanico de Cantoral con cierta expresión morfológica, así como una serie de afloramientos de la misma naturaleza litológica, que de forma irregular, se distribuyen en pequeñas manchas por la superficie de la Hoja y sobre diferentes yacientes.

Litológicamente están constituidos por gravas silíceas y arenas con diferente tamaño de grano según áreas y su proximidad a zonas con relieves. El contenido en arcilla es variable ya que a veces se encuentran bastante lavados.

Los mejores afloramientos se localizan al norte de Perazancas o del Anticlinal de Villaescusa de Ecla así como en la parte oriental de la Hoja cerca de Aguilar de Campóo.

Estos depósitos se corresponden en parte con los asignados a «Rañas y otros depósitos pliocenos» por GRACIA PRIETO *et al.* (1990) y resultarían equivalentes a los denominados por MARTIN-SERRANO (1988) «aluviales finineógenos en el borde zamorano-leonés», denominación aquí utilizada, ya que parecen representar los últimos depósitos aluviales que ponen fin al ciclo de sedimentación terciaria en este sector de la Cuenca del Duero. También podrían ser correlacionables con el Abanico silíceo de Aviñante, aflorante en la Hoja de Guardo.

Las características litológicas de esta unidad, son similares a los depósitos de Cantoral. Sin embargo, algunos afloramientos se disponen sobre una superficie de erosión bien desarrollada a lo largo de una franja NO-SE labrada principalmente sobre el sustrato mesozoico, superficie de edad probablemente Turolense-Plioceno y que enrasaría con la superficie de colmatación de los páramos, siendo correlacionable con la denominada «Superficie de Erosión Fundamental» de la Cordillera Ibérica de edad Plioceno inferior (GRACIA PRIETO *et al.*, 1990). Este hecho invita a pensar que el Abanico de Cantoral llegaría hasta el Turolense en cuanto a edad.

Otro hecho a tener en consideración es que correlacionando secuencialmente los ciclos y considerando, como se ha hecho Cantoral equivalente al ciclo de la caliza inferior de los páramos, estos depósitos podrían correlacionarse con el segundo ciclo de caliza de los páramos, existente en las zonas centrales y meridionales de la Cuenca del Duero. En este caso la edad de estos materiales detríticos estaría comprendida entre Vallesiense superior a Plioceno.

Todas estas observaciones sobre la evolución morfológica regional ha hecho que para los autores antes citados estos depósitos hayan sido considerados como «rañas». Sin embargo MARTIN-SERRANO (1988) plantea la problemática de la transición Neógeno-

Cuaternario y hace ya referencia a la similitud de rastros estratigráficos, petrológicos y mineralógicos entre las «rañas», y las «series ocres», en este caso los depósitos de Cantoral.

Para este autor la «raña» sería «el final de un episodio y/o inicio de otro, una articulación sin ruptura de ambos» por lo que «representarían las primeras acumulaciones del piedemonte con expresión morfológica conservada» y que en muchas ocasiones coincidiría con parte de las «series ocres» por lo que existiría una diacronía con respecto a la asignación de edades para la «raña».

En resumen y en base a lo espuesto anteriormente se considera a estos depósitos como representantes del final del ciclo finineógeno, equivalentes a las «rañas» y con una edad probable de Plioceno superior, carentes hasta la fecha de argumentos paleontológicos que lo corroboren.

Por último, los depósitos atribuidos a la «raña» en la Hoja de Guardo representarían el primer encajamiento de la red sobre este piedemonte, por lo que en la transversal Cervera de Pisuerga-Osorno estos depósitos no tienen tal significado, representando simplemente el primer nivel de terrazas de la red fluvial, previa a su evolución durante el Cuaternario.

1.5. CUATERNARIO

Los depósitos de edad cuaternaria existentes en la Hoja, no son muy abundantes pero dentro de ellos son los fluviales los que alcanzan mayor representación. Tobas, travertinos, depósitos de vertiente y glaciés, completan el espectro de sedimentos recientes.

1.5.1. Gravas calcáreas y lutitas. Glaciés (47). Pleistoceno-Holoceno

Se localizan en las laderas, distribuidos por toda la Hoja. Constituyen formas de enlace en los interfluvios, bien entre terrazas o bien entre terrazas y fondos de valle.

Con una potencia que no supera los 2 m, presentan una litología similar a las terrazas, pero con matriz más abundante. Desarrollan suelos a techo, cuyas características dependen del grado de madurez de los mismos, variando de pardo rojizos a rojos fersialíticos.

Se les asigna una cronología amplia, Pleistoceno-Holoceno, pues se encuentran a cualquier altura, en las laderas, y con suelos que indican diferentes grados de evolución.

1.5.2 Tobas y travertinos (48). Pleistoceno-Holoceno

Se consideran en su mayoría de carácter fluvial, pues están asociados a fondos de valle y a niveles de terrazas. Se localizan varios afloramientos. Uno de ellos es el situado al oeste del Barrio de Santa María, en el cruce de los valles de la Ruya-Mendiego de los Caños; se trata, en este caso, de tobas de fondo de valle con tallos e impresiones de

plantas, limos blancos y estructuras laminares. Otro, se sitúa en el curso medio del río Reitobas, y está relacionado con el nivel de terraza de + 12 m. Las características son similares al anterior, observándose además presencia de materia orgánica. Por último, cabe reseñar el afloramiento de Rocinera, al oeste del río Pisuerga, casi en el límite meridional de la Hoja. Está colgado a unos 70 m sobre el nivel actual del río y presenta características algo diferentes de los dos anteriores. Su carácter es mucho más masivo, de aspecto concrecional, con escasos restos de plantas y algunos niveles de limos blancos con estructuras laminares. La potencia es de carácter métrico, no superando los 3-4 m.

En general se deben a surgencias del macizo carbonatado, relacionadas con la red fluvial.

1.5.3. Gravas silíceas y arenas. Terrazas (49, 50). Pleistoceno-Holoceno

Corresponden a los depósitos conglomeráticos que marcan las diferentes etapas de encajamiento fluvial. Aparecen en las vertientes de los ríos Pisuerga, Payo, Burejo y Reitobas.

Se han dividido en terrazas bajas y terrazas medias, incluyendo en el primer grupo los niveles inferiores a: +15-20 m, y en el segundo los que van entre +35 y +65-70 m. Aunque esta división no implica una cronología bien definida, sobre todo por la ausencia de dataciones paleontológicas o de otro tipo, si expresa una cierta relación temporal. Según el esquema general de la Cuenca del Duero, las terrazas bajas se consideran Pleistoceno superior, y las terrazas medias en el Pleistoceno medio. La ausencia de terrazas superiores a +70 m indica que durante el Pleistoceno inferior predomina el encajamiento sobre la sedimentación, o que los depósitos de esta edad han sido ya desmantelados.

El curso de agua que más terrazas desarrolla es el Pisuerga, con cinco niveles a + 5-7 m, + 10-15 m, + 15-20 m + 35-40 m y +65-70 m seguido del Reitobas con niveles a + 12 m + 8 m y + 3 m, el más alto de carácter tobáceo. Por último los ríos Payo, Burejo, y Camesa, no superan en ningún caso los 3 niveles.

La litología de los cantos es fundamentalmente cuarcítica en más del 90%. El resto, lo constituyen cantos de cuarzo, arenisca, microconglomerados y, raramente, alguno de caliza. El tamaño medio oscila entre 40-60 mm, y el redondeamiento varía de subanguloso o subredondeado, con un grado de desgaste medio.

A techo tienen desarrollado un suelo rojo o pardo rojizo que depende del grado de madurez del mismo, y por tanto de la antigüedad de la terraza.

1.5.4. Arcillas y gravas. Fondos de valle (51). Holoceno

Se consideran como tales todos aquellos depósitos asociados a pequeños valles y barrancos formados por los materiales simplemente de carácter fluvial o por la mezcla de éstos con los aportes laterales procedentes de las laderas. Son de magnitudes variables y se destacan los de los ríos Payo, Burejo y Camesa con una anchura de 0,5 Km e incluso superior.

También se ha incluido aquí, el aluvial más reciente del río Pisuerga constituido en su mayoría por gravas y arenas en facies de barras y depósitos de *point bar*.

Las características litológicas de los fondos de valle son similares a las de las terrazas, en cuanto a la naturaleza de los cantos se refiere; la matriz, sin embargo, es mucho más abundante y de textura más fina en general, de carácter areno-limoso y arcilloso.

Se les asignan una edad holocena, por ser los depósitos más recientes dentro de los procesos de encajamiento de la red.

1.5.5. Lutitas, arenas y gravas. Conos de deyección (52). Holoceno

Son muy abundantes en el cuadrante SO de la Hoja, desarrollándose sobre los fondos de valle de los ríos Payo y Burejo, procedentes de los pequeños tributarios que desembocan en ellos. A veces son tan abundantes que coalescen tapizando el pie de las laderas.

Se trata de depósitos poco coherentes, constituidos por arenas y arcillas con niveles de cantos. La naturaleza de estos últimos dependerá de los materiales de los que proceda. Se les asigna una edad holocena.

1.5.6. Lutitas con cantos y bloques. Coluviones (53). Pleistoceno-Holoceno

Son depósitos de gravedad instalados al pie de las laderas y constituyen bandas alargadas, paralelas a las mismas.

Son también poco coherentes y están constituidos por material arcilloso como matriz, y cantos angulosos de naturaleza variable según el sustrato. Su edad se asigna al Holoceno.

1.6. CRONOESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO

No se ha encontrado dentro de la Hoja ningún indicio sobre la presencia de vertebrados fósiles en los sedimentos terciarios, resultando además en muchas ocasiones las facies desfavorables para la existencia de yacimiento.

1.6.1. Análisis y discusión sobre la bioestratigrafía del Terciario

Las dataciones paleontológicas existentes en la actualidad y realizados sobre restos de vertebrados en el sector central y septentrional de la Cuenca del Duero datan desde comienzos de siglo.

Las primeras investigaciones y datos se iniciaron con las visitas de HERNANDEZ PACHECO (1923 Y 1926) al yacimiento de Saldaña y continuaron a lo largo del siglo con estudios de algunos investigadores más, HERNANDEZ PACHECO, 1930; CRUSAFONT Y VILLALTA (1951); CRUSAFONT Y TRUYOLS (1960), etc.

A finales de la década de los 70 y principios de los 80 se da un fuerte impulso con motivo de la realización de las Hojas del Plan MAGNA en la Cuenca del Duero, ya que comienza una recopilación exhaustiva de datos y puesta al día de ellos (PORTERO *et al.*, 1982) con objeto de establecer una estratigrafía más precisa y actualizada acorde con los trabajos a desarrollar.

A partir de esas fechas se suceden una serie de trabajos sobre la bioestratigrafía de los terciarios en base a las nuevas prospecciones, ALBERDI (1981), LOPEZ *et al.* (1982), LOPEZ *et al.* (1985). En estos trabajos se recopilan los yacimientos principales de micro-mamíferos, así como se intenta llevar a cabo una correlación entre dichos yacimientos y su situación litoestratigráfica dentro de la columna tipo del Terciario.

Con posterioridad a estas publicaciones comienzan a desarrollarse estudios de tipo sedimentológico donde se intenta estudiar en detalle la evolución de diferentes sectores de la Cuenca del Duero. Corresponden a esta nueva fase los trabajos de MEDIAVILLA (1986), ARMENTEROS (1986) y ARMENTEROS *et al.* (1986). Paralelamente se incorporan también nuevos datos bioestratigráficos LOPEZ *et al.* (1986) y ARMENTEROS *et al.* (1986).

La revisión de los últimos trabajos sobre edades en el sector central de la Cuenca del Duero, plantean varios problemas en cuanto a asignación cronológica, principalmente de los niveles correspondientes a las calizas inferiores y superiores del Páramo.

Los primeros problemas que se plantean son de carácter puramente paleontológico. Un hecho de sobra conocido es que algunas asociaciones faunísticas de vertebrados presentan una ligera diacronía, de unas cuencas continentales a otras dentro de la Península Ibérica por problemas migratorios.

Por otro lado, a veces algunos yacimientos son sometidos a revisión y la bioestratigrafía y/o escala cronoestratigráfica sufre una actualización. También es de sobra conocida los problemas de correlación entre las diferentes escalas cronoestratigráficas propuestas por distintos autores y que con frecuencia se utilizan para este tipo de trabajos.

Por último el problema se acentúa más cuando se intenta establecer una relación entre las escalas de vertebrados (macro y micromamíferos) con las utilizadas para los ostrácodos, foraminíferos, polen, etc. ya que entonces existe un claro diacronismo y resulta casi imposible establecer tal relación. Todo esto ha llevado consigo a enfocar este trabajo utilizando como instrumento principal los diferentes ciclos sedimentarios y rupturas intracuencales correlacionando entre sí estos ciclos y apoyados por un soporte paleontológico, conscientes de la problemática que conlleva y que a continuación brevemente se intenta exponer para algunos de los ciclos considerados.

Así respecto a las calizas inferiores del Páramo el problema se plantea al asignarle además de Vallesiense inferior una edad Turolense MEDIAVILLA Y DABRIO (1989) ya que estos autores se basan en la propuesta de LOPEZ *et al.* (1982), Yacimiento de Miranda-2, Hoja de Palencia. Sin embargo posteriormente LOPEZ *et al.* (1985) reconoce que para la «Unidad Caliza de los Páramos su edad no se conoce y ha sido asignada al Turolense».

MEDIAVILLA (1986) en un trabajo sobre el sector centro septentrional de la Cuenca del Duero en la provincia de Palencia considera a los dos ciclos de los Páramos integrados en la «Unidad Superior» definida por ella en ese trabajo y la asigna una edad Vallesiense superior-Plioceno.

Un hecho es evidente: estas calizas son si duda de edad Vallesiense inferior como lo corroboran los yacimientos de Miranda-1 y Autilla 1 y 2. No obstante bien pudiera ocurrir que el yacimiento de Miranda-2 quedase situado en las calizas del Páramo superior, paraconformes con las del Páramo inferior hecho a veces frecuente y que justificaría la presencia del Turoliense, al estar este incluido en el segundo ciclo de caliza de los páramos difícil a veces de reconocer en campo.

Lateralmente las «Calizas inferiores del Páramo» pasarían a las «Facies Cuestas». Hacia al norte de Palencia se intercalan con las facies detríticas procedentes de la Cantábrica («Facies de la Serna» cuyos yacimientos corroboran la edad de Vallesiense inferior (ITERO, LOPEZ *et al.* 1975) asignada en el sector central. Hacia el este y sureste se mantendrían estas facies carbonatadas (sector Roa-Peñañiel).

Si respecto a la unidad «calizas inferiores del páramo» el problema se plantea en la asignación dudosa el Turoliense hecho que parece descartado, en los niveles correspondientes al segundo ciclo del páramo diferenciado o «calizas superiores del Páramo» el problema sobre su edad es mucho más difícil de resolver.

En la actualidad no existe ningún argumento paleontológico que justifique la edad atribuida en este trabajo, excepción hecha del yacimiento de Miranda-2 (Hoja de Palencia) con su condicionantes y problemática expuesto ya que cuando se intenta recopilar los datos sobre las edades asignadas al segundo nivel de calizas del páramo las dataciones se realizan por correlación con otras cuencas y/o autores y por los sucesos y procesos sedimentarios-kársticos acaecidos en general a finales del Neógeno.

Así las primeras dataciones de las «Calizas superiores del Páramo» corresponden a PORTERO *et al.* (1982) atribuyéndolas al Plioceno medio por la similitud de procesos con los de la Cuenca del Tajo y Llanura Manchega. Posteriormente LOPEZ *et al.* (1985) atribuye al Plioceno sin argumentos faunísticos las calizas de este ciclo. Algo después LOPEZ *et al.* (1985) en una síntesis sobre las cuencas continentales de la península las incluye en el ciclo Vallesiense superior-Turoliense inferior, ciclo que se caracteriza por la presencia de una marcada discontinuidad en la base y que ésta presente en todas las cuencas de la Península Ibérica.

Este hecho contrasta en parte con la asignación de edades de MEDIAVILLA Y DABRIO (1987, 1988 y 1989) ya que estos autores la consideran como de edad pliocena, asignación cronológica sin soporte o argumento paleontológico hasta la fecha (MEDIAVILLA 1991 com. personal).

El yacimiento de los valles de Fuentidueña ALBERDI, *et al.* (1981) situado junto a la Sierra de Prádales tiene una edad Vallesiense inferior y aparentemente parece situarse sobre los

tramos detríticos-carbonatados correspondientes a este segundo ciclo. Esta datación invita a pensar la posibilidad de que la ruptura que marcaría el inicio de este segundo ciclo podría estar situada en el mismo Vallesiense inferior. Otra hipótesis a manejar es también la que podría existir una ligera diacronía en el inicio de los procesos de un sector a otro dentro de la propia Cuenca del Duero. Este hecho justificaría la traslación de los depocentros de los lagos y la nueva creación a lo largo del tiempo de pequeñas cuencas lacustres separadas entre sí, aunque comunicadas por una red fluvial efímera.

Finalmente existe una serie de procesos sedimentarios y morfogenéticos en el ciclo Páramo superior que en principio invitan a pensar en una edad bastante amplia y dispersa en la vertical, no controlable por desgracia por criterios paleontológicos. Todo ello ha conllevado a considerar en este trabajo una edad Vallesiense superiorl-Plioceno para todo el conjunto de materiales incluidos en el ciclo del Páramo superior quedando restringida esta edad finineógena para los depósitos lacustres estratigráficamente más altos dentro de la cuenca.

1.6.2. Ensayo de subdivisión cronoestratigráfica del neógeno por medio de charofitas y ostrácodos.

Como es sabido, el establecimiento de escalas cronoestratigráficas se ha llevado a cabo siempre a partir de secuencias marinas y sus límites se han apoyado en las transgresiones y regresiones, que no pueden identificarse en las cuencas de sedimentación continental.

La definición de Unidades Tecto-sedimentarias o U.T.S. (MEGIAS, 1982) por rupturas sedimentarias de primer orden que permiten la correlación entre series marinas y continentales y pueden detectarse mediante perfiles sísmicos, constituyen una buena herramienta para llevar a cabo subdivisiones de mayor escala, válidas para el estudio y correlación de ambos tipos de cuencas. En la síntesis sobre el Neógeno continental español (LOPEZ MARTINEZ, *et al.* 1985) se muestra la existencia de 8 rupturas que en opinión de los autores, son generalizables para el Neógeno de las distintas cuencas. De ellas, en este sector de la Cuenca del Duero, pueden identificarse la que sitúan en el Aragoniense medio (ruptura 3 de los mencionados autores) que pondría en contacto las unidades «Tierra de Campos» y las «Facies de Dueñas», y la que se localiza en el Vallesiense (ruptura 4) y que se sitúa en el techo del primer nivel del Páramo. Estas rupturas se identifican, en muchos casos, por niveles de karstificación o erosión.

Una síntesis bibliográfica sobre el estado de conocimientos, que hasta 1979 se tenía de la Cuenca, se da en PORTERO *et al.* (1982), mientras que los trabajos de MEDIAVILLA y DABRIO (1988, 1989) sobre el sector central de la Depresión del Duero, se subdivide al Neógeno en 4 unidades que no coinciden exactamente con las aquí establecidas.

Los mencionados autores ponen de manifiesto que algunas líneas de fallas antiguas han jugado durante la sedimentación neógena, produciéndose a uno y otro lado de las fracturas cambios de facies entre materiales de ambientes fluviales, lacustres marginales y lacustres profundos, así como controlando los espesores de las distintas unidades, lo que da lugar a subsidencias diferenciales dentro del relleno terciario.

La correlación entre las escalas cronoestratigráficas o pisos marinos y las escalas continentales, tanto de zonas (MEIN, 1973), como de «Edades de Mamíferos» es todavía controvertida y sus equivalencias no están definitivamente establecidas. Por otra parte la distribución estratigráfica de las diferentes especies de Ostrácodos lacustres y Charofitas que se de en la bibliografía se refiere siempre a los pisos marinos, lo que dificulta todavía más su asignación a la escala de «Edades de Mamíferos».

Para la definición cronoestratigráfica o asimilación a las «Unidades de Mamíferos» se han tenido en cuenta los datos disponibles sobre los yacimientos de Micromamíferos conocidos (LOPEZ MARTINEZ, *et al.* 1982, 1986) aunque se han encontrado discrepancias importantes entre unos sectores y otros de la cuenca. Así, la «Facies Tierra de Campos» es atribuida, por micromamíferos, al Aragoniense superior, mientras que a las «Facies de las Cuestas» (unidades 2 y 3 de MEDIAVILLA Y DABRIO) se datan como Aragoniense superior-Vallesiense. En el sector central de la cuenca al primer Páramo se le asigna una edad Vallesiense y Turolense y, en cambio, en el sector suroriental (los valles de Fuentidueña) (ALBERDI *et al.*, 1981) le datan como Vallesiense inferior. Respecto al segundo Páramo su edad es desconocida por el momento, aunque, por su posición, se le asigna una edad que va del Vallesiense al Turolense e incluso a un posible Plioceno (en principio inferior).

El método de trabajo ha consistido en establecer una subdivisión por asociaciones de ostrácodos y charofitas, mediante el estudio del mayor número posible de muestras, tanto de secciones estratigráficas como aisladas, pero en todos los casos conociendo la unidad litoestratigráfica a la que pertenecen y en un área lo más amplia posible (Hojas 1:50.000 de Baltanás, Antigüedad, Esguevillas de Esgueva, Roa y Peñafiel).

Las asociaciones y distribución de ostrácodos que encontramos en el sector de la cuenca donde se ubican las hoja estudiadas, son relativamente distintas de las que se han mencionado en el borde occidental CIVIS *et al.* (1982), en el oriental (sector de Peñafiel-Almazán) ARMENTEROS *et al.* (1986); GONZALEZ DELGADO *et al.* (1986) o en la zona nororiental SANCHEZ BENAVIDES *et al.* (1989). En general en los estudios sobre Ostrácodos realizados hasta ahora en la Cuenca del Duero, no se han distinguido la unidades litoestratigráficas, excepto el trabajo de CIVIS, *et al.* (1982) sobre las Facies Cuestas del borde occidental.

Tanto los ostrácodos como los oogonios de charofitas se presentan en buen estado de conservación y, en muchas muestras, son bastante abundantes, lo que denota que no han sufrido transporte, excepto los encontrados en la «Facies Tierra de Campos».

Como se sabe, hay una documentación muy reducida, tanto sobre los ostrácodos del Neógeno como sobre las charofitas del Mioceno medio y superior, lo que dificulta la determinación específica y hace que tenga que emplearse, en ocasiones, una nomenclatura abierta. por otra parte es muy probable que muchas especies sean nuevas por no estar todavía descritas.

Por lo que a los gasterópodos se refiere, muy abundantes en los niveles de margas y calizas lacustres, se ha realizado una determinación, a nivel de género, de los principa-

les taxones, siendo frecuente que estén muy fragmentados. También suelen ser muy abundantes los opérculos de *Bithynia*, sobre todo a partir de la unidad de «Tierra de Campos».

El establecimiento de biozonas por medio de ostrácodos en las series continentales tiene el inconveniente que la distribución vertical de muchas especies puede variar regionalmente debido a las condiciones ambientales o de facies, cambios de salinidad, etc., que localmente podían presentarse en los distintos puntos de la cuenca. Por ello, el ensayo de subdivisión, que se acompaña en el cuadro adjunto, se basa en la definición de asociaciones y no de biozonas, aunque también se indica la distribución vertical de las principales especies de ostrácodos, observándose como algunos taxones, en el citado actual de conocimiento parecen ser característicos de determinadas unidades litoestratigráficas. Hay que destacar que un buen número de las especies de ostrácodos encontrados ha sido descrito originalmente por CARBONNEL (1969) en el Mioceno superior y Plioceno lacustres de la Cuenca del Ródano.

La subdivisión propuesta debe ser considerada como provisional, esperándose que a medida que se disponga de más información, pueda perfeccionarse y precisarse más la distribución vertical de los taxones. No obstante, se pueden, a partir de la información ahora disponible, hacer las siguientes observaciones:

En la Unidad «Facies Dueñas» hay varias especies de ostrácodos que no se encuentran en unidades superiores (*Lineocypris molassica* (STRAUB) *invaginata* CARBONNEL, *Cyclocypris* cf. *ovum* (JURINE) y *Cavernocandona roaixensis* CARBONNEL). Otras especies de Ostrácodos aparecen en esta unidad aunque se extienden hasta la base de la unidad «Facies de las Cuestas» (es el caso de *Alatocandona* sp. (prob. nov. sp.) y *Limnocythere acquensis* CARBONNEL). Para las «Facies Dueñas» se propone una edad Orleaniense-Astaraciense inferior.

En la Unidad «Facies Tierra de Campos» no suelen encontrarse microfósiles, aunque en la vecina hoja de Baltanás se han reconocido algunos ostrácodos con señales de transporte, entre los que se han identificado los taxones *Ilyocypris gibba* (RAMDOHR) (se encuentra en todo el Neógeno estudiado), *Pseudocandona* sp. y *Cyprideis heterostigma heterostigma* CARBONNEL (que se extiende por la parte inferior de las «Facies de las Cuestas»). Una edad Astaraciense (probablemente inferior-medio) para esta unidad parece la más indicada no sólo por el contenido micropaleontológico sino también por los datos desponibles sobre vertebrados.

La parte inferior de las «Facies de las Cuestas» es, probablemente el tramo del Neógeno maás fosilífero. Además de muchos taxones mencionados en unidades inferiores, aparecen varias especies de ostrácodos, algunas parecen ser exclusivas de este tramo inferior de la «Facies Cuestas» (*Paralimnocythere rostrata* (STRAUB), *Candona* cf. *Kkirchbergensis* STRAUB, *Haplocytheridea* sp.) mientras que otras aparecen en la mitad de este tramo (*Cyprinotus semiinflatus* CARBONNEL, *Candonopsis* cf. *kingsleii* (BRADY Y ROBERTSON)). La especie *Cyprinotus salinus bressanus* CARBONNEL parece ser exclusiva de toda la Unidad de las Cuestas. La mayoría de las especies se encuentran en la

Cuenca del Ródano, en el Mioceno lacustre de Alemania, procediendo de niveles del Mioceno medio y superior.

En la parte superior de la unidad de las Cuestas aparecen foraminíferos de pequeño tamaño (*Ammonia tepida* (CUSHM.) y *Astrononion granosum* (d'ORB.)) junto a algunos Ostrácodos que ya se reconocieron en los tramos más inferiores (*C. Salinus bressanus* CARBONNEL, *Potamocypris gracilis* (SIEBER), *Candonopsis* cf. *kingisleii* (BRADY Y ROBERTSON).

Respecto a la distribución de charofitas en el tramo de las Cuestas hay que señalar que la mayoría de las especies son las mismas que se encuentran en otros niveles del Mioceno. Sólo hay que destacar que en la parte inferior aparece *Stephanochara berdotensis* FEIST-CASTEL (se extiende hasta el Orleaniense inclusive) y en la parte superior del tramo de las Cuestas se ha identificado *Lamprothamnium* sp. y *Chara* cf. *rochettiana* HEER (ésta alcanza hasta el segundo nivel de Páramo). El resto de charofitas encontradas aparecen prácticamente en todas las unidades, por lo que su valor cronoestratigráfico es casi nulo.

La edad que se asigna a las «Facies de las Cuestas» es Astaraciense medio-superior para su parte inferior y Astaraciense superior-Vallesiense inferior para su parte alta.

En el primer nivel del Páramo (cuyo paso a las «Facies Cuestas» es por cambio lateral y por tanto no muy neto, aparecen nuevos taxones de ostrácodos, algunos parecen exclusivos de este primer páramo (*Cyprideis tuberculata* (MEHES), *Candona neglecta* SARS) mientras otros se extienden también en el segundo nivel de Páramo (*Pseudocandona* aff. *marchica* (HARTWIG), *Potamocypris pastoiri* CARBONNEL, *Subulacypris parvus* CARBONNEL). Se propone una edad Vallesiense para el primer páramo, aunque, como se ha señalado anteriormente, hay discrepancias en la datación por micromamíferos.

En el segundo nivel del Páramo se han encontrado algunas especies de ostrácodos que no han sido observadas en niveles inferiores. Es el caso de *Cyprideis torosa* (JONES) y *Henryhowella asperrema* (REUSS). Conviene destacar que las especies de ostrácodos encontradas en los dos niveles del Páramo, proceden o han sido descritas originalmente en el Mioceno superior o Plioceno.

En la hoja de Antigüedad se ha encontrado en alguna muestra el foraminífero *Ammonia tepida* (CUSHM.), lo que probablemente esté relacionado con un aumento local de la salinidad del medio.

A este segundo nivel del Páramo se le ha asignado una edad Vallesiense-Tuoliense e incluso quizá Plioceno, aunque su datación exacta es todavía discutida.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA ALPINA

2.1.1. Introducción

La Hoja de Prádanos de Ojeda, se encuentra situada al N-NE de la Cuenca del Duero, y dentro de su límite afloran materiales del borde de esta cuenca terciaria junto con unidades paleozoicas y mesozoicas de la Cordillera Cantábrica. Esta alineación montañosa se divide en dos grandes unidades (Macizo Paleozóico Asturiano y Cuenca o Región Mesozóica Vasco-Cantábrica), cuyo límite se observa en la esquina NO de la Hoja, en donde aflora un pequeño retazo carbonífero. Los materiales paleozoicos constituyen el zócalo de los materiales vasco-cantábricos.

La mayor parte de las litologías representadas en la Hoja pertenecen a la Cuenca o Región Vasco-Cantábrica (FEUILLEE y RAT, 1971). Dentro de esta gran unidad se distinguen: el Dominio Cántabro-Navarro, que limita por el noreste a la Hoja, y el Dominio Periasturiano que engloba a la mayor parte de los términos mesozóicos de la Hoja, así denominados por su proximidad al Macizo Paleozóico Asturiano.

La zona de estudio se caracteriza por estar afectada por los acontecimientos geodinámicos que conforman el Ciclo Alpino. Durante la etapa distensiva sinsedimentaria se ve afectada, entre otras, por las fases kimméricas, neokimméricas y aústricas. La Hoja está afectada durante las fases compresivas pirenaicas por una tectónica de cobertera de carácter tangencial, que se ve favorecida por la existencia de un importante nivel de despegue, a favor de los materiales plásticos triásicos. Los movimientos de desgarre han sido muy importantes, tanto en las etapas sedimentarias como en las de actividad orogénica. La inversión tectónica es un fenómeno que afecta, durante la evolución alpina, tanto a los accidentes de desgarre como a las fallas de salto subvertical. Las etapas alpinas tardías desencadenan la configuración de la Cuenca del Duero a través de una distensión relativa inducida por desgarres.

Los materiales mesozóicos de la Región Vasco-Cantábrica, se han dividido en varias unidades, según su grado de deformación y posición geográfica. En la esquina nororiental de la Hoja, se encuentra el límite occidental de la Plataforma Burgalesa, (Dominio Cántabro-Navarro). El Accidente de Ubierna separa esta plataforma estructural del resto de las estructuras vasco-cantábricas de la zona de estudio, que reciben el nombre de Banda Plegada (Dominio Periasturiano). Esta zona deformada se sitúa al sur y oeste de la Plataforma Burgalesa, separándola respectivamente de la cuenca del Duero y del Macizo Paleozóico Asturiano.

La Banda Plegada, a su vez, se subdivide en dos áreas separadas por el Accidente de Becerril del Carpio. Al este se encuentra la Zona del Pisuerga y al oeste la Zona de la Ojeda.

El borde septentrional de la Cuenca del Duero está caracterizado dentro de la Hoja, por la presencia de unidades detríticas neógenas (Facies Alar del Rey), adosadas a los materiales mesozóicos, paleógenos y neógenos basales, de la Zona de la Ojeda. Estas unidades de borde de cuenca se encuentran débilmente basculadas hacia el sur. El

resto de los materiales de la Cuenca del Duero en la Hoja, corresponden a un dominio prácticamente indeformado que presenta una suave inclinación hacia el Sur y el sureste.

2.1.2. Unidades estructurales

2.1.2.1. *Macizo Paleozoico Asturiano*

Esta unidad de la Cordillera Cantábrica, constituye el zócalo de los materiales mesozoicos aflorantes en la Hoja. En la esquina NO, al Norte de Dehesa de Montejo, aflora un pequeño retazo de este conjunto paleozóico.

Estos materiales tienen una edad Carbonífero superior (Westfaliense sup. y Cantabriense) y pertenecen a la Cuenca de Prado-Guardo-Cervera (COLMENERO *et al.*, 1982). Se encuentran en relación con dominios pertenecientes a la Zona Cantábrica (LOTZE, 1945) y están ubicadas dentro del contexto de la Zona del Valsurvio (LOBATO, 1974) que constituye el límite oriental de la Región de Pliegues y Mantos (JULIVERT, 1967). En áreas del Macizo Asturiano próxima a la Hoja, se sitúa la Región o Unidad del Pisuerga-Carrión (JULIVERT, 1971) o Zona Palentina (MARTINEZ-GARCIA, 1981).

La cuenca de Prado-Guardo-Cervera está relacionada sintectónicamente con el emplazamiento de unidades alóctonas, en una de las fases hercínicas más importantes que afectan a la Zona Cantábrica: la Fase Leónica de WAGNER, (1965). Durante la orogenia hercínica se desarrollan en la región cinco grandes fases de actividad tectónica, con emplazamiento de unidades alóctonas, que se relacionan con cuencas sinorogénicas (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988).

Anteriormente al depósito de las unidades paleozoicas presentes en la Hoja, el Macizo Asturiano se ve afectado por la Fase Palentina (WAGNER, 1965).

Después del depósito en la Cuenca de Prado-Guardo-Cervera, en el Macizo Asturiano se desarrollan nuevos movimientos tectónicos, entre los que se encuentran la Fase Astúrica (Estefaniense A sup. y Estefaniense B) de WAGNER, (1965). Los siguientes movimientos de importancia son ya intrapérmicos.

En las fases hercínicas tardías se realiza el emplazamiento de granitoides, en parte a través de estructuras previas E-W como la Falla de León. El ascenso de estos materiales produce nuevos sistemas de fracturación entre los que probablemente se encuentran los sistemas NO-SE de tipo Ventaniella. Las cuencas carboníferas del Westfaliense terminal y del Estefaniense, se han desarrollado merced a la actividad en régimen de desgarrar de estos accidentes tardihercínicos.

Los materiales pérmicos e incluso los atribuidos al Permotrias (posiblemente relacionados con movimientos de afinidad pérmica), constituirían un tegumento adosado al zócalo paleozóico. Las cuencas de sedimentación pérmica también se forman a favor de

la actividad en régimen de desgarre de los accidentes tardihercínicos. Estos términos finipaleozoicos y mesozoicos, no afloran en la Hoja, pero podrían constituir también el substrato del Mesozoico Vasco-Cantábrico de la zona de estudio. El tegumento basal pérmico y permotriásico se localizaría preferentemente en las áreas próximas a los importantes sistemas de fracturación que atraviesan la Hoja de Prádanos.

2.1.2.2. *Plataforma burgalesa*

Esta unidad del Dominio Cantabro-Navarro está estructurada como un amplio sinclinal, casi subhorizontal y constituida en superficie fundamentalmente por materiales carbonatados del Cretácico superior. En profundidad se han encontrado grandes espesores sedimentarios mesozoicos. Se extiende por un área de unos 50 km de largo y 25 km de ancho, que está situada en el límite de las provincias de Burgos y Santander, con una orientación ONO-ESE. Esta limitada al NE por la unidad plegada de los Montes Obarenes y al S, SO y O por la Banda Plegada, que la separa la Cuenca del Duero y del Macizo Paleozoico Asturiano. Esta unidad se conoce también como Plataforma estructural de los Páramos (mesozoicos) de la Lora.

El área que ocupa dentro de la Hoja esta unidad estructural está situada al noreste, en el entorno del Monte Bernorio. En esta zona se observa una potente sucesión sedimentaria jurásica y cretácica de 2.500-3.000 m de potencia.

Los materiales del Cretácico superior del Bernorio están estructurados como un suave sinclinal E-O, coherente con las características de la Plataforma Burgalesa. En cambio al norte, en torno a Quintanilla de las Torres, al sur en el área de Río Lucio y al oeste en Camesa, las unidades inferiores, del Cretácico inferior y Jurásico, se encuentran deformadas, con altos grados de buzamiento, fracturadas e implicadas en cabalgamientos. Las razones de esta estructuración se deben a que estas zonas constituyen el límite con la Banda Plegada.

La Plataforma Burgalesa se encuentra limitada al oeste por el Anticlinal diapírico de Aguilar y al sur por el Accidente de Ubierna que en esta zona, también se conoce como del río Lucio.

La estructura E-O de la plataforma, que deforma claramente los términos superiores de la sucesión estratigráfica cretácica, se relaciona con fases de deformación de componentes de máximo esfuerzo N-S.

Las unidades depositadas anteriormente al tramo (20) en Facies Utrillas se encuentran afectadas por la deformación austrica del Cretácico inferior. Esta fase es la más importante de los momentos de actividad previos a la compresión alpina. Se manifiesta por medio de pliegues kilométricos con direcciones NE-SO. El límite occidental de la Plataforma Burgalesa dentro de la Hoja, se encuentra afectado por un sinclinal austrico de gran amplitud. En su límite con el Anticlinal de Aguilar (Banda Plegada), de la misma edad y orientación, se observa la actuación de fenómenos diapíricos durante la deformación, aunque, ya se aprecia su actividad en fases anteriores durante el Aptiense-Albiense.

2.1.2.3. *Accidente de Ubierna*

Es un importante sistema de fracturación ONO-ESE y NO-SE que se extiende por las Hojas de Prádanos de Ojeda y al este-sureste, por las Hojas de Polientes y Montorio, con una longitud superior a los 80 km,. Constituye el límite entre la Plataforma Burgalesa, con gran potencia sedimentaria, y la Banda Plegada con espesores más reducidos.

La traza superficial de esta zona de fractura es el resultado de la deformación frágil inducida por un accidente tardihercínico de zócalo. Los movimientos de esta zona de fracturación se inician en la etapa distensiva alpina, con movimientos en la vertical y en dirección con un carácter sinistral. Estos movimientos inducen en algunas de las fases de actividad más intensas, débiles compresiones, localizadas en el entorno de las áreas de fractura originadas por un régimen transgresivo de los desgarres.

Durante la mayor parte de las etapas compresivas alpinas, este accidente responde a los esfuerzos de origen pirenaico N-S y NO-SE en forma de cabalgamientos y fracturas inversas de vergencias S y SO. Las últimas etapas alpinas con esfuerzos de componentes NO-SE se manifiestan en este accidente, por medio de movimientos en dirección dextrales con desplazamientos kilométricos.

El sistema de fracturación de Ubierna se manifiesta al sur del Río Lucio con un complejo cabalgamiento de vergencia S a SSO sobre el gran sinclinal de la Mesa de los Tuerces.

Al oeste del río Pisuerga este sistema de fracturas se sigue con dificultad, y transcurre a través de la Banda Plegada. Probablemente su traza se vea modificada por el Anticlinorio de Aguilar por lo que se incurva hacia el norte, continuando de nuevo por el valle del Pisuerga al oeste de Aguilar de Campóo. En este punto el Accidente discurre por debajo del Cuaternario del fondo del valle y después está oculto por el Embalse de Aguilar, por lo que no se pueden reconocer sus características. Probablemente, tenga también un carácter cabalgante, con vergencia hacia el sur.

Al oeste del Embalse de Aguilar el Accidente de Ubierna, se disgrega en varias fracturas que convergen sin mucha continuidad con el accidente de Becerril del Carpio. En esta zona, las fracturas con las que finaliza este accidente parecen ser subverticales, por lo que el carácter cabalgante de esta lineación no parece persistir en su terminación occidental.

2.1.2.4. *Banda Plegada*

Dentro de esta unidad estructural se sitúa la mayor parte de la Hoja de Prádanos. El importante Accidente de Becerril del Carpio de orientación subdiagonal NO-SE divide la Banda Plegada en dos zonas estructurales. Al este se dispone la Zona del Pisuerga y al oeste la Zona de La Ojeda. Este dominio estructural tiene unas dimensiones en torno al centenar de kilómetros y una orientación NO-SE en el norte de Palencia y ONO-ESE al norte de Burgos, constituyendo el límite de la Cuenca Vasco-Cantábrica con la Cuenca del Duero y con el Macizo Paleozoico Asturiano.

A) ZONA DEL PISUERGA

Esta Zona se encuentra limitada al noreste por la Plataforma Burgalesa y al oeste por el Accidente de Becerril del Carpio, que hace cabalgar la Zona del Pisuerga sobre la Zona de La Ojeda. La sucesión estratigráfica en esta unidad, se caracteriza por la ausencia de las unidades en Facies Purbeck del Cretácico inferior (Grupo Cabuérniga) y de los términos en Facies Weald del Grupo Pas. La megasecuencia Aptiense-Albiense sitúa su nivel basal de erosión sobre los materiales de la Formación Aguilar del Purbeck basal. Las unidades del Cretácico superior (Mesa de las Tuerces, Peña Mesa, Albacastro), están más desarrolladas que en las zonas situadas al noreste (Monte Bernorio) y al suroeste (Zona de la Ojeda). A pesar de ello el espesor sedimentario es bastante menor que en la Plataforma Burgalesa con una potencia total del Mesozoico en torno a los 1.500 m.

Las principales estructuras que conforman esta zona son pliegues de dimensiones kilométricas con dos direcciones de sus trazas axiales muy diferentes: NE-SO ONO-E,SE.

Las estructuras de orientación NE-SO como el Anticlinal de Aguilar, el Sinclinal de Villela, el Anticlinal de Pozancos, etc. se han formado en la Fase Aútrica (Albiense superior), anterior al depósito de la Facies Utrillas. Su origen se relaciona con compresiones locales, relacionadas con la acentuación de los movimientos en dirección de los sistemas de fracturación NO-SE (Ubierna-Becerril) con un sentido sinistral.

El Anticlinal de Aguilar de Campóo tiene una compleja estructura. Su orientación NNE-SSO se relaciona con una primera etapa de deformación, resultado de fases de actividad durante el Aptiense-Albiense y en la etapa aútrica. En estos tiempos esta estructura ejerció un control sedimentario, induciéndose la migración diapírica de los plásticos materiales triásicos en Facies Keuper, hacia el núcleo de la estructura. Esto explica los yacientes estratigráficos anómalos del Aptiense-Albiense y de la Facies Utrillas al este de la estructura (Cabria).

Su orientación se relaciona con los movimientos en dirección sinestrales, de accidentes NO-SE o ONO-ESE como el Ubierna. La existencia de una fractura de la misma dirección que esta estructura favorecería la inyección del Trias en su núcleo, que originaría una intumescencia diapírica de origen compresivo.

En las etapas alpinas de directriz pirenaica, a este pliegue se le superpone un plegamiento de dirección ONO-ESO. y NO-SO, responsable de la estructuración del Cretácico superior en la Plataforma Burgalesa y en la Banda Plegada. La interferencia así producida complicó sobremanera la estructura interna del Anticlinal de Aguilar de Campóo favoreciendo nuevamente de manera compresiva la inyección diapírica. No es descartable que el diapirismo se acentuara en otras etapas de distensión relativa, como ocurre en otras estructuras de este tipo situadas en la Cuenca Vasco-Cantábrica.

En un diapiro relativamente próximo como es el de Cilleruelo de Bezana, situado al NE, la actividad diapírica llegó a su máximo durante el Aptiense-Albiense. En el diapiro de Pondra, también al NO, la actividad de los materiales triásicos se detecta hasta el Cenomaniense inferior (GARCIA-MONDEJAR, 1982). En las estructuras dómicas de Villarcayo o de Poza de la Sal, la actividad diapírica continua hasta el Neógeno.

La interferencia de pliegues produce complicadas figuras cartográficas, con estructuras internas en forma de seta, e inversiones de capas en todo el contorno del pliegue conformando damas que suelen estar alargados según direcciones NE-SO (anticlinal de Aguilar, Anticlinal de Pozancos) y cubetas, de contornos más regulares (Sinclinal de Corvio, Sinclinal de Quintanilla de Berzosa, etc).

En ocasiones merced a estas vergencias inducidas por la interferencia, antiguos accidentes NE-SO se manifiestan en forma de cabalgamientos vergentes hacia el SE (Accidente de Pozancos).

Al SE de la Hoja, cerca de Castrejas, se destaca una fractura, relacionada con un accidente NO-SE que en la vecina Hoja de Villadiego conforma el Corredor de Formicedo-Villamartín.

B) ACCIDENTE DE BECERRIL DEL CARPIO

Este importante sistema de fracturación tiene una orientación principal NO-SE y separa la Zona del Pisuerga de la Zona de La Ojeda. Es de una gran complejidad y en torno a su traza afloran los materiales triásicos del nivel de despeque regional. Su extremo noroccidental se sitúa al norte del Monte de la Ruya, cerca del Barrio de Santa María, en donde se bifurca el Accidente de Ubierna y continua a través de Quintanilla de Berzosa, cambiando a una dirección NE-SO, hasta el oeste de Villaespinoso de Aguilar (en este área la lineación se encuentra deformada por las últimas fases compresivas alpinas). De nuevo con dirección NO-SE el accidente llega a las inmediaciones de Becerril del Carpio, de donde recibe el nombre y continua hacia Villela, llegando al límite sur de la Hoja al NE de Rebolledillo de la Orden.

Este accidente ha tenido un movimiento en dirección sinistral durante las etapas distensivas jurásicas y cretácicas del ciclo alpino. Al norte de Becerril del Carpio aflora un sistema de fracturas extensionales en «echelon» de orientación ONO-ESE relacionadas con esos movimientos. Se han formado durante las fases aústricas del Albiense superior. QUESADA *et al.* (1990) citan la presencia de estructuras imbricadas en los niveles espongiolíticos bajocienses de la unidad 6, que indican movimientos sinestrales del Accidente de Becerril.

En las etapas compresivas alpinas, los esfuerzos NO-SE afectan al movimiento de este accidente que se invierte, pasando a tener un carácter dextral. La importancia de estas deformaciones se pone de manifiesto por la deformación plástica que sufre esta linea-

ción. Los esfuerzos N-S Y NE-SO hacen cabalgar este sistema de fracturas con vergencia oeste sobre la Zona de La Ojeda. Estas fases alpinas terciarias generan relieves y estructuras en torno a esta fractura que son erosionadas por las cabeceras de los sistemas aluviales paleógenos.

C) ZONA DE LA OJEDA

Esta unidad estructural se sitúa al noroeste, oeste-centro, y sur de la Hoja y constituye el límite de la Banda Plegada en el ámbito de la Hoja, con la Cuenca del Duero y el Macizo Paleozoico Asturiano. La sucesión estratigráfica de esta zona se caracteriza por estar reducida a los materiales mesozoicos de la parte superior del Cretácico inferior y del Cretácico superior. La Facies Utrillas parece depositarse al noroeste sobre el zócalo paleozoico (sondeo La Peña, al noroeste de la vecina Hoja de Guardo). Al sureste, el substrato del Utrillas es la unidad carbonatada del Lías inferior (4). La potencia total del Mesozoico es de unos 400 m.

Otra característica de la Zona de La Ojeda es la presencia de materiales paleógenos (depositados en las etapas iniciales de la Cuenca del Duero), con una potencia entre 800 y 2.500 m que al borde de la Hoja, en torno al río Pisuerga, son erosionados por el Neógeno de la Cuenca del Duero. Las direcciones de los pliegues y cabalgamientos de esta Zona tienen una orientación NO-SE y ONO-SSE.

La estructura más importante de este sector es el gran Sinclinorio de La Ojeda situado entre Dehesa de Montejo y Olmos de Ojeda. Al sureste se sitúan una serie de pliegues y cabalgamientos, vergentes en parte hacia el suroeste, entre los que destacan el Anticlinal de Olmos de Ojeda, el Anticlinal de Villescusa de Ecla, el área plegada de Prádanos de Ojeda, etc. Al norte, en torno al Accidente de Becerril, cerca de Barrio de Santa María, se sitúa el área plegada del Monte de la Ruya que muestra claramente la actividad de este sistema de fracturas.

Las fases tectónicas que deformaron esta unidad estructural tienen una edad Mioceno inferior. La ausencia de materiales preaústricos conduce a que la complejidad estructural de esta zona sea menor que en la zona del Pisuerga, al no experimentarse las consecuencias de las interferencias con pliegues formados por fases tectónicas anteriores a la compresión alpina terciaria. Además las primeras fases compresivas alpinas no afectan a esta zona con la intensidad que sufre la Zona del Pisuerga, siendo fundamentalmente este sector, un área sedimentaria.

Próximo a la traza superficial que limita la Cuenca del Duero con la Zona de la Ojeda, debajo de los depósitos neógenos, se sitúa el Accidente de Ventaniella, que se prolonga desde la vecina Hoja de Guardo al NO. En esta Hoja se realiza el paso del Sistema Ventaniella desde el Paleozoico hacia la cuenca del Duero. Se aprecia aquí el importante movimiento en dirección dextral, sufrido por este sistema de fracturación en las últimas etapas alpinas y que se pone de manifiesto por el desplazamiento kilométrico del borde sur del Macizo Paleozoico Asturiano.

2.1.2.5. *Cuenca del Duero*

Esta depresión neógena ocupa la esquina suroccidental de la Hoja. Su traza superficial está formada fundamentalmente por la facies de borde neógena, denominada Facies Alar, de edad astaraciense. Estos materiales se encuentran suavemente deformados, con buzamientos bajos, que pueden localmente llegar a medios, hacia el sur, suroeste y sureste. En San Andrés del Arroyo se encuentra una unidad conglomerática con buzamientos medios a altos hacia el sur, que pueden representar la base de una de las primeras etapas neógenas de la Cuenca del Duero. Esta depresión se va rellenando por medio de varias etapas sedimentarias relacionadas con pequeños reajustes tectónicos de los límites de la cuenca.

El Accidente de Ventaniella se sitúa con una orientación NO-SE, relativamente próxima al contacto superficial entre los materiales neógenos y la Zona de la Ojeda. Constituye el límite estructural virtual entre la Depresión del Duero y la Banda Plegada. Sus movimientos dextrales en régimen transtensivo durante las fases alpinas del Neógeno basal, junto con la actuación de otros sistemas sintéticos y antitéticos asociados, ha provocado la subsidencia generalizada que configura a principios del Neógeno a esta gran depresión intracratónica.

En la salida del Pisuerga, al norte de Nogales de Pisuerga, se observa una inflexión del límite de la Cuenca del Duero, relacionado con una importante salida de materiales neógenos (Abanico del Pisuerga de la Facies Alar). La existencia de una fractura NO-SE explica este cambio de dirección del borde de la cuenca.

Los depósitos neógenos más distantes del borde de la Depresión están prácticamente indeformados con suaves buzamientos, en parte deposicionales, aproximadamente hacia el sur y el sureste.

En el límite noroeste de la Hoja el contacto de la Cuenca del Duero con la zona de la Ojeda se realiza por el solapamiento discordante de sistemas aluviales del Mioceno medio alto y del Mioceno superior, que son la consecuencia de algunos de los últimos movimientos tectónicos, que afectan a los bordes de la depresión.

La última fase tectónica de cierta importancia tiene lugar en el Plioceno. Su actividad se ve limitada a suaves basculamientos con los que posiblemente estén relacionados los últimos episodios sedimentarios detríticos (aluvial finineógeno) que se sitúan con un carácter muy extensivo a techo de los materiales neógenos previos de la cuenca del Duero, y sobre términos preneógenos deformados en las áreas de la Banda Plegada, tanto en la Zona de La Ojeda como en la Zona del Pisuerga, y en el límite occidental de la Plataforma Burgalesa. Tras este episodio comienza el encajamiento fluvial cuaternario, que afecta a la región de una forma generalizada.

2.1.3. **Tectónica y sedimentación**

La evolución geodinámica de la región que comprende la Hoja de Aguilar, está mediada por la influencia de los importantes sistemas de accidentes tardihercínicos del Macizo Paleozoico Asturiano. Los sistemas de fracturación del zócalo NO-SE y subsiste-

mas sintéticos asociados (ONO-ESSE), junto a los antitéticos NE-SO y N-S controlan durante el Triásico superior y Jurásico inferior y medio la distensión asociada a la apertura del Tethys y el Atlántico (primeras etapas del *rifting*). Durante el Jurásico Superior y el Cretácico condicionan la apertura del golfo de Vizcaya. Estos eventos distensivos producen un adelgazamiento cortical, junto con una marcada subsidencia diferencial. Estas consecuencias extensionales influyen en los importantes contrastes de potencias sedimentarias mesozoicas características de la región y que influirán notablemente en las etapas compresivas. La acción de los sistemas de accidentes del zócalo se traduce en una fracturación frágil de la cobertera, en forma de fallas de salto vertical y de movimientos de desgarre (de carácter sinistral para los sistemas NO-SE), relacionada con el movimiento levógiro de la Península Ibérica durante el Mesozoico (ALVARO *et al*, 1978).

A una sedimentación que ocupa amplias cuencas, con características bastante uniformes y predominio de las facies marinas durante el Triásico superior y Jurásico inferior a medio, se suceden etapas sedimentarias de mayor complejidad, relacionadas con las fases kimméricas y neokimméricas. Estas etapas sedimentarias, con predominio continental en Facies Purbeck, marcan el comienzo de la apertura del Golfo de Vizcaya. Este evento induce un solapamiento hacia el oeste de las discordancias kimméricas, que se apoyan sobre yacientes más antiguos (cuencas kimmeridgiense asturiana de Valenzuela, sobre yacientes más antiguos (cuenca Kimmeridgiense asturiana de Valenzuela *et. al*, 1986). Siguen las etapas de sedimentación wealdica con predominio de las facies continentales dentro de la Hoja. En estos tiempos se suceden momentos de gran actividad tectónica con creación de estructuras, relieves y etapas sedimentarias en marcada discordancia controladas por estos condicionantes paleogeográficos. La débil compresión, relacionada con la creación de estas estructuras, se relaciona con la actuación local de los desgarres.

Las características de las unidades urgonianas, aptienses y albienses, ponen de manifiesto, el notable desarrollo del mar Cantábrico en estos tiempos, cuya influencia origina el depósito en la región de las unidades carbonatadas marinas que jalonan este megaciclo deposicional. Estas etapas se ven afectadas por el desarrollo de estructuras diapíricas relacionadas con los materiales triásicos. En el ámbito de la Hoja, estos ciclos sedimentarios, están representados por unidades detríticas.

A finales del Albiense, las fases de actividad aústrica se manifiestan a través de una reactivación tectónica importante, con creación de pliegues fosilizados por la Facies Utrillas. A esta etapa detrítica le sucede en el Cretácico superior la sedimentación marina relacionada con los momentos de mayor apertura del Golfo de Vizcaya. La máxima influencia marina se alcanza durante el Santoniense.

A finales del Campaniense, se modifica el contexto geodinámico del ámbito del Tethys que afecta también a la Cuenca Vasco-Cantábrica. El movimiento hacia el norte de las placas Africana y de Apulia, invierten el movimiento sinistral ibérico, que es sustituido por un desplazamiento relativo hacia el NO (BOILLLOT *et al.*, 1979; BOILLLOT, 1981; CAMARA RUPELO, 1989). Los accidentes transtensivos sinestrales (NO-SE) y dextrales

(NE-SO) que configuraron la creación de las cuencas jurásicas y cretácicas, invierten su sentido del movimiento.

Las fases larámicas finicretácicas, trastornan el carácter abierto de las cuencas sedimentarias marinas del Cretácico superior, pasando a desarrollar una sedimentación de carácter restringido y con facies salinas. Estos movimientos, marcan el inicio de las etapas de deformación alpina en sentido amplio.

Entre el inicio de las fases de compresión alpinas a finales del Campaniense y el comienzo de la Fase Pirenaica (Eoceno-Oligoceno), el Golfo de Vizcaya se ve afectado por un intento de cierre que da lugar a un comportamiento asimétrico de los márgenes. El margen septentrional armoricano se mantiene pasivo, mientras que el margen meridional cantábrico desarrolla una subducción incipiente de la corteza oceánica del Golfo, que deforma y acorta la plataforma continental. Este episodio finaliza con el inicio de los choques continentales que restringen el Estrecho de la Aquitania, que realizaba la comunicación entre el Atlántico y el Thethys, (BOILLOT *et al.*, 1974, 1979; BOILLOT 1981). Con este evento comienza la estructuración pirenaica, primera manifestación de las fases alpinas en sentido estricto.

La región de la Hoja de Prádanos de Ojeda, constituye la terminación estructural occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, que corresponde a su vez con el límite oeste del sistema pirenaico (CAMARA RUPELO, 1989).

Los movimientos compresivos de las fases pirenaicas, afectan a la Hoja de Prádanos con componentes principales N-S y NE-SE. Estos esfuerzos se traducen en la creación de pliegues (NO-SE, ENO-ESE y E-O), y en la activación de los sistemas NO-SE y subsistemas sintéticos asociados en forma de movimientos en dirección, dextrales, transpresivos y transtensivos.

En este sector vasco-cantábrico, ocupado por la Hoja, las fracturas y pliegues tienen vergencias hacia el sur, suroeste y oeste. Los sistemas antitéticos NE-SO y asociados, tienen un movimiento sinistral y desarrollan cabalgamientos con vergencia hacia el E-SE. Al norte del Accidente del Escudo de Cabuérniga de dirección E-O el sentido de los esfuerzos compresivos varía, predominando las vergencias cabalgantes, en los accidentes NE-SO, hacia el NO.

En conjunto, la terminación estructural occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, constituye un arco estructural con vergencias radiales, que pone de manifiesto una componente de esfuerzo principal hacia el oeste, que se descompone en componentes O, SO y S, al sur del arco, en donde se encuentra la Hoja, y O, N y NO al Norte. Al oeste, la estructuración de este arco se ve modificada por la notable influencia del rígido Macizo Paleozoico Asturiano. Los accidentes E-O (Cabuérniga, Mataporquera, etc) situados al Norte de la Hoja y que afectan a este zócalo, han desarrollado importantes movimientos dextrales, favorecidos por el componente de máximo esfuerzo E-O. La interferencia de las directrices alpinas con las estructuras previas, principalmente kimméricas y aústricas, produce interferencias que explican algunas de las complicadas estructuras que jalonan la Hoja (Anticlinal diapirico de Aguilar, etc).

Las deformaciones de directrices pirenaicas en la Hoja, comienzan en el Eoceno-Oligoceno. En la Zona del Pisuerga, al este de la Hoja, se desarrollan pliegues y cabalgamientos que inducen la formación de pequeñas cuencas de antepais en la mitad occidental de la Hoja (Zona de la Ojeda) que constituyen los primeros estadios de la Cuenca del Duero. En estas áreas subsidentes se depositan sistemas de abanicos aluviales, que dismantelan las estructuras previas, en sus zonas de cabecera. Estas se sitúan en la proximidad del importante sistema de fracturación de Ventaniella, NO-SE, que recibe el nombre de Accidente de Becerril del Carpio. En esta fase parecen predominar las deformaciones de acortamiento compresivas, aunque los accidentes en dirección podrían también intervenir, presentando orientaciones favorables a los esfuerzos los sistemas sinestrales de orientación NE-SO, siendo menos importante el movimiento de los accidentes antitéticos NO-SE, tipo Ventaniella.

Después de la sedimentación de una intercalación carbonatada de edad Arverniense se produce una reactivación que parece coincidir con la fase Castellana (intraarveniense, postarveniense inferior) de PEREZ GONZALEZ *et al*, (1971). A continuación se produce un nuevo episodio de sedimentación clástica, de similares características a los sistemas aluviales paleógenos previos. No se aprecia además de la progradación de los nuevos depósitos clásticos, que esta fase produzca una discordancia cartográfica apreciable.

En el límite Oligoceno-Mioceno, posiblemente al comienzo del Mioceno inferior, se producen las fases más importantes de la deformación alpina con directrices pirenaicas, que afectan a la zona de estudio. Estos movimientos podrían coincidir con el período de actividad de los movimientos neocastellanos de AGUIRRE *et al* 1976, de edad Ageniense superior, en torno al límite con el Aragoniense.

Esta deformación produce pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el Sur y Suroeste, en los materiales mesozoicos, paleógenos y neógenos basales de la Zona de La Ojeda. Al este, en la Zona del Pisuerga y en el entorno del accidente de Becerril del Carpio, las estructuras previamente creadas se deforman de nuevo reapretándose (terminación oriental del Sinclinal de las Tuerces).

El componente de esfuerzos máximos de esta fase corresponde a direcciones N-S y NE-SO. La intensidad de este movimiento acentúa la deformación de lineaciones como las del Accidente de Becerril. Estos movimientos podrían estar relacionadas con eventos, como la última estructuración del borde sur del Macizo Asturiano, que cabalga con vergencia sur a los sedimentos terciarios previos. Los últimos movimientos del accidente del Escudo de Cabuérniga, también con clara vergencia sur, cortan pliegues previos de orientación NO-SE formados en fases precedentes. La orientación de los esfuerzos hace predominar las deformaciones compresivas, la actuación de los accidentes de dirección NO-SE no es muy importante, predominando el movimiento de sus sistemas antitéticos NE-SO.

Esta primera etapa Neocastellana, podría estar relacionada con la creación de una última cuenca sintectónica, similar a las del Eoceno-Oligoceno y previa a la estructuración neógena definitiva de la Cuenca del Duero.

En las últimas etapas de afinidad neocastellana del Mioceno inferior, la favorable orientación con respecto a estos movimientos compresivos de los sistemas de fracturación NO-SE tipo Ventaniella, ocasiona un movimiento en dirección de sentido dextral y con un carácter predominantemente transtensivo. La importancia de los desgarres dextrales se pone de manifiesto por el desplazamiento del borde sur del Macizo Asturiano en la Hoja de Guardo. Los sistemas en dirección antitéticos NE-SO de carácter sinistral, también intervienen en esta fase.

Los movimientos en la vertical que inducen estos desgarres, propician la estructuración definitiva de la Cuenca del Duero. En los tiempos eocenos y oligocenos estaba descompuesta en cuencas intramontañosas, arrosariadas y con direcciones principales paralelas a las estructuras más importantes. Posiblemente se encontraban desconectadas unas de otras, con dimensiones deca a hectakilométricas. Las áreas centrales de la actual Cuenca del Duero, actuaron probablemente como bordes pasivos de estas áreas de depósito paleógenas, aunque cabe la posibilidad de que existan límites activos fosilizados por etapas neógenas posteriores.

La subsidencia generalizada, inducida por estas fases alpinas, con predominio de los movimientos en dirección, estructura definitivamente la gran depresión intracratónica denominada Cuenca del Duero. Durante el resto del Neógeno esta cuenca se rellena a través de las distintas etapas sedimentarias que configuran la estratigrafía del Duero.

La primera etapa sedimentaria corresponde a la megasecuencia deposicional de Dueñas, de edad Orleaniense-Astaraciense, que no aflora en el ámbito de la Hoja. Este ciclo sedimentario se ve afectado por algunos de los últimos movimientos alpinos pre-neotectónicos de edad Orleaniense.

En la base del Astaraciense se realiza una estructuración más importante, que se manifiesta por la sedimentación discordante sobre el ciclo Dueñas de la megasecuencia deposicional Astaraciense-Vallesiense, formada por materiales englobados dentro de la Facies Alar del Rey, Grijalba-Villadiego, Tierra de Campos, La Serna y Cuestas. La parte superior de este ciclo (Cuestas) no se observa en la Hoja. Esta megasecuencia, se ve afectada por pequeñas interrupciones sedimentarias con posteriores entradas de materiales detríticos en la cuenca, posiblemente relacionadas con débiles pulsaciones tectónicas.

2.2. NEOTECTONICA

Durante el Vallesiense se produce la primera reestructuración neotectónica de la Cuenca del Duero, que origina suaves ondulaciones de radios decaquilométricos y orientaciones no muy definidas, aunque probablemente su espaciado se ve influido por el control estructural de los accidentes más importantes que configuran la cuenca. Esta actividad intravallesiense está relacionada con los movimientos de la Fase Ática. En la base del ciclo sedimentario que sigue a esta actividad se desarrolla una red fluvial intramiocena, que se ve influenciada por las fracturas que condicionan la deformación anterior. Estos sedimentos se depositan sobre una importante interrupción sedimentaria, relacionada con el desarrollo de una superficie de erosión intravallesiense. Sobre estas

secuencias fluviales se depositan los términos de las Calizas superiores del Páramo, que no afloran en el área de la Hoja. La edad de esta megasecuencia del Páramo superior es fundamentalmente Turoliense, aunque podría llegar hasta el Plioceno.

Estos movimientos intravallesienses están relacionados con reactivaciones en los marcos montañosos de la zona de borde de la Cordillera Cantábrica, que en la región de Prádanos corresponde a la actuación del Macizo Paleozoico Asturiano (COLMENERO *et al.* 1982). Estos eventos podrían estar representados en la Hoja por los términos superiores del Abanico de Cantoral.

El contexto de la actividad ática se relaciona con las últimas fases de los movimientos alpinos a escala Ibérica que tuvieron lugar durante el Mioceno superior. La importancia de estos eventos ocasiona que constituyan el origen de una importante U.T.S. finineógena que se reconoce en todo el ámbito ibérico.

El episodio final de relleno de la Cuenca del Duero se relaciona con el final de la instalación de una superficie de erosión finineógena que arrasa al borde Cantábrico.

Con posterioridad y sobre los materiales que colmatan la Cuenca, se instala otra superficie de erosión-sedimentación (Superficie del Páramo) de gran envergadura dentro de la Cuenca.

Las fases Iberomanchega I e Iberomanchega II (AGUIRRE *et al.*, 1976) están relacionadas, la primera con estos últimos episodios, y la segunda con un basculamiento generalizado hacia el SO y O. A partir de entonces se iniciaría un nuevo ciclo sedimentario (aluvial finineógeno), tras el cual se desarrolla el encajamiento cuaternario de la red fluvial, determinado por el exorreísmo que afecta a la Cuenca del Duero en estos tiempos. Sin embargo la captura por parte de los ríos atlánticos de la Cuenca del Duero es el único mecanismo propuesto por MARTIN-SERRANO (1988), para explicar este exorreísmo. Esas fases de deformación finineógena han podido acelerar este proceso al modificar el nivel de base, aumentando la capacidad erosiva de la red fluvial. De igual forma han podido incidir los importantes cambios climáticos, que acontecen en el límite Terciario-Cuaternario (glaciaciones), han podido influir notablemente en el desarrollo de estos últimos procesos sedimentarios y erosivos.

3. GEOMORFOLOGIA

3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La Hoja a escala 1:50.000 de Prádanos de Ojeda se sitúa mayoritariamente en el borde meridional de la Cordillera Cantábrica, salvo el cuadrante SO que entra a formar parte de la Cuenca del Duero. Pertenece en su totalidad a la provincia de Palencia y dos son las comarcas que integran este territorio: el Bajo Campóo y La Ojeda.

Morfológicamente, contrasta el relieve abrupto del área montañosa con el suave y alomado del sector suroeste, ya perteneciente a la Meseta. En el primero, desarrollado principalmente sobre materiales carbonatados mesozoicos, destacan los grandes relieves estructurales: mesas, crestas, etc., y los ríos se encajan violentamente dando lugar a profundos valles y desfiladeros. En el segundo, el encajamiento de la red de drenaje es menos pronunciado y la altiplanicie, desarrollada sobre materiales detríticos del Terciario, se ve suavemente disectada, dando lugar a un relieve con ondulaciones de escasos contrastes topográficos.

La cota media de la Hoja oscila entre los 1.000-1.100 m, situándose las máximas alturas en los parajes de la Sierra (1.346 m) y Peña Mesa (1.241 m) al SE, El Monte Bernorio (1.171 m) y las Tuerces (1.081 m) al NE y El Matorral (1.247 m) y la Ruya (1.206 m) al NO, todos ellos dentro del borde montañoso, y las mínimas en el fondo de algunos valles, al sur de la Hoja como en los ríos, Burejo (870 m) y Pisuerga (860 m).

La disección fluvial y el modelado resultante de la misma son una de las características de este paisaje. Hidrológicamente pertenece a la subcuenca hidrográfica del Pisuerga, principal vena de agua que, con una dirección NO-SE, penetra en la zona de estudio. A partir de Aguilar de Campóo sufre un cambio brusco en su curso, y atraviesa la mitad oriental de la Hoja con una dirección submeridiana. Con anterioridad a este giro, el Pisuerga queda regulado por el Embalse de Aguilar de Campóo con una capacidad comprendida entre 100-200 Hm³. La cota máxima de embalse de 942 m, encontrándose en los periodos climáticos secos muy por debajo de este nivel. Otros cauces de interés son los ríos Payo y Burejo, por la margen derecha, y el Camesa por la izquierda. Aparecen además numerosos cursos de la red menor que, aunque de funcionamiento estacional, se caracterizan por su trazado largo y rectilíneo.

El clima es Mediterráneo Templado Fresco, con influencia atlántica. Las precipitaciones medias anuales oscilan entre los 600 y 900 mm, situándose los valores más altos en el borde noreste. El régimen térmico es de tipo Pirenaico con una temperatura media anual de 10°, pudiendo llegar a máximas absolutas de 36° en Julio y mínimas de -12° en Enero.

La vegetación es variada con predominio de zonas desaborladas caracterizadas por la presencia de matorral y eriales. Existen al noroeste algunos núcleos de quejigales (*Quercus lusitánica*) y robledales (*Quercus pyrenaica*), y al NO y SO algunos puntos de repoblación de pinos (*Pinus laricio*). Las áreas de cultivo se limitan a las vegas de ríos y arroyos y a los interfluvios de los sectores más meridionales.

La población se concentra en el principal núcleo que es Aguilar de Campóo, con categoría de Cabeza de Partido. El resto de los centros urbanos son de pequeño tamaño y

se distribuyen regularmente por la superficie de la Hoja. Las comunicaciones entre las distintas poblaciones son buenas, existiendo además una densa red de caminos y pistas forestales.

La principal fuente de ingresos es la agricultura, destacando los cultivos de cereales. Le siguen en importancia la producción maderera (3 a 4,5 m³/Ha/año) y la ganadería con unas 9.000 cabezas de ganado bovino.

Por último, señalar que la única manifestación industrial reside en la localidad de Aguilar de Campóo con menos de 2.000 empleos dedicados a esta actividad.

3.2. ANTECEDENTES

La bibliografía existente sobre la zona, relativa a los aspectos geomorfológicos, es más bien escasa. Sin embargo existen algunos trabajos antiguos, aunque no carentes de interés, sobre características regionales o de áreas próximas y que merece la pena destacar (E. HERNANDEZ PACHECO, 1932; E. HERNANDEZ PACHECO, 1928-30; SOLE SABARIS, 1952; MAABESOONE, 1959).

En las últimas décadas se han multiplicado los conocimientos sobre la Cuenca del Duero y sus relaciones con los bordes montañosos, gracias a una serie de trabajos, tesis doctorales y la publicación de numerosas Hojas geológicas a escala 1:50.000, realizadas para el Proyecto MAGNA. De entre todos ellos, han sido de interés para la realización de este trabajo, los de PEREZ GONZALEZ (1979), PORTERO Y AZNAR (1984), HERAIL (1984), MOLINA Y ARMENTEROS (1986) y MARTIN-SERRANO (1988).

Por último, existe un trabajo de reciente publicación y es el de GRACIA *et al.* (1990) que se refiere concretamente al área de estudio y que establece la relación entre las superficies de erosión neógenas de este borde de la Cuenca del Duero, y los sedimentos de la misma.

3.3. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

En este apartado se describe la disposición actual del relieve como consecuencia de la naturaleza de los materiales que componen el soporte geológico y la disposición estructural de los mismos. También se analiza la influencia en el modelado, de la actuación de los procesos exógenos y se definen las morfologías resultantes de cada uno de estos procesos.

3.3.1. Estudio morfoestructural

Como ya se ha mencionado, la mayor parte de la Hoja (N y NE) corresponde al Dominio Vasco-Cantábrico de la Cordillera, y más concretamente al borde occidental de la Banda Plegada, en su límite con las estructuras de la denominada Plataforma Burgalesa. Por otra parte, el sector SO pertenece claramente al Dominio de la Cuenca

del Duero. Dentro del primero existe una zona que podría considerarse de transición, morfológicamente conocida como subfrente Plegado de la Ojeda y constituida por los materiales paleógenos, plegados solidariamente con el Mesozoico.

El primer dominio ofrece una morfología controlada fundamentalmente por la diferente competencia de los materiales del sustrato mesozoico y por la estructura geológica del mismo. Calizas y dolomías constituyen los elementos duros, y margas y arenas los más incompetentes. El relieve resultante se manifiesta en: relieves invertidos, sobre todo en las estructuras sinclinales (El Bernorio, Las Tuerces, Peñamesa y Sierra de Albacastro), crestas, cuestras, *hog-back*, replanos estructurales, etc... Todos estos elementos están relacionados, en su mayoría, con las grandes estructuras que existen en la Hoja. En este dominio se conservan las huellas de un arrasamiento generalizado que da lugar a la «Superficie de Erosión Fundamental» sobre la que destacan algunos relieves, en forma de mesas, que coinciden con lo anteriormente citados, El Bernorio, Las Tuerces, etc..., correspondientes a relieves residuales.

El segundo dominio, La Cuenca del Duero, ofrece una morfología suave y alomada, resultado de la actuación de los procesos de disección sobre rocas neógenas de carácter lutítico, con intercalaciones conglomeráticas que aumentan de espesor y de granulometría hacia el borde de la Cordillera. Son frecuentes los depósitos fluviales actuales y subactuales y, en los interfluvios, los únicos resaltes que aparecen se deben a niveles conglomeráticos y a algunos niveles de terrazas.

Por último, la zona de transición entre ambos dominios da lugar a un relieve monoclinial en el que los niveles duros (conglomerados calcáreos) sobresalen claramente sobre los niveles más finos, dando lugar a una alineación de resaltes, casi paralelos, que delatan las estructuras. Esta zona está también afectada por el arrasamiento que da lugar a la «Superficie de Erosión Fundamental» y de la que se consideran algunos relictos.

3.3.2. Estudio del Modelado

Conocidas las características litoestructurales que condicionan la morfoestructura, se describen a continuación las diferentes morfologías, tanto de erosión como de acumulación, derivadas de la actuación de los agentes externos. En este sentido, son las superficies de erosión y los depósitos de terraza los de mayor significación y desarrollo espacial. Otras formas como glacis, coluviones, áreas endorreicas, etc. completan, con las posibles rañas, el conjunto de unidades y elementos morfológicos presentes en la Hoja. Todos estos elementos se agrupan según los sistemas morfogenéticos a los que pertenecen y se han reconocido:

Formas Fluviales

Dentro de las formas fluviales, las **terrazas** son las más interesantes puesto que marcan las diferentes etapas de encajamiento fluvial y la importancia de las mismas. Dentro del ámbito de la Hoja, los únicos cursos que presentan depósitos de este tipo son los ríos

Pisuerga, Payo y Burejo, siendo, los del primero, los que tienen mayor número y representación.

En el Mapa Geomorfológico se han diferenciado todos y cada uno de los niveles presentes, tanto para el Pisuerga como para el resto de los cauces. En el siguiente cuadro (cuadro 1) se incluyen los niveles cartografiados y sus respectivas cotas en relación al «thalweg» actual.

CUADRO 1

Niveles/Cauces	R. Pisuerga	R. Restobas	R. Payo	R. Burejo R. Camesa
	T ₅ +5-7 m.	T ₃ + 3 m.	T ₄ + 4-7 m.	T ₁ + 5-7m.
Terrazas	T ₄ + 10-15 m	T ₂ + 8 m.	T ₃ + 10-12 m.	
Bajas	T ₃ + 15-20 m.	T ₁ + 12m.		
Terrazas	T ₂ + 35-40 m.		T ₁ + 35-40 m.	
Medias	T ₁ + 65-70 m.			
Terrazas				
Altas	—	—	—	—

La división en terraza altas, medias y bajas no implica una cronología bien definida pero sí expresa una cierta relación temporal con el Pleistoceno inferior, Pleistoceno medio y Pleistoceno superior-Holoceno.

El río Pisuerga atraviesa la mitad este de la Hoja, con dirección N-S, salvo en su tercio norte que lo hace con dirección ONO-ESE. En su proceso de encajamiento deja una serie de plataformas escalonadas, habiendo sido cartografiadas hasta un número de cinco en este sector, correspondiente a su curso alto. En la Hoja de Herrera de Pisuerga y Osorno, al sur, son más los niveles detectados, lo cual es lógico debido a un mayor desarrollo de los mismos en el sector correspondiente al cauce medio y bajo del río.

De los cinco niveles, el más alto se localiza a + 65-70 m, el inferior a + 5-7m, con aparición de otros intermedios a cotas de + 10-5 m, +15-20 m y + 35-40 m, en relación al cauce actual. No se observan terrazas altas, ni en el Pisuerga ni en los otros ríos, por estar en zonas de cabecera. Este hecho explica también el pequeño desarrollo de los depósitos, limitados a estrechas bandas paralelas al cauce.

En cuanto a los sistemas de terrazas de los ríos y arroyos menores, no se desarrollan, como puede observarse en el cuadro, más de tres niveles.

El dispositivo morfológico de las terrazas es muy característico. Las terrazas bajas se instalan de forma solapada o encajada, a excepción del Burejo, y las medias quedan colgadas dejando asomar el sustrato rocoso por debajo de sus depósitos.

Como **fondos de valle** se han incluido todos aquellos depósitos asociados a pequeños valles y barrancos que tapizan el fondo de los mismos. Su génesis puede ser simplemente fluvial o debida a la interacción de los procesos fluviales con los de gravedad generados en las vertientes. En el primer caso, el fondo de valle es plano, mientras que en el segundo tiene forma de U, siendo este último, el más frecuente.

CARRERAS (1982) suponen para los fondos de valle anchos y planos de la red fluvial menor (Hoja de Carrión de los Condes) una génesis de soliflucción alimentada por depósitos procedentes de la regularización. Según estos autores, dichos depósitos se movilizarían por soliflucción y *creep* de helada, presentando concavidad en la zona de enlace con las laderas.

También se ha considerado dentro de este grupo el aluvial más reciente del río Pisuerga, constituido en su mayoría por gravas y arenas, y donde se localizan barras activas y depósitos de *point-bar*.

Existen también depósitos de **llanura de inundación** del río Pisuerga, en los alrededores de Aguilar de Campóo, que ofrecen un alto contenido en limos y arcillas grises. Su extensión queda limitada por el encajamiento que sufre el río en Villaescusa de las Torres.

Sobre la llanura de inundación y sobre las terrazas más bajas es frecuente observar las huellas de antiguas zonas de circulación de agua, **cauces abandonados**, que por su geometría pueden ayudar o reconstruir las últimas etapas de evolución del río.

Dentro de las formas de acumulación de carácter fluvial, no hay que olvidar los **conos de deyección**, desarrollados a la salida de pequeños arroyos y barranqueras, con morfología de abanicos, en planta, y perfil longitudinal y transversal convexo. Se instalan sobre los fondos de valle, llanuras de inundación o terrazas bajas. Los depósitos son deleznable y algunos de ellos pueden activarse en épocas de lluvia.

Por último se han detectado **terrazas travertínicas** de fondo de valle en el aluvial próximo al Barrio de Santa María, al oeste del Embalse de Aguilar de Campóo, y en el río Tobas. Sus características sedimentarias se describirán en el apartado correspondiente a Formaciones Superficiales.

En cuanto a las formas denudativas presentes en la Hoja, se pueden encontrar buenos ejemplos de **erosión lateral del cauce** en algunos puntos de las márgenes del Pisuerga, **erosión en regueros**, en laderas y superficies, e **incisión vertical** en numerosos barrancos. En el sector suroeste de la zona, la incisión vertical profundiza y se ramifica dando lugar a un paisaje de vertientes muy incididas en las que se desarrollan excelentes ejemplos de **cárcavas**. Cuando este proceso es acusado, entre un barranco y otro, queda una zona de **interfluvio** con una morfología muy agudizada. Dada la inestabilidad de estas formas, se ha considerado oportuna su representación del área de trabajo.

Formas de ladera

Se consideran, en este apartado, los **coluviones** o depósitos de pie de vertiente originados por la acción de la gravedad y la circulación de agua en las laderas. En general son de pequeñas dimensiones y se encuentran diseminados por toda la Hoja, siendo más frecuentes en los terrenos de materiales poco coherentes.

Se ha podido observar en los recorridos de campo, la formación de canchales, al pie de los relieves mesozoicos, pero el tamaño de los mismos no ha permitido su representación cartográfica.

Formas lacustres

Se ha cartografiado aquí, un área de mal drenaje situada al noreste de la Hoja, muy próxima a la Fuente del Pozo. Corresponde a una zona aluvial que se encharca con facilidad en épocas de lluvia, dando incluso origen a una pequeña laguna con precipitación de sales.

La formación de esta zona de mal drenaje puede explicarse por la presencia de materiales del Keuper en el sustrato. La impermeabilidad de los mismos y su movilidad han contribuido, sin duda, a este hecho.

Formas kársticas

La presencia del modelado kárstico se debe fundamentalmente a la fracturación y diaclasado de los carbonatos mesozoicos. Las formas más espectaculares se localizan en la Mesa de la Tuerces, donde se ha desarrollado, en toda la superficie, un **karst ruiniforme** de gran envergadura.

Aunque las formas menores no son cartografiables, se pueden observar: pináculos de disolución, torrecillas, pequeñas dolinas, sumideros, lapiaz, etc... En este sector, también es muy posible que los barrancos profundos y estrechos deban su génesis a un proceso mixto de carácter fluvio-kárstico.

Formas estructurales

Aunque en el apartado correspondiente al Análisis Morfoestructural, ya se han avanzado algunas de las formas presentes, se describen, aquí, aquellas que han entrado a formar parte de la cartografía.

Replanos estructurales

Se han considerado, por una parte, los desarrollados sobre calizas mesozoicas, en general inclinadas, que suelen constituir el dorso de las cuestas y, por otra, los ocasionados por los niveles conglomeráticos y areniscosos del Mioceno del cuadrante SO de la Hoja. Son horizontales y de mediano y pequeño desarrollo.

Escarpes estructurales

Todos aquellos que limitan las superficies y replanos estructurales. Cuando se originan en el Terciario, muestran desniveles inferiores que cuando se desarrollan sobre el conjunto mesozoico, donde forman frentes de cuestas y *hog-back*.

Resaltes de capas duras

Se deben mayoritariamente a los niveles conglomeráticos de los materiales paleógenos. Su cartografía en el mapa geomorfológico, facilita la visualización de las estructuras. En algunos de ellos se ha indicado el sentido del buzamiento.

Formas Poligénicas

La forma más representativa es la **Superficie de Erosión Fundamental**, identificada entre las cotas de 980-1.160 m. Se desarrolla principalmente sobre las calizas mesozoicas, pero trasciende incluso a los conglomerados paleógenos, al sur de la Hoja. A veces está afectada por procesos de karstificación posteriores a su formación.

La edad de esta superficie se considera finineógena, pues aunque en el área de trabajo no se observa conexión directa con ningún depósito, siguiendo su perfil topográfico más al sur, enrasa con las calizas del Páramo, de edad Vallesiense-Plioceno.

Por encima de esta superficie se encuentran algunos depósitos relictos, que enrasan directamente con el techo del **Aluvial Finineógeno**, y que en este trabajo se han considerado como equivalentes a las «rañas». Las cotas entre las que se localizan varían entre 1.060 m y 960 m, pudiendo descender estos valores fuera del ámbito de la hoja.

Por último, existen una serie de formas menores, **los glacis**, que se localizan generalmente en las laderas y que constituyen los enlaces entre unas terrazas y otras o entre las partes superiores de los interfluvios y el fondo de los valles. A veces están disectados y ofrecen escarpes similares a los de las terrazas. Se localizan en el borde meridional de la Hoja, muy cerca de Prádanos de Ojeda.

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se consideran como Formaciones Superficiales, todos aquellos depósitos, coherentes o no, que han podido sufrir una consolidación posterior y cuya génesis esta conectada con la evolución del relieve actual (GOY *et al.* 1980).

Las Formaciones Superficiales presentes en la Hoja tienen una edad comprendida entre el Pleistoceno inferior y la actualidad. Todas ellas son cartografiables y están caracterizadas por una serie de atributos como: geometría, textura, consolidación, espesor, génesis, etc. Como muchos de estos atributos ya han sido descritos en el apartado de Estratigrafía, aquí se tendrán en cuenta la textura, el espesor y la consolidación.

Al igual que en el apartado anterior, se agruparán según su génesis, para facilitar su descripción.

Dentro del modelado fluvial las **terrazas** son las formas de acumulación más relevantes. Dada la precariedad de los afloramientos y la escasez de los mismos, no se han realizado cantometrías ni espectros litológicos en el río Pisuerga, pero las observaciones de

campo y los datos obtenidos de las dos Hojas adyacentes por el Sur, permiten su descripción.

La litología de los cantos es mayoritariamente cuarcítica, superando en todos los casos el 90% de cantos de cuarcita, el resto lo constituyen cantos de cuarzo, arenisca, microconglomerado y, raramente, alguno de caliza.

En cuanto al tamaño de los cantos, el mayor porcentaje se localiza entre 40-60 mm (eje A), con un tamaño máximo próximo a los 200 mm. El redondeamiento de los mismos varía de subanguloso a muy redondeado, ofreciendo un grado de desgaste medio. Es frecuente encontrar muchos cantos fracturados.

La potencia de estos depósitos no supera los 3 m y suelen desarrollar, a techo, un suelo que varía de pardo a pardo rojizo, según su grado de madurez.

Los colores medidos son 5 YR 4/4, 5 YR 4/6, 2,5 YR 6/6, 10 YR 4/3 y 10 YR 4/4, para las terrazas medias y 7,5 YR 4/6 y 10 YR 3/3 o 4/4 para los niveles más bajos.

Los **fondos de valle** de la red secundaria y la **llanura de inundación** del Pisuerga ofrecen características similares a las de las terrazas en cuanto a la litología de los cantos se refiere. La matriz, sin embargo, es mucho más abundante y algo más fina, de carácter limo-arcilloso. También es frecuente que a techo desarrollen de 1 a 2 m de limos y arcillas, sin apenas cantos, como consecuencia de los períodos de inundación. Los suelos originados sobre estos depósitos aluviales son, en general, poco evolucionados y corresponden a suelos grises, pardos y pardos de vega, en los que aparece un horizonte orgánico bien desarrollado.

Por último, dentro del modelado fluvial, los **conos de deyección** son de escasa importancia, salvo en el cuadrante SO de la Hoja donde su abundancia llega a provocar la invasión del fondo aluvial de los ríos Payo y Burejo, llegando a coalescer los depósitos de unos conos con otros. Sus depósitos, poco coherentes, están constituidos por arcillas y arenas con niveles de cantos. La composición de los mismos depende de los materiales subyacentes y puede ser de dos tipos: calcárea, si procede del conjunto mesozoico o, silícea, si lo hace del terciario conglomerático.

Dentro de las Formaciones Superficiales de ladera, los **coluviones** son las formas más representativas, no las más frecuentes. Se localizan al pie de las laderas y, al igual que los conos de deyección, su naturaleza depende de los materiales de los que proceden, pudiendo ser calcáreos o silíceos. Los suelos que desarrollan son poco potentes, de carácter centimétrico o decimétrico, y con HUE del tipo 10 YR o 7,5 YR.

Atendiendo al modelado poligénico, hay que prestar atención a las superficies y a los depósitos aluviales considerados como «raña».

La **superficie de Erosión Fundamental**, desarrollada principalmente sobre el conjunto mesozoico, sólo presenta arcillas de descalcificación, producto de los procesos de karsti-

ficación que la han afectado. Estas arcillas tienen un cierto contenido en arenas (10-20%) y algunos cantos. Los colores medidos son 10 R 3/4 o 3/6 y 2,5 YR 3/4, correspondientes a rojos oscuros y muy oscuros.

En cuanto al **aluvial finineógeno («raña»)**, no se diferencia en absoluto de los depósitos inmediatamente inferiores (Abanico de Cantoral), constituidos por gravas cuarcíticas con matriz arenosa fina. El tamaño de las gravas presenta una gran heterometría, siendo frecuentes valores de 0,50 m para el eje mayor (A). El color rojo en superficie parece deberse a procesos edáficos. En Perazancas, al NO de la Hoja, el depósito está muy lavado a techo y en pequeños cortes se observan horizontes rojos con acumulación de carbonatos. Es difícil localizar un perfil claro de esta unidad puesto que las gravas se derrumban fácilmente enmascarando las laderas. Es casi imposible de determinar la potencia por su similitud con los materiales infrayacentes, pero por su cota y desarrollo superficial, puede ser de aproximadamente unos 10 m, aumentando hacia la zona de cabecera.

Los **glacis** tienen menor desarrollo superficial y un espesor comprendido entre 1 y 1,5 m. Su textura y naturaleza son similares a las de las terrazas y presentan, a techo, un suelo rojo fersialfílico del tipo 2,5 YR y 7,5 YR. Localmente están cementados.

Por último, se describen las características de todos aquellos depósitos relacionados con procesos de mal drenaje y con la red fluvial. Se trata de materiales de carácter arcilloso con algunos cantos de cuarcita y con desarrollo de suelos pardos y grises de carácter vértico.

3.5. EVOLUCION DINAMICA

La evolución morfogenética de este sector del borde NE de la Cuenca del Duero, presenta una cierta complejidad y para explicarla es necesario salirse del entorno de la Hoja e incluso establecer relaciones con otros bordes de la Cuenca.

Los primeros estadios de degradación del relieve cantábrico se inician con la sedimentación paleógena. Las huellas que estos procesos han podido dejar en el relieve son difíciles de establecer actualmente, tanto por su antigüedad como por la complejidad que le añaden las diferentes fases o etapas de la orogenia alpina. Así pues, durante el Palógeno, se produce por un lado la deformación de los materiales ya sedimentados y, por otro, la creación de nuevos relieves y sistemas sedimentarios (abanicos aluviales) que se depositan claramente discordantes sobre los anteriores.

Estos hechos se suceden hasta finales del Oligoceno y/o Mioceno inferior, momento en el que tiene lugar una fase de deformación que configura la nueva geometría de la Cuenca del Duero, al menos en este sector, adoptando una disposición similar a la actual. Esta nueva arquitectura del borde Cantábrico, incluidos los materiales paleógenos, es atribuible a las fases Castellana y Neocastellana.

De esta forma se inicia, a finales del Mioceno inferior, el último ciclo sedimentario de relleno de la Cuenca. Este ciclo es expansivo sobre los depósitos anteriores y su disposición horizontal y/o subhorizontal conlleva una etapa de estabilidad tectónica importante.

Los depósitos paleógenos y una parte importante de los neógenos corresponden a grandes abanicos aluviales desarrollados en ambientes semiáridos (sedimentos rojos). A partir del Astaraciense se inicia un cambio en las condiciones climáticas hacia un periodo de mayor humedad (sedimentos ocres).

MARTIN-SERRANO (1988) para el borde noroccidental de la Cuenca del Duero diferencia las **series Rojas** y las **Series Ocre**s dándoles un significado climático, es decir un cambio de un clima de máxima aridez hasta un clima de gran humedad, pasando por las etapas intermedias. En su zona de estudio, este cambio se iniciaría a finales del Mioceno inferior, mientras que en el área de Aguilar de Campóo se produciría con posterioridad, en el Astaraciense.

En el sector de la Cordillera, la evolución morfogenética puede deducirse de los principales elementos geomorfológicos, en este caso de las superficies de erosión y de su relación con los sedimentos de la Cuenca.

La superficie más antigua es la superficie somital S_1 que se desarrolla sobre las mesas situadas al SE fuera de la Hoja, y ya citada por GRACIA *et al.* (1990) para este sector, siendo correlacionable según estos autores, con los replanos más altos de la Sierra de Honrubia-Pradales (SCHWENZNER, 1943). Esta superficie, situada entre los 1.200 y 1.350 m, se reconoce también en la Hoja de Villadiego (PINEDA, 1989) sobre calizas cretácicas y conglomerados astaracienses. La diferencia de cotas que entraña esta superficie se debe, según el autor, a una deformación de la misma y a su inclinación hacia la Depresión del Duero. Según estos últimos trabajos, la edad de la S_1 es Mioceno medio, enlazando en otros sectores de la Cuenca con las calizas de la «Facies Cuesta». Esta relación no es observable dentro del ámbito de la hoja.

La superficie S_2 alcanza gran extensión y se desarrolla también sobre los materiales mesozoicos y sobre los conglomerados astaracienses. Su cota oscila entre 960 y 1.160 m, ofreciendo una pendiente clara hacia la cuenca. Está afectada por deformaciones que son tratadas en el apartado de Tectónica.

Esta superficie es equivalente a la «Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica» y, al igual que ella, enrasa hacia el SE, fuera de la Hoja, con los niveles de colmatación de la Cuenca del Duero, es decir con las Calizas del Páramo, cuyo techo es asignado al Turolense-Plioceno por diversos autores (MEDIAVILLA Y DABRIO, 1989; ARMENTEROS *et al.*, 1986).

Esta superficie de erosión puede correlacionarse con la Superficie de la Meseta (M_3) de SCHWENZNER (1937) y con la Superficie B de GLADFELTER (1971) consideradas por estos autores como de las etapas finales del Pontense. Sobre ella, domina un conjunto de relieves residuales, constituidos fundamentalmente por mesas cretácicas, como El Bernorio y los altos de la Lastra, al oeste de Barrio de Santa María.

Por otra parte, paralelamente a la sedimentación lacustre de las calizas del Páramo, en el borde de la cuenca la sedimentación finineógena está representada por los conglomerados

dos ocres del abanico de Cantoral cuyo último episodio sedimentario retrograda sobre el borde mesozoico fosilizando la superficie de erosión. Este último episodio se ha denominado, para la Hoja de Prádanos de Ojeda, como «Aluvial Finineógeno» y se considera equivalente a la «raña». Teniendo en cuenta que en el centro de cuenca el cierre de la sedimentación neógena viene dado por el nivel superior de las Calizas del Páramo, el significado geomorfológico de ambos episodios sedimentario sería el mismo. MARTIN-SERRANO (1989) en su estudio sobre el borde zamorano, señala que «no sería desacertado establecer, en sentido amplio, la correlación estratigráfica de algunas «rañas» con el Páramo».

Aunque la falta de datos paleontológicos no permite afirmar para esta zona esa isocronía, incluso siendo posible que el «Aluvial Finineógeno» sea algo posterior a las calizas del Páramo, si se considera que este «Aluvial Finineógeno» o la raña S.S., como afirma MARTIN SERRANO (1988) para el sector zamorano, «constituye un paisaje maduro que no encaja con las pretendidas implicaciones morfotectónicas que se atribuyen a la misma en otros lugares de la Meseta».

A partir de este momento hay un cambio brusco en la morfogénesis y se inician los procesos de encajamiento de la red fluvial. Este paso del endorreísmo al exorreísmo, tiende a relacionarse con la tectónica y con el basculamiento general de la Península hacia occidente. MARTIN SERRANO (1988) se inclina a pensar en una captura por erosión remontante de la red atlántica. Puesto que esta progresión de la red no alcanza todos los lugares de la cuenca al mismo tiempo, la hipótesis de este autor explica la heterocronía de la «raña» a escala cuencial.

Para el sector de Aguilar de Campóo, ambas hipótesis podrían servir para explicar los procesos de la incisión cuaternaria. No teniendo indicios concretos para decidir una u otra, podría pensarse en una acción combinada de ambas.

En cuanto a la evolución de la red cuaternaria, hay dos hechos importantes a destacar. En primer lugar la disposición de los principales cursos de agua es prácticamente la misma que la de los abanicos neógenos, lo cual indica que la disposición de los relieves no se ha modificado sustancialmente y la configuración del borde de cuenca es prácticamente la misma.

En segundo lugar, se observan una serie de hechos que apuntan la posibilidad de una captura importante del Pisuerga en las proximidades de Aguilar de Campóo. Uno de ellos es el cambio brusco de dirección del curso del Pisuerga de NO-SE a N-S. Otro, la dirección NO-SE indica una tendencia mediterránea. La diferencia de cota de los depósitos de «raña», mucho más baja al norte de Aguilar, podría indicar, no tanto un salto tectónico considerable, en época reciente, como señalan algunos autores (GRACIA *et al.*, 1989), como un diferente nivel de base regional, en este caso, el de la Cuenca del Ebro.

Por último, en el proceso de encajamiento de la red fluvial cuaternaria, el Pisuerga y afluentes no dejan apenas niveles de terrazas, salvo en las zonas más bajas. Destacan en los valles los niveles más competentes dando una morfología estructural de replanos en el cuadrante SO de la Hoja y una erosión intensa en los niveles arcillosos o lutíticos de carácter más blando.

3.6. MORFODINAMICA ACTUAL

La Hoja de Prádanos de Ojeda, no presenta procesos geológicos recientes de gran envergadura. Ello se debe fundamentalmente a la relativa estabilidad tectónica y a la disposición de sus materiales.

Puntualmente, pueden observarse algunos procesos activos que modifican ligeramente la morfología local. En este sentido, son los de carácter fluvial los que dominan. En el cuadrante SO de la Hoja, la proliferación de cárcavas y barrancos en los sedimentos miocenos es considerable, sobre todo en las márgenes de los ríos Burejo y Payo. Estos procesos tienden a rebajar los interfluvios del relieve terciario, de cara a conseguir una mayor homogeneización.

En cauces mayores, como el Pisuerga, se producen erosiones en los desplazamientos laterales de los meandros. Hay socavamientos en las márgenes cóncavas, aumentando las pendientes y desestabilizando en algunos puntos los taludes como sucede en Olleros de Pisuerga o al oeste de Santa María de Mave.

Por lo que a los procesos sedimentarios se refiere, los más importantes son los que se producen en el fondo de los valles de los ríos Burejo y Payo, donde se depositan numerosos conos de deyección procedentes de los ríos y barrancos que desaguan en ellos, algunos de los cuales son activos en época de grandes lluvias.

También se producen modificaciones en el valle del Pisuerga, concretamente en las zonas de sedimentación de los meandros (*point bar*) donde la disposición y límite de las barras cambia continuamente.

Además del modelado fluvial, son pocos los procesos destacables en la Hoja. Entre ellos hay que hacer referencia al endorreísmo y al karst. Los pimeros, se localizan en el sector noroeste y se relacionan con la red fluvial. Son estacionalmente funcionales y actúan como pequeñas lagunas, produciéndose en ellas la actividad sedimentaria propia de estos medios.

La actividad kárstica se produce en el macizo rocoso carbonatado y su funcionalidad depende de los niveles freáticos y del nivel de base regional.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos representados en la Hoja de Prádanos de Ojeda son términos detríticos del Carbonífero superior (Westfaliense D. superior-Cantabriense). Son sedimentos predominantemente lutíticos y con algunos niveles carbonosos. Su medio de depósito se encuentra dentro de una cuenca parálida, con alternancias del predominio de la influencia continental y marina, haciéndose esta última más patente hacia el E-NE dentro de la vecina Hoja de Barruelo de Santullán.

La génesis de esta cuenca está ligada a la actividad de la Fase Leónica (WAGNER, 1965), que induce el emplazamiento de unidades alóctonas (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988), que condicionan la formación de depresiones sinorogénicas como la Cuenca de Guardo-Prado-Cervera a la que pertenecen las unidades paleozoicas de la Hoja. Estos términos son deformados por las fases hercínicas terminales, en concreto por la Fase Astúrica (WAGNER, 1965).

A continuación se realiza la sedimentación de nuevas unidades estefanienses (Cuenca de Barruelo), a su vez deformadas por los movimientos del Pérmico inicial todavía ligados al conjunto de actividades tardihercínicas. Durante el Pérmico, la región es afectada por nuevos ciclos sedimentarios con predominio de términos detríticos, separados por fases tectónicas de afinidad tardihercínica. La edad de estos procesos puede llegar al Trías. Estos acontecimientos sedimentarios y tectónicos del Paleozoico terminal y posiblemente del inicio del Mesozoico, no se encuentran representados en la Hoja de Prádanos, pero sí en la Hoja de Barruelo de Santullán, situada al norte. El Macizo Paleozóico Asturiano así constituido representa el zócalo (y tegumento) de las unidades mesozoicas.

La importancia de los procesos sedimentarios y eventos tectónicos tardihercínicos viene dada por su influencia en la aparición de una red de fracturación, que ejercerá un notable control en los procesos geológicos mesozoicos y cenozoicos, tanto en las etapas sedimentarias como en los momentos de actividad orogénica.

El origen de estos accidentes está ligado por un lado, a la fracturación de transferencia ligada al emplazamiento de unidades alóctonas (accidente E-O y NE-SO) y por otro al ascenso de plutones de granitoides en las fases tardihercínicas.

Los primeros procesos sedimentarios pertenecientes al Ciclo Alpino, con representación en la Hoja, corresponden a materiales predominantemente lutíticos y con términos salinos, asimilables a la Facies Keuper del Triásico superior. Se han formado en ambientes circunlitorales tipo *sabkha* costera, bajo condiciones climáticas áridas (llanuras fangosas circunlitorales a *lagoon* hipersalino costero).

Las cuencas del Triásico superior y del Jurásico inferior y medio se instalan a favor de fenómenos distensivos asociados a la apertura del Océano Atlántico y del Thetys. Como consecuencia de ello, las cuencas son muy expansivas, con una relativa uniformidad de facies y potencias sobre todo en los tiempos del Triásico superior terminal y el Lias inferior pre-Sinemuriense medio.

Sobre la Facies Keuper se depositan términos carbonatados calco-dolomíticos, de edad Triásico superior terminal a Sinemuriense medio. Se distinguen tres secuencias en esta

unidad formadas en ambientes marinos circunlitorales y de plataforma que van desde condiciones supramareales a submareales. Durante el Sinemuriense, tras una importante interrupción sedimentaria, se realiza la disgregación de la plataforma del Lias basal. Existe una cierta diacronía en este evento, iniciado en la región a partir del Sinemuriense medio y que llega al límite con el Pliensbachiense.

A continuación se forman depósitos margocalizos rítmicos, sedimentados en ambientes de plataforma abierta de muy baja energía y sedimentación restringida, con ambientes euxínicos en algunas áreas de la región. Los accidentes tardihercínicos empiezan a tener un importante control sedimentario en este periodo (Sinemuriense medio a límite superior del Aalenense). La subsidencia diferencial ocasiona variaciones de potencia notables en la región, aunque dentro de la Hoja no son muy marcadas. En cambio los ambientes de sedimentación son bastante uniformes, situándose siempre en un contexto de plataforma.

Sobre la ritmita del Lias-Dogger se sitúa un conjunto predominantemente calcáreo, formado en un ambiente de plataforma exterior energética relativamente distal con importantes episodios de colonización de esponjas que junto con otros restos orgánicos son retrabajados por corrientes fundamentalmente inducidas por tormentas. La edad de esta unidad está comprendida dentro del Bajociense.

Este episodio de plataforma espongiolítica, finaliza con una importante interrupción sedimentaria, relacionada con una bajada del nivel del mar que introduce durante el Bathoniense basal términos detríticos en la plataforma.

Los últimos episodios de sedimentación marina durante el Jurásico, tienen lugar durante el Bathoniense-Calloviense inferior por medio del depósito de una nueva ritmita margo-calcárea, formada en un ambiente de plataforma externa con sedimentación restringida, algo más energética que la del Lias superior-Dogger.

Al este del área de la Hoja se observa una importante crisis sedimentaria de edad Calloviense-Oxfordiense, a la que sucede la formación de términos carbonatados, a veces en facies arrecifales, de edad Oxfordiense. La ausencia de estas unidades en la Hoja puede deberse a la importancia de esta interrupción del límite Dogger-Malm, no habiéndose sedimentado más Jurásico marino ó bien por la posterior erosión originada por las primeras fases kimméricas.

Desde el límite Dogger-Malm y sobre todo a principios del Malm comienza a gestarse al noroeste de la Placa Ibérica el episodio de apertura del Golfo de Vizcaya, a partir de una unión triple con la dorsal atlántica. Las repercusiones de este evento se fueron manifestando progresivamente hacia el Este por medio de las deformaciones y ciclos sedimentarios kimméricos y neokimméricos. Los accidentes tardihercínicos son los elementos de transmisión principales de esta apertura. En Asturias, estos acontecimientos crearon una cuenca continental que evoluciona a transición marina durante el Kimmeridgiense (VALENZUELA *et al*, 1986).

En la región de la Hoja de Prádanos de Ojeda, las primeras manifestaciones kimméricas de importancia tuvieron lugar posiblemente en el Kimmeridgiense terminal, dando

lugar a una deformación compresiva de cierta importancia en el entorno de los accidentes más importantes. Se crea una cuenca intracontinental, con predominio de la sedimentación carbonatada de origen lacustre, cuyos términos basales, más detríticos, sellan una importante discordancia sobre el Jurásico marino. En estas etapas finales de este primer ciclo sedimentario en Facies Purbeck, se aprecia un incremento en la entrada de términos detríticos en la cuenca, relacionado con una nueva actividad de accidentes de origen tardihercínico y que configuran la geometría de depósito, y de la cuenca. La edad de este ciclo sedimentario está comprendida entre el Kimmeridgiense, la totalidad del Portlandiense y el límite inferior del Berriasiense.

Durante el Berriasiense basal se produce una nueva fase de actividad tectónica, que produce un cambio en la configuración de la cuenca purbeckiense. En marcada discordancia sobre el ciclo sedimentario previo, se depositan en primer lugar términos detríticos en facies fluviales de configuración *braided* y de tramos rectos. Le sigue una alternancia de arcillas y lutitas, niveles calizos y tramos areniscosos, en donde alternan ambientes fluviales y lacustres. A techo de este segundo ciclo en Facies Purbeck se sitúa un conjunto de afinidad marina, con restos de ostréidos y briozoos, que constituye un episodio fluviomareal. La edad de este episodio llega hasta el Valanginiense.

Un importante período de reajuste tectónico desencadena la sedimentación de otro importante conjunto detrítico en facies principalmente fluviales, que representa en la región a la Facies Weald. Estos materiales no tienen una representación importante en la Hoja pero sí en las áreas próximas al N, NE, y E. La edad de este ciclo sedimentario corresponde al intervalo Valanginiense-Barremiense.

Durante el Barremiense terminal y con más importancia durante el Aptiense y el Albiense inferior-medio, se desarrollan en la región importantes procesos tectónicos y sedimentarios, relacionados con un importante incremento de la apertura del Golfo de Vizcaya. Estos episodios urgonianos están compuestos por fases de actividad que originan importantes discordancias sobre las unidades anteriormente depositadas. Las bases de los ciclos suelen tener un predominio de sedimentos detríticos en donde son frecuentes las facies fluviales de configuraciones tipo *braided*. A veces coexisten con subfacies palustres-lacustres y con subfacies carbonosas. Estos términos continentales son los que se encuentran representados en la Hoja. En áreas próximas al N y NE las partes altas de los ciclos, están formados por sedimentos marinos con característicos episodios de bioconstrucciones de rudistas. Durante esta época la actividad tectónica favorece la formación de intumescencias diapíricas, que en algunas zonas de la región prolongaron su actividad hasta la base del Cenomaniense.

A finales del Albiense se desarrolla la importante Fase Aústrica, que origina la deformación de las unidades jurásicas y cretácicas hasta entonces depositadas. A esta etapa de actividad le sigue una nueva etapa sedimentaria con predominio de términos detríticos depositados por sistemas fluviales. La configuración predominante de estos sistemas es *braided*. A techo se localiza un ciclo terminal con predominio de secuencias meandri-formes. La edad de este ciclo sedimentario en Facies Utrillas es Albiense superior-Cenomaniense.

Durante el intervalo del Cretácico superior, comprendido entre el Cenomaniense y el Campaniense, el área de la Hoja se ve afectada por nuevos episodios de sedimentación marina. Este megaciclo sedimentario está relacionado con los momentos de máxima expansión de los ambientes marinos del Golfo de Vizcaya.

Sobre la Facies Utrillas se instalan sedimentos transicionales con características inter a submareales. A veces intercalan niveles carbonosos. Se sitúan por debajo de una interrupción de edad Cenomaniense superior. Les sucede un episodio predominantemente carbonatado, formado por complejos de barras de alta energía, a veces con construcciones de rudistas, que finaliza con una importante interrupción sedimentaria intra-coniaciense. El importante control que sobre la subsidencia todavía ejercen los accidentes de origen tardihercínico de orientación NO-SE, origina que en algunas áreas de la Hoja, este episodio (primer complejo de barras del Cretácico superior) esté ausente.

Durante el Santoniense se produce el momento de mayor influencia marina durante el Cretácico superior en el área de la Hoja. Esta marcado por un predominio de la sedimentación margosa en un contexto de plataforma abierta. Estos términos se relacionan con el segundo complejo de barras del Cretácico superior cuyo ambiente corresponde a un complejo de bancos marginales formado por *shoals*. En algunas áreas se forman niveles bioconstruidos de rudistas protegidos por bancos. Este ciclo sedimentario llega hasta el Santoniense superior-Campaniense basal, desarrollando a veces un importante *hard-ground* a techo.

El tercer y último complejo de barras del Cretácico superior es algo más dolomítico que los inferiores, siendo mucho menos rico en fauna. Su contexto de formación es una plataforma somera de energía media. Su edad está comprendida dentro del Campaniense. Por encima se depositan las unidades terminales cretácicas, que podrían situarse discordantes sobre esta última etapa mesozoica de sedimentación marina.

A finales del Cretácico, en el Campaniense y sobre todo a partir del Maastrichtiense comienza instalarse en la región un régimen diferente al marino que caracterizó al Cretácico superior.

Sólo existe registro de lo acaecido en esta etapa en la mitad occidental de la Hoja. El contexto geodinámico de este cambio está marcado por el final de la apertura del Golfo de Vizcaya y el comienzo de las fases alpinas compresivas en sentido amplio.

En ese sector de la Hoja se pone de manifiesto claramente el paso de condiciones marinas a continentales mediante la instalación de ambientes muy litorales salobres restringidos, de media a baja energía, que evolucionan a depósitos continentales, a veces con formación y desarrollo de suelos. Estos ambientes presentarían, no obstante, una cierta diacronía de unas áreas a otras de la Hoja.

A comienzos del Paleógeno queda instalado definitivamente en la región un medio continental que va a ser la tónica general que va a caracterizar a toda la zona a lo largo del Terciario. Durante estos períodos iniciales del Terciario, la Región Cantábrica se ve afec-

tada por el cierre parcial del Golfo de Vizcaya, que inestabiliza su margen sur, incidiendo en los procesos sedimentarios de estos tiempos. Estas fases de actividad reciben el nombre de movimientos larámicos y son los responsables del inicio de la construcción de relieves, que se desarrollarían en la Hoja al norte de una diagonal Noroeste-Sureste (accidente de Becerril del Carpio del Sistema de fracturación de Ventaniella). Estos movimientos dan lugar a la creación de subcuencas con subsidencias importantes y cuya disposición y geometría difieren notablemente de la Cuenca del Duero neógena.

Durante todo el Paleógeno van instalándose en los bordes de la Cordillera Cantábrica y a medida que se va estructurando el edificio, una orla de sistemas de abanicos aluviales con una distribución paleogeográfica localizada, al menos de forma preferente en la región de la Hoja, entre la zona de Guardo y Prádanos de Ojeda. Estos abanicos tienen situados sus ápices en el borde septentrional, a lo largo de una dirección E-O, presentando una ligera inflexión NO-SE correspondiente al Sistema de fracturación de Ventaniella (Accidente de Becerril del Carpio), al sur de Cervera de Pisuerga, adaptando su morfología a las direcciones estructurales mesozoicas de la orla cantábrica en este sector. Hacia el Este (sector de Villadiego), parecen recuperarse las direcciones (ONO-ESE), si bien son escasos los afloramientos de materiales paleógenos, ya que se encuentran generalmente enmascarados por los depósitos neógenos más recientes.

En general, se trata de grandes abanicos aluviales asociados a una importante subsidencia. Se desconocen las facies más distales de estos abanicos y su distribución paleogeográfica, ya que aquellas quedan soterradas bajo los materiales miocenos.

Así pues, durante todo el Paleógeno acontecen una serie de fases o momentos de deformación que tienen como consecuencia, por un lado la deformación de los materiales entonces sedimentados (estructurados por la creación de pliegues con eje E-O ó ESE-ONO, cabalgamientos con vergencias hacia el O, SO y S y movimientos en dirección dextrales de los sistemas de fracturación tipo Ventaniella y sinestral de los sistemas antitéticos asociados), por otro, la creación de nuevos relieves así como de sistemas de abanicos que se depositan sucesivamente en clara discordancia sobre los anteriores. Localmente podrían desarrollarse ambientes lacustres en zonas interabanicos como ocurre al norte de Prádanos de Ojeda.

Estos hechos parecen acontecer hasta finales del Oligoceno y/o Mioceno inferior, momento en el que se produce una importante fase que configura la nueva geometría de la Cuenca del Duero, al menos en este sector, adoptando una disposición similar a la actual. La nueva arquitectura de los bordes del edificio cantábrico, incluidos los materiales paleógenos, es atribuida a las fases Castellana y Neocastellana. En esta estructuración quedan reflejadas las importantes compresiones N-S, NE-SO y NO-SE que afectan a la Cordillera Cantábrica y que crean fuertes vergencias hacia el Sur y Suroeste de pliegues y fracturas previos y producen un importante desplazamiento en dirección dextral de los sistemas de fracturación tipo Ventaniella y sinestral en los sistemas antitéticos NE-SO asociados.

De esta forma, se inicia a finales del Mioceno inferior un nuevo ciclo sedimentario continental que va a dar lugar al inicio del relleno neógeno de la Cuenca del Duero.

En el sector centro-occidental de la Hoja entre San Andrés del Arroyo, Olmos de Ojeda y Vega del Bur siguiendo una dirección NO-SE, aparecen unos depósitos detríticos de borde que parecen corresponder al primer evento sedimentario del ciclo neógeno. Este hecho parece acontecer entre el Orleaniense y el Astaraciense, probablemente inferior. La escasez de afloramiento y el hecho de soterrarse inmediatamente por debajo de los sedimentos neógenos más modernos, impide observar una evolución lateral aunque por correlación con otros puntos de la Cuenca del Duero estos depósitos se podrían relacionar con ambientes lacustres-palustres situados hacia el este y sureste entre Burgos y Valladolid.

En el Aragoniense superior (Astaraciense) y en discordancia sobre estos depósitos se instala en la región un sistema fluvial relativamente complejo por la procedencia de los aportes. Así en todo el borde meridional, desde San Andrés del Arroyo al valle del Pisuerga se forman un sistema de abanicos aluviales de corto desarrollo que drenan hacia el Sur, interdigitalizados con sistemas fluviales efímeros con extensas llanuras de fangos rojos procedente del Noroeste. Estos depósitos corresponden a las «Facies de Alar del Rey y Grijalba-Villadiego», que afloran en la mitad meridional de la Hoja de Prádanos y se prolongan extensamente por la de Herrera de Pisuerga hacia el centro de la Cuenca del Duero.

De acuerdo con los datos bibliográficos, estos materiales serían sincrónicos con los depósitos correspondientes al ciclo del «Abanico poligénico de Aviñante» (PORTERO *et al.* 1983), aflorantes en la vecina Hoja de Guardo, aunque se desconocen físicamente las interrelaciones entre ambos depósitos.

A partir del Astaraciense superior, ya en el Mioceno superior y tras un periodo de no sedimentación, se inicia otro ciclo deposicional (relacionado con una nueva estructuración tectónica) con la instalación de un nuevo sistema fluvial con aportes procedentes del NO. Este sistema da lugar a los depósitos del «Abanico de Cantoral» y sus equivalentes más distales («Facies de la Serna»).

Los depósitos de Cantoral se extienden por la mitad occidental de la Hoja y se encuentran relacionados con ápices de abanicos situados y enraizados al pie de los dominios y relieves paleozoicos de la Cordillera Cantábrica. Sus facies y su litología tan característica ponen en evidencia un importante episodio fluvial que con dirección general sureste contribuye al relleno de la cuenca.

Los diferentes episodios fluviales debieron continuar en el tiempo durante todo el Mioceno superior teniendo lugar a finales de este, un último episodio de carácter retractivo, más generalizado a nivel regional, aunque poco potente (aluvial finineógeno) y que resultaría equivalente a lo que en otras zonas, distintos autores lo han englobado bajo el término de «rañas». Estos depósitos reflejarían posiblemente la postrera reactivación significativa de los accidentes tectónicos de la Cordillera Cantábrica.

El límite Plioceno-Cuaternario resulta controvertido y difícil de delimitar en la región. MARTIN-SERRANO (1988), en la zona occidental zamorana de la Cuenca del Duero,

plantea ya esta problemática cronológica en relación con los episodios sedimentarios que caracterizan a las denominadas «series ocre», los depósitos tipo «rañas» y los sistemas de terrazas fluviales desarrollados posteriormente. Para dicho autor la sedimentación de las «rañas» en las diferentes cuencas continentales y en particular de la Submeseta Norte estaría en relación con el paso en la cuenca de un régimen endorreico típico del Mioceno, a otro exorreico, así como con el inicio de la formación de la red fluvial que va a caracterizar al Cuaternario. Así pues, la «raña» tendría un sentido morfológico más que cronológico y la edad de sus depósitos dependería de la evolución regional de la Cuenca del Duero y del sector a estudiar.

De todo ello se deduce lo problemática que resultan en la actualidad las dataciones de los sistemas fluviales que parecen cerrar el ciclo mioceno y de los que definen el nuevo ciclo fluvial cuaternario, convencionalmente fijado en el Pleistoceno inferior.

Durante el Pleistoceno, ya en el Cuaternario, se inicia la formación de la red fluvial actual desarrollándose extensas plataformas de «canturrales» cuarcíticos que configuran importantes replanos sobre los materiales neógenos caracterizándose así los diferentes niveles de terrazas de la red de drenaje actual.

La evolución de la región durante el Holoceno aparece reflejada en los depósitos más recientes de la red fluvial y en los procesos morfodinámicos, cuyas características se describen en el apartado de Geomorfología.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. RECURSOS MINERALES

Los indicios mineros son numerosos, 48, de los que 10 se aprovechan y los restantes se han aprovechado, para la obtención de áridos naturales (gravas y arenas) y de machaqueo (calizas), de productos cerámicos (arcillas para elaborar ladrillos), de aglomerantes (yesos y antiguos caleros), y de lignitos.

5.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Se desconoce la presencia de concentraciones minerales de consideración.

5.1.2. Minerales energéticos

5.1.2.1. Aspectos generales e históricos

Asociados al Westfaliense de Cervera de Pisuerga (Dehesa de Montejo) se ha establecido el Coto Minero Felipe Villanueva S.A. (1.200 Has.) en el cual se obtiene antracita fuera del ámbito de la Hoja de Prádanos, pero en la que sí se incluye parcialmente el nivel carbonoso correspondiente a este Coto así como parte, aunque pequeña, de sus Concesiones de Explotación. Esta actividad minera ya se encontraba normalizada en el siglo pasado y registrada con sus correspondientes Concesiones.

Se conocen citas históricas remotas del lignito cretácico existente principalmente en el área de Valoria de Aguilar-Lomilla-Olleros de Pisuerga-Villacibio y en menor grado en Rebolledo de la Torre. Entre los años 1919 y 1950 es cuando se han realizado los aprovechamientos más completos a través de planos inclinados y galerías subterráneas que, en muchas ocasiones, no superaban la obtención de 500 toneladas/año. Se efectuaron trabajos mineros en Valoria de Aguilar (mina «Siempre Pilar»), Lomilla, Olleros de Pisuerga (mina «San José»), Villacibio (mina «San Jerónimo»), Valdegama y Rebolledo de la Torre. En los últimos años se han realizado pequeños aprovechamientos en Lomilla (explotación a cielo abierto en 1982), se han llevado a cabo diversos trabajos por el IGME para definir el potencial de la zona en lignitos (1984) y pizarras bituminosas (1982), y se han efectuado sondeos mecánicos para explorar varios permisos. La actividad más reciente queda circunscrita a la existencia de varias Concesiones de Explotación y Permisos de Investigación (Pablín, nº 3293; Ciaño, nº 3.347; Antonín, nº 3.314, etc.).

En general puede hablarse de una capa de lignito de potencia decimétrica (raramente hasta 2 m), 40-70% de materias volátiles, elevada proporción de cenizas y más de 1% en azufre.

Complementariamente cabe citar que la ritmita del Lías-Dogger y la facies Purbeck han sido consideradas como «roca madre» del cercano petróleo ubicado en La Lora, destacando la abundancia de productos bituminosos en las calizas de la Formación Aguilar. La roca «almacén» estaría constituida por la Formación de Arcera (Capa de Corvio) (canales fluviales).

5.1.2.2. Descripción de los indicios

La mina de antracita de Cervera de Pisuerga-Dehesa de Montejo, situada en Westfaliense D, se localiza en los límites de la presente Hoja, aunque fuera de ella. El carbón alterna con lutitas negras y areniscas.

El lignito mesozoico explotado se desarrolla en lutitas grises y rojas con areniscas de la unidad Aptiense-Albiense y en las areniscas, margas, y lutitas ocreas del Cenomaniense. Con carácter genérico, también se presentan productos carbonosos en otras unidades, aunque sólo suelen corresponder a arcillas carbonosas decimétricas establecidas al final de las secuencias positivas intercaladas en la facies Purbeck (Berriasiense-Valanginiense), Weald (Hauteriviense-Barremiense) e incluso Utrillas (Albiense-Cenomaniense).

En Lomilla existe un nivel de 2 m de lignito y arcillas carbonosas con P.C.S. de 3.000 cal/g, y alto contenido en cenizas (41,5%) y azufre (IGME, 1984). Se corresponde con la llanura de inundación de ambientes fluviales, culminando secuencias deposicionales positivas con poca continuidad lateral (ciclo sedimentario Aptiense-Albiense).

En el Cenomaniense, en la unidad transicional al medio marino, con carbonatos, se intercalan sedimentos detríticos areniscosos y lutíticos con pasadas centimétricas de lignitos y arcillas carbonosas que son propias de ambientes de marismas. Se ha reconocido y aprovechado una capa de 0,2 m en Valoria de Aguilar, Olleros de Pisuerga, Villacibio y Valdegama con alto contenido en cenizas y en azufre. A 2-3 m del techo de esta capa se encuentra el primer nivel calcarenítico bien desarrollado, lo que constituye una buena guía de prospección. En Rebolledo de la Torre se ha explotado una capa equivalente a esta cronológica y estratigráficamente, con potencia y calidad similar (P.C.S. 3.560 cal/g; cenizas 34,5%; azufre 1,15% humedad 24,8%) (IGME, 1984).

5.1.3. Rocas industriales

5.1.3.1. Aspectos generales e históricos

Los indicios más numerosos, 19 en el ámbito de la Hoja, pertenecen a calizas. Sólo uno de ellos se corresponde con una importante cantera en activo para aprovechamiento de calizas grises de la Facies Purbeck en Villallano y su utilización para obtener áridos de machaqueo con posterior aplicación para diversos usos, principalmente obtención de hormigones.

Las restantes canteras para aprovechamiento de calizas se encuentran inactivas, destacando por su magnitud la realizada para obtener piedra de escollera en el embalse de Aguilar. Con un horno que permitía la obtención de cal, se estableció una pequeña cantera en las inmediaciones del Monasterio de Santa María la Real (Aguilar de Campóo) y, sin horno, se obtenía en Rebolledo de la Torre (calcinándose en Alar del Rey). Para su utilización como piedra de construcción se efectuaron las canteras de Camesa y Porquera de los Infantes. Como árido de machaqueo se ha utilizado la caliza de las pequeñas canteras de Aguilar de Campóo, Valoria de Aguilar, Puebla de San

Vicente, Nogales de Pisuerga, etc. Finalmente, como zahorra, y por ello con un valor puramente local, se han aprovechado en Foldada.

Siete pequeñas arcilleras, generalmente con hornos de cocción hoy inactivos, sirvieron para elaborar tejas y ladrillos en Dehesa de Montejo, Pomar de Valdivia, Quintanilla de las Torres, Lomilla, y Mave. Incluso puede mencionarse hasta hace treinta años la existencia de pequeñas adoberas próximas a los núcleos urbanos, como la arcillera de Nogales de Pisuerga.

Arena para construcción se obtuvo en los pequeños areneros de Dehesa de Montejo, Villarén de Valdivia y Lomilla. En la actualidad es grande la Cantera de Quintanilla de las Torres en la que se obtiene arena y, en menor proporción, grava silíceas; también para material de construcción, y elaboración de hormigones, existen pequeños areneros en Villarén de Valdivia y Olleros de Pisuerga.

Las frecuentes gravas existentes en el ámbito de la Hoja se aprovechan como áridos naturales (gravas silíceas y arenas) en las graveras de mediano tamaño de La Vid de Ojeda, Menaza y Cabria. La localizada en Olleros de Pisuerga sólo sirve como planta clasificadora. Anecdóticamente se cita la antigua obtención de conglomerados aptienes (por ello cementados y consiguientemente con muy baja rentabilidad) en una pequeña gravera en Puebla de San Vicente.

En las inmediaciones de Aguilar de Campóo existió un horno de calcinación para obtención de yeso de baja calidad como material de construcción. Las antiguas explotaciones (galerías) han sido reactivadas y hoy se obtiene yeso (y anhidrita) que se aprovecha para la fabricación de cemento en Mataporquera.

5.1.3.2. *Descripción de los materiales*

a) Calizas

Debido a que el aprovechamiento de los materiales carbonatados no ha sido apenas selectivo, por su mayoritario aprovechamiento como áridos de machaqueo, los indicios están constituidos por calizas, ocasionalmente dolomitas, con carácter masivo o incluso tableado. Complementariamente, estas canteras sólo han precisado tener buenos accesos e incluir volúmenes considerables (lo que, debido a la morfología que originan, sucede en la mayoría de los afloramientos de este tipo de rocas).

El carácter tableado se ha tenido en cuenta para aprovechar como piedra de construcción las calizas y dolomías grises tableadas del Lias (Hettangiense-Sinemuriense) en Camesa y las calizas grises del Malm en Porquera de los Infantes.

La homogeneidad de la materia prima es alta para su utilización como áridos de machaqueo, así como su elevada cubicación, como se pone de manifiesto en los numerosos indicios existentes en materiales liásicos (calizas y dolomías grises tableadas, carniolas, calizas bioclásticas y oolíticas a techo); en las calizas grises del Malm-Cretácico inferior (Facies Purbeck) entre las que destaca la importante cantera de Villallano; y,

ocasionalmente, en el Dogger (alternancia de calizas, margas y margocalizas), Turoniense-Coniaciense (calizas y biocalcarentas), e incluso en travertinos y tobas pleistocenas.

Con criterio amplio, las características físicas obtenidas en el Mapa de Rocas Industriales correspondiente (IGME, 1974) asignan a las calizas jurásicas y cretácicas valores similares, que se sitúan en torno a 2,6-2,7 para el peso específico aparente; 2,7-2,8 para el peso específico real; 0,2% en absorción y 23-24 en desgaste los Angeles. Los valores químicos se establecen en 37-60% de $\text{CO}_3=$; 34-55% de CaO; variable contenido en Fe_2O_3 (0,08-0,5% que, ocasionalmente, puede llegar a superar el 4%), MgO (frecuentemente menos del 1% y más del 10% cuando se incluyen procesos de dolomitización), $\text{SO}_4=$ (desde menos de 0,10% a más del 2%), y SiO_2 (entre 0,1% y más del 20% según esté afectado el proceso químico de su génesis por mezcla con productos continentales).

b) Arcillas

Para el aprovechamiento económico de esta sustancia en productos cerámicos se han utilizado las lutitas rojas de las facies Purbeck y Weald, las lutitas grises y rojas albienses, las arcillas caoliníferas de facies Utrillas e incluso las lutitas rojas miocenas (Astaraciense). Se trata de yacimientos con reservas altas o muy altas; con muy bajo contenido en carbonatos (0-5% de calcita); variable presencia de SiO_2 en función de la mayor o menor inclusión de arenas (5-60% de cuarzo); de carácter illítico (20-70%) que en la F. Utrillas se enriquece en caolinita (15-60%), lo que mejora su carácter cerámico.

Las arcillas rojas de la facies Grijalba-Villadiego son, a nivel regional, ricas en calcita (10-20%) y en cuarzo (12-24%), con una proporción en filosilicatos del orden de 50-70%. En estos domina la illita (50-80%) y es frecuente la caolinita (10-20%), con variable contenido en esmectita que en ocasiones alcanza proporciones de 20-30%

c) Yesos

En la facie Keuper alcanzan una potencia de 20-30 m. Tienen importante presencia de anhidrita, la cual condiciona su aprovechamiento como material de construcción, con 70%-80% de SO_4Ca , 0,55% de Fe_2O_3 y ,98% de Al_2O_3 .

En la mina Santa Lucía (Aguilar de Campóo), hace treinta años se extraía, se calcinaba y se aprovechaba directamente el yeso como material de construcción. Actualmente éste se extrae en dos galerías (400-500 m de longitud y 20-30 m de altura) con molienda a 3-8 cm y utilización para obtención de cementos (fábrica de Mataporquera). Las reservas de esta mina son de 900.000 T seguras, 9.000.000 T probables y su producción alcanza 7.400 T/año (Sección de Minas de Palencia).

d) Arenas

Con importantes reservas y buena calidad se asocian a la facie Utrillas. Su granulometría presenta la moda en 0,5-0,75 mm, con un contenido del orden del 80% en la fracción 0,25-1,5 mm. Son fundamentalmente silíceas (60% de cuarzo, aproximada-

ROCAS INDUSTRIALES

NUMERO (Nº MRI)	COORDENA UTM	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL PROVINCIA	OBSERVACIONES		
				ACTIVIDAD EXPLOTADORA	TIPO DE EXPLOTACION	USOS
1 (379)	UN773430	Arcillas comunes (Facies Utrillas)	Dehesa de Montejo Palencia	Inactiva	Antigua arcillera. Pequeña	Cerámica
2 (380)	UN765423	Arenas (Facies Utrillas)	Dehesa de Montejo Palencia	Inactiva	Arenero. Pequeña	Construcción
3 (377)	Un869306	Calizas (Calizas grises Santoniense)	Santibáñez de Ecla Palencia	Inactiva	Cantera. Pequeña	—
4	UN875255	Gravas (Gravas silíceas. Terrazas bajas)	La Vid de Ojeda Palencia	intermitente	Gravera. Pequeña	Aridos naturales
5 (378)	UN873250	Gravas (Gravas silíceas. Terrazas bajas)	La Vid de Ojeda Palencia	Activa	Gravera. Mediana	Aridos naturales
6 (375)	UN374903	Calizas (Lías)	Aguilar de Campóo (Foldada). Palencia	Inactiva	Cantera. Pequeña	Zahorra
7 (376)	UN382897	Calizas (Lías)	Aguilar de Campóo (Foldada). Palencia	Inactiva	Cantera. Pequeña	Zahorra
8	VN010416	Gravas (Coluviones) (Menaza). Palencia	Aguilar de Campóo	Intermitente	Gravera. Mediana. Extracción	Aridos naturales
9 (356)	VN010416	Gravas (Gravas silíceas) (Plioceno)	Aguilar de Campóo (Cabri). Palencia	Intermitente	Gravera. Mediana. Extracción	Aridos naturales
10	VN016417	Arcillas comunes (Facies Weald)	Pomar de Valdivia (Quintanilla de las Torres) Palencia	Inactiva	Antigua arcillera. Tejera Pequeña-recubierta	Cerámica
11 (358)	VN026418	Arcillas comunes (Facies Weald)	Pomar de Valdivia (Quintanilla de las Torres) Palencia	Inactiva	Antiguas arcilleras. Pequeñas Extracción	Cerámica
12 (357)	VN028414	Arenas (F. Utrillas y conos aluviales)	Pomar de Valdivia (Quintanillas de las Torres) Palencia	Activa	Arenero. Extracción y clasificación Grande	Construcción
13 (354)	UN947388	Calizas (Calizas grises) (F. Purbeck)	Aguilar de Campóo Palencia	Inactiva	Cantera. Para el cierre del embalse de Aguilar. Grande	Relleno. Escollera

NUMERO (N° MRI)	COORDENA UTM	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL PROVINCIA	OBSERVACIONES		
				ACTIVIDAD EXPLOTADORA	TIPO DE EXPLOTACION	USOS
14	UN962393	Calizas (Calizas grises) (F. Purbeck)	Aguilar de Campóo Palencia	Inactiva	Cantera con horno. Mediana	Obtención de cal
15 (372)	UN966391	Yesos (y anhidrita) (F. Keuper)	Aguilar de Campóo Palencia	Activa	Dos galerías (400-500 m. longitud) 70-80% SO ₄ Ca. Pot: 15 m., buzam.:80 0 Extracción y molienda	Aglomerante para la obtención de cemento
16 (344)	UN970398	Calizas (Lías)	Aguilar de Campóo Palencia	Inactiva	Cantera. Pequeña	Aridos
17 (348)	UN978391	Calizas (Lías)	Aguilar de Campóo Palencia	Inactiva	Cantera. Pequeña	Aridos
18 (355)	UN981386	Calizas (Lías)	Aguilar de Campóo Palencia	Inactiva	Cantera. Pequeña	Aridos
19 (333)	UN995389	Calizas (Calizas grises (F. Purbeck)	Aguilar de Campóo Palencia	Inactiva	Cantera. Pequeña. Extracción	Aridos
20 (335)	VN005385	Arcillas comunes (Lutitas grises) (Albiense)	Pomar de Valdivia (Porquera de los Infantes) Palencia	Inactiva	Arcillera. Muy pequeña	Cerámica
21	VN019371	Arenas (F. Utrillas)	Pomar de Valdivia (Villarén de V.) Palencia	Intermitente	Arenero. Pequeño	Construcción
22 (338)	VN022361	Arenas (F. Utrillas)	Pomar de Valdivia (Villarén de V.) Palencia	Inactiva	Arenero. Pequeño	Construcción
23 (334)	UN997379	Calizas (Calizas grises) (F. Purbeck)	Pomar de Valdivia (Porquera de los I.)	Inactiva	Cantera. Pequeña. Extracción	Construcción y balasto
24	UN991378	Calizas (Lías)	Palencia Aguilar de Campóo (Camesa) Palencia	Inactiva	Cantera. Pequeña. Extracción	Construcción y balasto
25	UN992369	Gravas (Coluvión)	Pomar de Valdivia (Villallano) Palencia	Inactiva	Gravera. Pequeña	—
26 (328)	UN996360	Calizas (Calizas grises) (F. Purbeck)	Pomar de Valdivia (Villallano) Palencia	Activa	Cantera. Grande. Extracción, molinda y clasificación	Hormigones
27 (347)	UN968381	Calizas (Lías)	Aguilar de Campóo Palencia			
28 (373)	UN956385	Calizas (Alternancia (Dogger)	Aguilar de Campóo Palencia	Inactiva	Cantera. Pequeña. Extracción	Aridos

NUMERO (Nº MRI)	COORDENA UTM	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL PROVINCIA	OBSERVACIONES		
				ACTIVIDAD EXPLOTADORA	TIPO DE EXPLOTACION	USOS
29	UN955367	Calizas (Calizas grises) (F. Purbeck) Palencia	Aguilar de Campóo (Valoria de Aguilar)	Inactiva	Cantera. Muy pequeña. Extracción	Aridos
30	UN948358	Gravas (Coluviones)	Aguilar de Campóo (Valoria de Aguilar) Palencia	Inactivas	Cantera. Muy pequeña. Extracción	Aridos
32	UN932352	Arcillas comunes (Alb. F. Utrillas)	Aguilar de Campóo (Lomilla) Palencia	Inactiva	Arcillera. Pequeña. Extracción	Cerámica
33 (346)	UN948351	Arenas (F. Utrillas)	Aguilar de Campóo (Lomilla) Palencia	Inactiva	Arenero. Muy pequeña	Construcción
35	UN960349	Calizas (Cretácico superior)	Aguilar de Campóo (Valoria de Aguilar) Palencia	Inactiva	Cantera. Mediana	Aridos
36 (345)	UN945334	Arenas (F. Utrillas)	Aguilar de Campóo (Olleros de Pisuerga) Palencia	Activa	Arenero. Pequeño. Extracción	Construcción (y hormigones)
38	UN951331	Gravas	Aguilar de Campóo (Olleros de Pisuerga) Palencia	Activa	Pequeña. Planta de separación	Aridos
39	UN963320	Arcillas comunes (F. Utrillas)	Aguilar de Campóo (Mave) Palencia	Inactiva	Arcillera. Pequeña. Extracción	Cerámica
42 (339)	UN948310	Conglomerados	Alar del Rey (Puebla de San Vicente) Palencia	Inactiva	Gavera. Muy pequeña	Aridos naturales
43 (343)	UN939302	Calizas (Lías)	Alar del Rey (Puebla de San Vicente) Palencia	Inactiva	Cantera. Pequeña. Extracción	Aridos
46 (342)	UN984268	Calizas (Lías)	Rebolledo de la Torre Burgos	nactiva	Cantera. Muy pequeña. Extracción	Aridos y cal (en Alar del Rey)
47	UN930269	Calizas Travertinos y tobas (Pleistoceno)	Alar del Rey Nogales de Pisuerga Palencia	Inactiva	Cantera. Pequeña	Aridos
48 (340)	UN927252	Arcillas comunes (Astarciense)	Alar del Rey (Nogales de Pisuerga) Palencia	Inactiva	Arcillera. Pequeña	Adobes

MINERALES ENERGETICOS

NUMERO (Nº MRI)	COORDENA UTM	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL PROVINCIA	OBSERVACIONES		
				ACTIVIDAD EXPLOTADORA	TIPO DE EXPLOTACION	USOS
31	UN945358	Lignito (Apt. Albiense)	Aguilar de Campóo (Valoria de Aguilar)	Inactiva	Corta y plano inclinado. Potencia: 1,95 m.; P.C.S.: 3045 cal/gr.; Hum.: 23,6% Cenizas: 41,5%. Pequeña.	Térmico
34	UN957352	Lignito (Cenomaniense)	Aguilar de Campóo (Valoria de Aguilar) Palencia	Inactiva	Tres planos inclinados. Capa decimétrica. Pequeña.	Térmico
37	UN951333	Lignito (Cenomaniense)	Aguilar de Campóo (Olleros de Pisuerga) Palencia	Inactiva	Varios planos inclinados. Capa decimétrica; P.C.S.: 1064 cal/gr; Hum.: 14,8%; Cenizas: 70%	Térmico
40	UN965317	Lignito (Cenomaniense)	(Aguilar de Campóo (Villacibio) Palencia	Inactiva	Tres planos inclinados. Capa decimétrica. Pequeña	Térmico
41	VN005316	Lignito (Cenomaniense)	Aguilar de Campóo (Valdegama) Palencia	Inactiva	Un plano inclinado. Pequeña. Capa decimétrica.	Térmico
44	UN993282	Lignito (Cenomaniense)	Rebolledo de la Torre Burgos	nactiva	Varias galerías. Mediana. Capa decimétrica.	Térmico
45 (341)	VN000276	Lignito (Cenomaniense)	Rebolledo de la Torre Burgos	Inactiva	Una galería. Pequeña. Capa decimétrica. P.C.S.; 3559 cal/gr; c Hum.: 24,8% azufre: 1,15%	Térmico

mente) y en menor grado feldespáticas (K) con un 30% aproximadamente; presentan 0,02-0,4% de materia orgánica, con 18-90% de equivalencia en arena, siendo su composición química la siguiente: 0,3-20% CaO; 2-6% Al_2O_3 ; 0,2-1,4% Fe_2O_3 ; 55-98,5% SiO_2 . Incluyen gravas silíceas y arcillas caoliníferas que también suelen aprovecharse después de los procesos de clasificación.

e) Gravas

Pequeños aluviales y coluviones (arcillas, margas y cantos de calizas), con bajo interés económico, constituyen puntual y temporalmente buena materia prima para su utilización local como zahorra, a partir de materiales sin compactar, heterogéneos y que no precisan alcanzar gran desarrollo volumétrico.

Los conglomerados silíceos aptienses ofrecen importante tonelaje en gravas silíceas, pero su compactación dificulta, e incluso imposibilita, un correcto aprovechamiento económico.

5.2. HIDROGEOLOGIA

5.2.1. Hidrología

La Hoja de Prádanos de Ojeda está situada entre las provincias de Palencia y Burgos, y se caracteriza por presentar un relieve accidentado y abrupto.

En su fisiografía, se diferencian claramente dos zonas; una, al NE, más elevada y abrupta, y otra al SO, más baja y menos accidentada; en la primera, las cotas pueden superar los 1.200 m.s.n.m. mientras que en la zona SO varían entre 900 y 1.000 m.s.m.m.

El clima predominante es el Mediterráneo templado, con un régimen de humedad que lo califica de Mediterráneo seco.

La temperatura media anual es de 10 °C, con una temperatura media en el mes más frío, de 1-3 °C y para el mes más cálido, entre 16-20 °C.

La precipitación se ve afectada por la orografía. Según los datos del Plan Hidrológico del Duero, para el período 1940-85, la precipitación media en la Hoja osciló entre 600-800 mm.

La evapotranspiración potencial media está comprendida entre 600 y 700 mm.

En la red hidrográfica de la zona podemos destacar como cursos de agua permanente, el río Pisuerga, en cuyo sector septentrional se ubica el embalse de Aguilar de Campóo, encajándose posteriormente el río en terrenos mesozoicos, originando hoces y gargantas como las denominadas de Las Tuerces y La Heredada.

En la zona oeste de la Hoja y ya con dirección NO-SE, encontramos el río Burejo, cuya vega es aprovechada para el cultivo de regadío.

Según la zonación hidrológica establecida en el Plan Hidrológico del Duero, esta Hoja queda comprendida íntegramente en la Zona II (ver figura nº 3), concretamente en la denominada cuenca C-8 (Río Pisuerga hasta el río Valdavia).

Según el P.H.D la demanda de agua en el conjunto de esta cuenca es de 1,52 hm³/año para su uso urbano y 137,87 hm³/año para uso agrícola. Toda esta demanda se satisface, en un 99% con agua superficial.

Respecto a la calidad química de las aguas superficiales, existe un punto de la Red Oficial de Control de Calidad del MOPU, cuyo datos indican que las aguas del río Pisuerga resultan de una calidad excelente en todo su recorrido por la Hoja.

5.2.2. Hidrogeología

En este apartado se hace una descripción de los Sistemas Acuíferos que quedan comprendidos dentro de la Hoja, así como sus relaciones con los adyacentes, para poder entender el funcionamiento de éstos.

Así hay que mencionar el S.A Nº 8 o Terciario Detrítico Central del Duero y el S.A. Nº 9 o Unidad Kárstica del Noreste. (Ver figura nº 4).

Sistema Acuífero Nº 9

Está representado por los materiales mesozoicos de la zona oriental y noroccidental de la Hoja.

De muro a techo, se localizan los siguientes niveles acuíferos:

- Calizas y carniolas del Lías Inferior permeables por fisuración y karstificación aunque su alto grado de tectonización y por tanto, su compartimentación, reducen sus posibilidades acuíferas.
- Arenas y microconglomerados del Cretácico Inferior: este conjunto presenta, en general, unas permeabilidades bajas, comportándose como un acuitardo. Sin embargo, pueden encontrarse niveles de permeabilidad media, ligados a tramos con mayor proporción de detríticos gruesos, en los que puede localizarse alguna pequeña surgencia.
- Calizas y dolomías del Santoniense. Son los mejores niveles de acuíferos de la Hoja, con una permeabilidad alta por fracturación y karstificación; las calizas de *Lacazinas* del Santoniense-Campaniense presentan una permeabilidad similar, aunque su reducida extensión y su alta posición topográfica reducen su interés como acuífero.

Todos estos materiales están muy deformados y fracturados, lo que condiciona, en gran medida, el funcionamiento de los niveles acuíferos. La recarga de estos niveles se efectúa por infiltración de agua de lluvia y la descarga se realiza por medio de manantiales de caudal variable y, que surgen en el contacto de éstos niveles con materiales menos permeables.

Una salida importante se realiza a través de los ríos y arroyos que cortan los niveles permeables, aunque no existen datos de aforos diferenciales que lo corroboren.

Sistema Acuífero N° 8

Los materiales que pertenecen a este sistema son los terrenos terciarios que afloran en la mitad oeste de la Hoja, y concretamente pertenecen a la Cuenca del Duero.

Litológicamente, este sistema se caracteriza por la disposición de los materiales detríticos que lo constituye en lentejones de gravas y arenas aleatoriamente distribuidos en una matriz limo-arcillosa en la disposición típica de relleno de cuenca. En esta Hoja predomina la facies de borde (Paleógeno y Neógeno Inferior), donde tanto la proporción de lentejones arenosos como la granulometría de los sedimentos es mayor. Esta circunstancia influye en la permeabilidad del conjunto, haciendo que ésta varíe ampliamente de un punto a otro.

Estos materiales de borde actúan como zonas de recarga para el resto del acuífero detrítico (S.A. N°8) ya que, a su través, el acuífero calcáreo cede subterráneamente parte de sus recursos al acuífero terciario.

No existen, dentro del ámbito de la Hoja, datos relativos a niveles piezométricos ni a la calidad del agua y prácticamente no existe explotación de los recursos de agua subterránea.

Los materiales cuaternarios presentes en la Hoja tienen una permeabilidad media, aunque por su escaso desarrollo y poca potencia sólo tienen un interés muy puntual estando muy influenciados por su relación con los ríos.

5.3. CARACTERISTICAS GEOTECNICAS GENERALES

Para la elaboración de este apartado se ha realizado una síntesis donde se exponen las características geotécnicas de los materiales que constituyen la Hoja de Prádanos de Ojeda. Se presenta un Mapa de Síntesis Geotécnica a escala 1:100.000 en la Documentación Complementaria.

Esta síntesis trata de recoger una información complementaria al Mapa Geológico Nacional, que pueda simplificar los futuros estudios geotécnicos.

La superficie de la Hoja se ha dividido en Areas, y posteriormente cada Area en Zonas. El criterio seguido para la división de estas Areas ha sido fundamentalmente geológico, entendido como una síntesis de aspectos litológicos, tectónicos, geomorfológicos e hidrogeológicos, que analizados en conjunto, dan a cada zona una homogeneidad en el comportamiento geotécnico.

Se describe la permeabilidad, el drenaje, la ripabilidad, la posibilidad de deslizamientos, hundimientos y otros riesgos, y por último, se valora cualitativamente la capacidad de carga media del terreno. Toda estas definiciones son orientativas por lo que deben utilizarse a nivel de estudio informativo y/o anteproyecto.

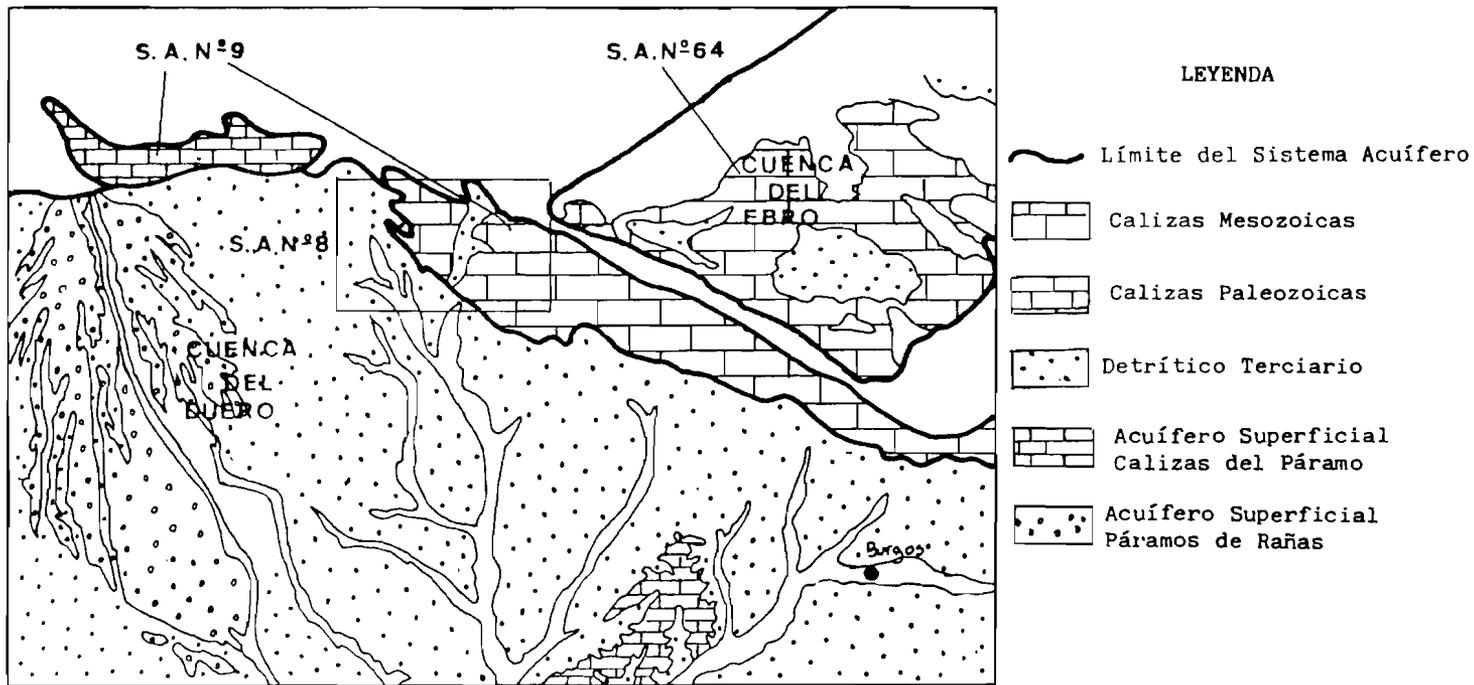


Fig. 4.- Esquema hidrogeológico regional.

5.3.1. División en Areas y Zonas geotécnicas. Características generales

En el esquema de síntesis se presentan seis Areas (I, II, III, IV, V y VI), que se definen de la siguiente manera:

Area I.

Representa los materiales paleozoicos (Carbonífero).

Areas II, III y IV.

Comprenden los materiales mesozoicos (Triásico, Jurásico y Cretácico).

Area V.

Agrupar a los materiales terciarios (Paleógeno-Neógeno).

Area VI.

Incluye todos los depósitos cuaternarios.

Estas áreas se han dividido en diecisiete zonas:

- Area I.** Zona I₁
- Area II.** Zona II₁
- Area III.** Zonas III₁, III₂, III₃, y III₄
- Area IV.** Zonas IV₁, IV₂ y IV₃
- Area V.** Zonas V₁, V₂, V₃, V₄ y V₅
- Area VI.** Zonas VI₁, VI₂ y VI₃

Cada Zona se define y agrupa a las siguientes unidades cartográficas del Mapa Geológico Nacional:

- Zona I₁** Son lutitas y areniscas carboníferas. Unidades cartográficas: 1 y 2.
- Zona II₁** Corresponde a arcillas rojas y yesos de la Facies Keuper. Unidad cartográfica: 3.
- Zona III₁** Son calizas, dolomías, margocalizas y carniolas del Lías. Unidad cartográfica: 4.
- Zona III₂** Son margocalizas y arcillas del Dogger. Unidades cartográficas: 5, 6, 7 y 8.
- Zona III₃** Corresponde a las calizas, del Jurásico Superior. Cretácico inferior. Unidades cartográficas: 9, 10 y 11
- Zona III₄** Se han agrupado las calizas, arcillas y areniscas del Cretácico inferior. Unidades cartográficas: 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19.

- Zona IV₁** Corresponde a la Fm. Utrillas. Son arenas pardas y blancas con arcillas. Unidades cartográficas: 20 y 21.
- Zona IV₂** Son calizas y dolomías del Cretácico superior. Unidades cartográficas: 22, 23, 25, 26, 27, 29 y 31.
- Zona IV₃** Son margas y arcillas, de la misma edad que la zona anterior. Unidades cartográficas: 24, 28, 30, 32 y 33.
- Zona V₁** Materiales paleógenos-neógenos, formados por conglomerados calcáreos y silíceos. Unidades cartográficas: 34, 35, 39, 40 y 41.
- Zona V₂** De la misma edad que la zona anterior, son arcillas rojas y conglomerados. Unidades cartográficas: 36, 37 y 38.
- Zona V₃** Corresponde a materiales arcillosos, donde se intercalan paleocanales discontinuos. Son de edad neógena. Unidad cartográfica: 42.
- Zona V₄** Se han agrupado margas blancas, margocalizas blancas y lutitas rojas. Unidad cartográfica: 43.
- Zona V₅** Materiales correspondientes al Neógeno superior, formado por gravas y arcillas ocre. Unidades cartográficas: 44, 45 y 46.

A continuación se describen los materiales cuaternarios:

- Zona VI₁** Corresponde a los niveles de terraza, son gravas, arenas y arcillas. Unidades cartográficas: 48, 49 y 50.
- Zona VI₂** Son los depósitos que forman los coluviones, glaciares y conos de deyección, están constituidos por arcillas, limos, arenas y cantos. Unidades cartográficas: 47, 52 y 53.
- Zona VI₃** Corresponde a la llanura aluvial y fondo de valle. Son arenas, arcillas y cantos. Unidades cartográficas: 51 y 54.

ZONA I₁. Unidades 1 y 2

Características litológicas:

Es una zona que se encuentra reducida exclusivamente a una pequeña mancha, en el ángulo noroccidental de la Hoja. Son lutitas negras y areniscas. A veces aparecen niveles de carbón. Se les atribuye una edad Westfaliense-Sthephaniense.

Características geotécnicas:

Son materiales impermeables, si bien puede existir una cierta permeabilidad secundaria a través del diaclasado; el drenaje se efectúa principalmente por escorrentía subterránea.

Son materiales con un grado de dureza variable, por lo tanto la ripabilidad variará en todos sus términos.

La capacidad de carga del conjunto puede definirse como media. En general, el comportamiento geotécnico del macizo rocoso estará ligado a la frecuencia de diaclasado, que en esta zona es elevado.

ZONA II, (3)

Características litológicas:

Se han agrupado materiales lutítico-arcillosos de color rojo; igualmente aparecen niveles de yeso. Tectónicamente constituyen materiales plásticos que favorecen los niveles de despegue.

Características geotécnicas:

Son materiales impermeables, por lo tanto su drenaje se efectúa exclusivamente por escorrentía superficial. Pueden existir lugares donde los yesos han sufrido procesos de disolución y existan sumideros por donde el agua pueda penetrar.

La ripabilidad es muy variable de los términos arcillosos a los yesíferos, mientras que la capacidad de carga en la zona puede clasificarse como media-baja. Normalmente son litologías que pueden presentar importantes condicionantes geotécnicos, cabe destacar la alta agresividad tanto del suelo como de las aguas que por esa zona circulen, ello nos debe alertar en tomar medidas anticorrosivas con los materiales utilizados en las obras. Igualmente pueden resultar problemáticos, los lugares donde la disolución de los yesos es importante, dado que puede producirse colapso. Por último, las arcillas pueden presentar problemas relacionados con la expansividad.

ZONA III, (4)

Características litológicas:

Se ha agrupado una serie de materiales carbonatados que aparecen dispuestos sobre los materiales en F. Keuper. Son calizas y dolomías grises tableadas, carniolas y niveles de calizas bioclásticas y oolíticas atribuidas a una edad Triásico terminal-Sinemuriense.

Características geotécnicas:

Son materiales catalogados como permeables y semipermeables, por lo tanto el drenaje se efectúa por infiltración principalmente, aunque también exista por escorrentía superficial.

No son ripables, siendo su capacidad de carga alta y media, solamente en zonas muy fracturadas y karstificadas, ésta puede ser menor, requiriéndose estudios específicos. Como se ha mencionado, los condicionantes geotécnicos más importantes que presentan estos materiales son la alta fracturación y la karstificación, lo que puede provocar caídas de bloques y hundimientos.

ZONA III, (5, 6, 7 y 8)

Características litológicas:

Es una zona donde se han agrupado margocalizas, calizas y arcillas (ritmita), cuya edad atribuida abarca desde el Sinemuriense al Calloviense. En el relieve se originan formas suaves, solamente alteradas por los niveles de caliza que son los que destacan.

Características geotécnicas

En la zona, la permeabilidad se dará en todos sus términos, por lo tanto el drenaje se efectúa por escorrentía más infiltración.

Al tratarse de materiales dispuestos rítmicamente, la ripabilidad será muy variable, es decir las margas y arcillas se excavarán con facilidad, no así los términos calizos que necesitarán el uso de explosivos.

La capacidad de carga, varía entre alta para las calizas y baja para las arcillas. El condicionante geotécnico más importante, lo constituye la gran variabilidad de propiedades geotécnicas, que se dan en una serie donde alternan materiales con diferente comportamiento, como es en este caso.

ZONA III₃ (9, 10 Y 11)

Características litológicas:

La litología predominante en la zona son calizas grises, si bien aparecen igualmente lutitas, areniscas, conglomerados, margas y niveles carbonosos; se les atribuye una edad que abarca desde el Kimmeridgiense al Berriasiense.

Características geotécnicas:

En conjunto son materiales permeables, principalmente por fracturación y karstificación. El drenaje es aceptable principalmente por infiltración, aunque también existirá por escorrentía.

La ripabilidad de las calizas es nula, debiéndose emplear explosivos para su excavación.

La capacidad de carga es alta, si bien puede estar condicionada al grado de diaclasado y karstificación, pudiendo existir zonas con problemas de hundimiento.

ZONA III₄ (12, 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19)

Características litológicas:

Se han agrupado litologías de naturaleza variada constituidas por areniscas, conglomerados, arcillas, lutitas, margas y niveles de caliza, cuya edad atribuida abarca desde el Berriasiense al Albiense.

Características geotécnicas:

Presentan todos los términos referidos a la permeabilidad, dependiendo del tipo de material predominante.

El drenaje, se efectúa por escorrentía más infiltración. La ripabilidad, se presenta igualmente en todos sus términos, desde la fácil excavabilidad que ofrecen las arcillas a la de conglomerados y calizas que no son ripables.

La capacidad de carga varía entre alta en el sustrato calizo y de areniscas y media-baja en las arcillas. El condicionante geotécnico más significativo es el debido a la amplia heterogeneidad de materiales, cuyo comportamiento será de gran variabilidad.

ZONA IV₁ (20 Y 21)

Características litológicas:

Se han agrupado las arenas pardas y blancas con intercalaciones arcillosas, pertenecientes a la F. Utrillas (Albiense superior-Cenomaniense), y los niveles areniscosos con intercalaciones de lutitas del tránsito superior.

Características geotécnicas

Se trata de una formación permeable cuyo drenaje se efectúa por infiltración y algo por escorrentía.

Son materiales excavables y de fácil erosionabilidad, la capacidad de carga en general es media-baja.

Pueden producirse, en las cimentaciones, asientos diferenciales.

ZONA IV₂ (22, 23, 25, 26, 27, 29 y 31)

Características litológicas:

Se han agrupado los términos carbonatados del Cretácico superior. Son calizas biocalcareónicas y dolomías que resaltan en el relieve, originando las mesas o loras que forman el paisaje de la región.

Características geotécnicas

Son materiales permeables, principalmente por fracturación y karstificación, siendo el drenaje aceptable por infiltración.

La ripabilidad es nula y la capacidad de carga alta, si bien puede estar condicionada al grado de diaclasado y karstificación.

Por este motivo pueden existir zonas con problemas de hundimiento.

ZONA IV₃ (24, 28, 30, 32 y 33)

Características litológicas:

Corresponde a una alternancia de margas, margocalizas, calizas, yesos y arcillas del Cretácico superior.

Características geotécnicas:

El conjunto se comporta como impermeable, el drenaje se efectúa por escorrentía. Su ripabilidad es muy variable entre ripable y no ripable, al igual que la capacidad de carga que varía entre media y baja.

En conjunto son materiales de fácil erosionabilidad y es posible la presencia de niveles expansivos y de concentraciones de sulfatos.

ZONA V₁ (34, 35, 39, 40 y 41)

Características litológicas:

Se trata de materiales conglomeráticos de origen calcáreo y silíceo, con alto grado de cementación. En la zona también aparecen niveles esporádicos de arcillas rojas.

Características geotécnicas:

Debido al alto grado de cementación, se consideran materiales impermeables, si bien pueden tener una cierta permeabilidad de carácter secundario a través del diaclasado.

El drenaje, prácticamente en su totalidad, se efectúa por escorrentía. La ripabilidad es nula, y la capacidad de carga alta-media.

Es una zona en la que no se aprecian condicionantes geotécnicos específicos.

ZONA V₂ (36, 37 y 38)

Características litológicas:

Se han agrupado materiales de fina granulometría, constituidos por arcillas, donde se intercalan niveles de conglomerados y calizas.

Características geotécnicas:

Son materiales impermeables, aunque pueden existir niveles que presenten una cierta permeabilidad.

El drenaje se efectúa principalmente por escorrentía y algo por infiltración.

De fácil ripabilidad, son materiales con una capacidad de carga media-baja.

Los condicionantes geotécnicos más relevantes son la posible presencia de asientos diferenciales, la fácil erosionabilidad, así como la probable expansividad de las arcillas.

ZONA V₃ (42)

Características litológicas:

Muy semejante a la zona anterior, se han agrupado los niveles arcillosos con paleocanales discontinuos de conglomerados y areniscas.

Estos conglomerados son poligénicos, de espesor métrico, fundamentalmente calizas y silíceos, con matriz arenosa y cemento calcáreo.

Los materiales de fracción fina (arcillas), que son los predominantes, presentan tonos rojos, con un contenido mineralógico donde la Illita es el componente fundamental.

Características geotécnicas:

En conjunto son materiales impermeables, por lo tanto, el drenaje en la zona se efectúa por escorrentía.

Se excavan con facilidad, a excepción de los canales. Geomorfológicamente en la zona se producen frecuentes acaravamientos.

La capacidad de carga es media-baja, siendo probable los asientos importantes, en algún caso diferenciales.

La fácil erosionabilidad completa los condicionantes geotécnicos más importantes.

ZONA V₄ (43)

Características litológicas:

Son margas blancas, margocalizas blancas y calizas grises, cuya edad atribuida es Aragoniense superior. Afloran en las proximidades de la Vid de Ojeda y Prádanos, extendiéndose hacia el Sur.

Características geotécnicas

Son impermeables, siendo el drenaje por escorrentía. Se ripan con facilidad y la capacidad de carga en conjunto se puede catalogar como media-baja. Son materiales de fácil erosionabilidad, con posibles propiedades expansivas.

ZONA V₅ (44, 45 y 46)

Características litológicas:

Está constituida principalmente por gravas y conglomerados silíceos con intercalaciones de lutitas, cuya edad corresponde al Mioceno superior-Plioceno.

En general presentan una escasa compactación.

Características geotécnicas:

En conjunto, hidrogeológicamente, se comportan como materiales permeables y semi-permeables, aunque pueden existir zonas totalmente impermeables, concretamente donde predominen las arcillas ocreas.

El drenaje por lo tanto se efectúa por escorrentía más infiltración. De fácil ripabilidad, presentan una capacidad de carga variable entre media y baja.

Los condicionantes geotécnicos más relevantes, en estos depósitos, son la escasa compactación y la posibilidad de aparición de asientos diferenciales.

ZONA VI₁ (48, 49 y 50)

Características litológicas:

Corresponden a los depósitos conglomeráticos que constituyen las terrazas fluviales. Aparecen en las vertientes de los ríos Pisuerga, Payo, Burejo y Reitobas.

Son gravas, arenas y arcillas. La litología de los cantos es fundamentalmente cuarcítica. En esta zona se han incluido las tobas y travertinos, si bien no tiene representación cartográfica en esta síntesis.

Características geotécnicas

Presentan permeabilidad por porosidad intergranular y un drenaje por infiltración.

Son materiales que se excavan con facilidad, con capacidad de carga media. Los condicionantes geotécnicos que suelen presentar estos tipos de depósitos son la presencia de áreas con asientos diferenciales.

Igualmente el nivel freático a escasa profundidad, puede provocar fenómenos de agotamiento en zanjas y excavaciones que le afecten.

ZONA VI₂ (47, 52 y 55)

Características litológicas:

Se han agrupado los materiales que constituyen los glaciares, coluviones y conos de deyección. Se localizan en laderas y fondos de valle.

Son arenas y cantos, limos y arcillas, en general poco coherentes.

Características geotécnicas

Son materiales que presentan una permeabilidad variable entre permeables y semipermeables.

El drenaje se efectúa por escorrentía e infiltración. De fácil excavabilidad, su capacidad de carga varía entre media y baja.

Se podrán producir, en las cimentaciones, asientos diferenciales, pudiendo existir niveles de agua colgados. En pendientes moderadas, existe la posibilidad que se produzcan pequeños deslizamientos.

ZONA VI₃ (51 y 54)

Características litológicas:

Son arenas, arcillas, y cantos que constituyen los fondos de valle y llanuras de inundación. Las características litológicas son muy similares a las de las terrazas, si bien en este caso la matriz es más abundante y de granulometría más fina.

Características geotécnicas

Son materiales permeables, cuyo drenaje se efectúa por escorrentía más infiltración.

La excavabilidad está asegurada, siendo su capacidad de carga baja y muy baja.

La escasa compactación de este tipo de depósitos puede provocar asientos importantes, y en ciertos casos de tipo diferencial.

Un condicionante geotécnico constituye el nivel freático a escasa profundidad, el cual puede provocar problemas de agotamiento en zanjas y excavaciones que le afecten, igualmente son zonas sometidas a riesgo de inundación.

LEYENDA

AREA	ZONA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	CARACTERISTICAS GEOTECNICAS
VI	IV ₃	51 Y 54	CUATERNARIO	Holoceno L: Llanura de inundación y fondos de valle. Arena, arcillas y cantos. P: p Q: b-m, b D: i+e Rp: r R: Problemas de inundación. N. Freático alto. Problema de agotamiento en zanjas y excavaciones. Asientos diferenciales. Escasa compactación.
	VI ₂	47, 52 y 53		Pleist-Hol L: Glacis, coluviones y canos. Arcillas, limos, arenas y cantos. P: p+ep Rp: r D: i+e Q: m-b R: Posibilidad de niveles coleados de agua. En pendientes moderados, posibilidad de deslizamientos.
	VI ₁	48, 49 y 50		Pleistoc. L: Terrazas, gravas, arenas y arcillas. P: p Rp: r D: i Q: m R: Posibilidad de asientos diferenciales. Nivel freático alto. Problemas de agotamiento en zanjas y excavaciones.
V	V ₅	44, 45 y 46	TERCIARIO	Neogeno L: Gravas y arcillas ocreas. P: p+ep Rp: r D: i+e Q: m-b R: Escasa compactación. Posibilidad de asientos diferenciales.
	V ₄	43		L: Margas blancas, margocalizas blancas y calizas grises. P: i Rp: r D: e Q: m-b R: Fácil erosionabilidad. Niveles expansivos.
	V ₃	42		L: Arcillas con paleocanales discontinuos. P: i Rp: r D: e Q: m-b R: Posibilidad de asientos diferenciales. Fácil erosionabilidad.
	V ₂	36, 37 y 38		L: Arcillas rojas, conglomerados y areniscas. P: i, sp Rp: r D: e+i Q: m-b R: Posibilidad de asientos diferenciales. Fácil erosionabilidad. Posibles niveles expansivos.
	V ₁	34, 35, 39, 40 y 41		L: Conglomerados calcáreos. P: i (sp por fracturación) Rp: n, r D: e Q: a- m R: No se aprecian condicionantes geotécnicos específicos.
IV	IV ₃	24, 28, 30, 32 y 33	CRETACICO	Superior L: Margas y arcillas. P: i Rp: r, n, r D: e Q: m-b R: Fácil erosionabilidad. Niveles expansivos.
	IV ₂	22, 23, 25, 26, 27, 29 y 31		L: Calizas y dolomías. P: p Rp: n, r D: i Q: a R: Posibles hundimientos en áreas carstificadas.
	IV ₁	20 y 21		Inferior L: Arenas pardas y blancas con arcillas. F. Utrillas. P: p Rp: r D: i Q: m-b R: Asientos diferenciales. Fácil erosionabilidad.
III	III ₄	12, 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19	JURASICO	L: Calizas, arcillas y areniscas. P: p, sp, i Rp: r, n, r D: i+e Q: a- m R: En arcillas posibles niveles expansivos.
	III ₃	9, 10 y 11		Malm L: Calizas. P: p Rp: n, r D: i+e Q: a R: Posibilidad de hundimiento en áreas carstificadas.
	III ₂	5, 6, 7 y 8		Dogger L: Margocalizas y arcillas. P: i, sp, p Rp: r, n, r D: e+e Q: a, m R: Variables condiciones geotécnicas.
	III ₁	4		Lias L: Calizas, dolomías, margocalizas y carniolas. P: p-ep Rp: n, r D: i+e Q: a, m R: Alto diaclasado, fracturación y carstificación.
II	II ₁	3	TRIASICO	L: Arcillas rojas y yesos. F. Keuper. P: i Rp: r- n, r D: e Q: m-b R: Agresividad, hundimientos por disolución y niveles expansivos.
I	I ₁	1 y 2	CARBONIFERO	L: Lutitas y areniscas. P: i Rp: n, r- r D: e Q: m R: Alta fracturación.

6. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO (PIG)

En la Hoja de Prádanos de Ojeda se han inventariado y catalogado trece Puntos de Interés Geológico habiéndose seleccionado y desarrollado seis de ellos.

En líneas generales no se han observado lugares que precisen de especial protección con vistas a su conservación como patrimonio natural, aunque en algunos de ellos, además de su interés geológico la belleza paisajística quizás lo recomiende.

6.1. RELACION DE PUNTOS INVENTARIADOS

La relación de los puntos inventariados es la siguiente:

- Sección del Cretácico inferior (Facies Purbeck-Weald) de Quintanillas de las Torres.
- Triásico y Jurásico inferior en Aguilar de Campóo.
- Sección del Jurásico medio-superior de la Estación de Aguilar de Campóo.
- Monte Bernorio.
- Las Tuerces.
- Sección del Cretácico inferior de Olleros de Pisuerga.
- Anticlinal de Villaescusa de Ecla.
- Sección de Becerril del Carpio.
- Sección del Jurásico en Rebolledo de la Torre.
- Cretácico superior en Dehesa de Montejo.
- Paleógeno del valle de Perazancas.
- Paleógeno de Colmenares.
- Sección del Terciario de San Andrés del Arroyo-Santibañez de Ecla.

6.2. TESTIFICACION DE LA METODOLOGIA

La testificación realizada de la metodología que se ha empleado permite afirmar que la relación de los puntos seleccionados e inventariados refleja con cierta exactitud las características geológicas de la Hoja ya que del total de los puntos inventariados tienen como interés principal:

Geomorfológico	8%
Sedimentológico	46%
Estratigráfico	39%
Estructural	7%

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

INTERES PRINCIPAL

DENOMINACION DEL PUNTO

Estratigráfico:

- Triásico y Jurásico inferior de Aguilar de Campóo.
- Monte Bernorio.
- Sección de Becerril del Carpio.
- Paleógeno del valle de Perazancas.
- Paleógeno de Colmenares.

Sedimentológico:

- Sección del Cretácico inferior (Facies Purbeck-Weald) de Quintanilla de las Torres.
- Sección del Jurásico medio-superior de la Estación de Aguilar de Campóo.
- Sección del Cretácico inferior de Olleros de Pisuegra.
- Sección del Jurásico en Rebolledo de la Torre.
- Cretácico superior en Dehesa de Montejo.
- Sección del Terciario de San Andrés del Arroyo-Santibañez de Ecla.

Estructural:

- Anticlinal de Villaescusa de Ecla.

Geomorfológico:

- Las Tuerces

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

Por último, se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE), existe para su consulta un informe más amplio con descripciones y documentación gráfica de los puntos inventariados y seleccionados.

7. BIBLIOGRAFIA

- AEROSERVICE LTD (1967). *Mapa Geológico de la Cuenca del Duero*. Escala 1:250.000. Inst. Nacional de Colonización e Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- AGUILAR, M.J. (1975). «Sedimentología y paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica» *Estudios Geológicos*, 31; 1-213.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 6, 7-29.
- ALBERDI, M.T., LOPEZ, N., MORALES, J., SESE, C. y SORIA, D. (1981). Bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de los Valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios geol.*, 37: 503-511.
- ALMELA, D.A.; ALVARADO, D.A.; BADILLO, D.L. (1956). Explicación de la Hoja nº 133, Prádanos de Ojeda (Palencia). *Mapa Geol. España 1/50.000*, IGME, nº 265, H.
- ALONSO GAVILAN, G., ARMENTEROS ARMENTEROS, I., DABRIO GONZALEZ, C.J. y MEDIAVILLA LOPEZ, R.M. (1987). Depósitos lacustres terciarios de la cuenca del Duero (España). *Studia Geologica Salmanticensia*, 1:XXIV: 3-47.
- ALVARADO, M.M. (1983). Evolución de la Placa Ibérica. *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, 1: 21-54.
- ALVAREZ SIERRA, M.A., GARCIA MORENO, E. Y LOPEZ MARTINEZ, N. (1985). Biostratigraphy and paleoecological interpretation of Middle-Upper Miocene successions in continental sediments of the Duero basin, Northern Spain. *Abstract VIII Congress of the RCMNS, Budapest, 1985: 56-67*.
- ALVARO. M. CAPOTE, R. and VEGAS. R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.* 14: 172-177.
- ARAGONES, E. (1978). *Mapa Geológico de España a E 1:50.000*. Memoria de la Hoja 16-09 (Saldaña). IGME. Minst. de Industria.
- ARAGONES, E. (1978). Informe sedimentológico sobre las Hojas geológicas MAGNA de la transversal Norte-Sur de la Cuenca del Duero. IGME. Inédito.
- ARANZAZU, J. M. (1877). Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Com. Geol. de España*, 4: 39 pp.
- ARMENTEROS. I. (1986). *Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno del sector suroccidental de la Depresión del Duero*. Ed. de la Dip. de Salamanca. Serie Castilla y León. 470 pp.
- ARMENTEROS, I. GONZALEZ, J.A.; CIVIS, J. y DABRIO, C. (1986). El problema del Neógeno superior en la Cuenca del Duero: Nuevos Datos Paleontológicos (invertebrados) en el sector Peñafiel-Almazán. *Estudia Geológica Salmanticensia*, 22: 277-291.

- BOILLOT, G., AUXIETRE, J.L., DUNAND, J.P., DUPEUBLE, P.A. y MAUFFRET, A., (1979). «The northwestern Iberian Margin: a Cretaceous passive margin deformed during Eocene». In: M. Talvani, W. Mayet and W.B.F. Ryan (eds) *Deep sea Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment*. M. Ewing Series, Washington D.C. Amer Geophy., Union 3: 138-153.
- BRAGA, J.C.; COMAS RENGIFO, M.J.; GOYA, RIVAS P. y YEBENES, A. (1988). El Lías inferior y medio en la zona central de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Camino, Santander) *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*. Instituto de Estudios Riojanos, 1988, 13.
- CAMARA RUPELO, P. (1989). La terminación estructural occidental de la cuenca vasco-cantábrica. *Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (A.G.G.E.P.) Libro Homenaje a Rafael Soler*, 27-35.
- CARBALLEIRA, J. (1969). El Cretácico del SE de Cervera de Pisuerga. *Breviora Geológica Astúrica*. Universidad de Oviedo, 4.
- CARBONELL, G. (1969). Les ostracodes du Miocene Rhodien. Systématique, biostratigraphie écologique, paleobiologie. *Doccum. Lab. Geol. Fac. Sci., Lyon*, 32 (1-2): 1-169.
- CAREZ, L. (1881). Etude des terrains cretaces et tertiaires du Nord de L'Espagne. Fac. Sciences Paris (Tesis Doctoral), 323 pp.
- CARRERAS, F. (1978). *Mapa Geológico de España E 1:50.000*. Memoria de la Hoja 16-10 (Carrión de los Condes) IGME. Minist. de Industria.
- CIRY, R. (1939). Etude geologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74, 504 pp.
- CIVIS, J.; GARCIA, J.M. y JIMENEZ, E. (1982). Ostracofauna de la facies «Cuestas» en el borde occidental de la Cuenca del Duero. *1ª Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geológico Mineros*, 6 (1), 153-167.
- COLMENERO, J.R.; MANJON, M.; GARCIA RAMOS, J.C. y VARGAS, I. (1982). Depósitos aluviales cíclicos en el Paleógeno del borde N. de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico-Mineros*, IGME, 6 (1): 185-196.
- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A., POL. C. y ARMENTEROS, I. (1978): Las facies miocenas del sector sur de la Cuenca del Duero. *Pub. Dpto. Estratigrafía, Universidad de Salamanca*, 9, 7-15.
- CRUSAFONT, M. y VILLALTA, J.F. (1954). Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta Castellana. *Tomo extr. de la Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 215-227.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1960). Sobre la caracterización del Vallesiense. *Not y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 60, 109-126.

- DAHAN, H (1966). Stratigraphie und palaeogeographie in Kantabrischen Jura (Spanien). *Tesis Univ. Bonn. Beih. Geol, JB. 44:* 13-54.
- DEL OLMO SANZ, A. y MARTINEZ-SALANOVA SANCHEZ, J. (1989). El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las Cuencas del Duero y Tajo. *Studia Geológica Salmanticensia*, 5: 55-69.
- EVERS, H.J. (1967): Geology of the Leonides between the Bernesga and the Porma rivers. Cantabrian mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Medel*, 41; 83-151.
- FEUILLE, P. y RAT, P. (1971). Structures et paléogeographies Pyrénéo. Cantabriques. *Publ. Inst. Fr. du Pet, Col. coloc. y sem*, 22 (2) 1: 48.
- FLOQUET, M. Y LACHKAR (1979). Précisions stratigraphiques, paléogéographiques et premières descriptions de mégaspores dans le Cénomanién supérieur en Espagne du Nord. *Reveu de micropaléontologie*, 22 (3): 134-155.
- FLOQUET, M., ALONSO, A. y MELENDEZ, A.(1982). El Cretácico de España. Univ. Complutense de Madrid: 387-453.
- FREYTET, P. (1973). Petrography and paleoenvironment of continental carbonates with particular reference to the U. Cretaceous and L. Eocene of Languedoc. *Sedimentary Geology*, 10: 25-60.
- GARCIA DE CORTAZAR Y PUJALTE, V. (1982). Litoestratigrafía del Grupo Cabuérniga (Malm-Valanginiense inferior) al S de Cantabria-NE de Palencia. *Cuadernos Geología Ibérica*, 8: 5-21.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982). Tectónica sinsedimentaria en el Aptiense y Albiense de la región Vasco-cantábrica occidental. *Cuadernos Geología Ibérica*, 8: 23-26.
- GARCIA MORENO, E. (1988). The Miocene rodent biostratigraphy of the Duero basin (Spain): a proposition for a new Aragonian/Vallesian limit. *Paleontologia i Evolució*, 22:103-112.
- GARCIA RAMOS, J.C.; COLMENERO, J.R.; MANJON, M. Y VARGAS, I. (1982). Modelo de sedimentación en los abanicos aluviales de clastos carbonatados del borde N. de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico-Mineros*, IGME 6 (1): 275-289.
- GLADFELTER, B.G. (1971), *Meseta and Campiña Landforms in Central Spain*. Univ. Chicago. Dep. Geogr. Research Paper, 130: 204 pp.
- GONZALEZ, I.A., VALLE, M.F., SIERRO, F., y FLORES, J. (1986). Distribución de los foraminíferos, moluscos y ostrácodos en el Neógeno de la Cuenca del Duero. Aspectos más significativos. *Estudia Geológica Salmanticensia*, XXII, 277-291.
- GONZALEZ, A.; PARDO, G. Y VILLENA, J. (1988). El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congreso de Geología de España S.G.E. Granada*, I: 175-184.

- GOY, J.L.; PEREZ GONZALEZ, A.; PORTERO, J.M. y ZAZO, C. (1980). Aportaciones para un modelo de Mapa de Formaciones Superficiales en España. *1ª Reunión Nacional sobre Geología Ambiental y Ordenación del Territorio (Santander). Comunicaciones*, 1, 111-131.
- GRACIA PRIETO, J.F.; NOZAL MARTIN, F.; PINEDA VELASCO, A. y WOUTERS DE VRIERS, P.F. (1990). «Superficies de erosión neógenas y neotectónicas en el borde NE de la Cuenca del Duero». *Geogaceta*, 7: 38-40.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1915). Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Memorias de la Comisión de Investigación Paleontológica y Prehistórica*, 5, 75 pp.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1930). Sobre la extensión del Neógeno en el Norte de la alta planicie de Castilla la Vieja. *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 30.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1932). Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales de la Cordilera Central. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 32: 456-460.
- HERAIL, G. (1984). *Geomorphologie et géologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de L'Espagne*. Ed. du CNRS. 506 p. Toulouse.
- IGME (1970). *Mapa Geológico de España a E 1:200.000, 1ª serie. Burgos (nº 20)*. Minist. de Industria.
- IGME (1970). *Mapa Geológico de España a E 1:200.000, 1ª serie. Reinosa (nº 20)*. Minist. de Industria.
- IGME (1973). *Mapa Metalogenético de España a E 1:200.000, 1ª serie. Burgos (nº 20)*. Servicio Publicaciones del Minist. de Industria.
- IGME (1973). *Mapa Metalogenético de España a E 1:200.000, 1ª serie. Reinosa (nº 20)*. Servicio Publicaciones del Minist. de Industria.
- IGME (1976). *Mapa de Rocas Industriales a E 1:200.000. Burgos (nº 20)*. Servicio de Publicaciones del Minist. de Industria.
- IGME (1984). «Exploración geológica-minera de lignitos en varias áreas del norte de la provincia de Burgos». Ministerio de Industria y Energía.
- IGME (1976). *Mapa de Rocas Industriales a E 1:200.000. Reinosa (nº 11)*. Servicio de Publicaciones del Minist. de Industria.
- KARRENBERG, H. (1934). Die postvarische entwicklung des Cantabro-Asturischen gebirges (Nordwestspanien). *Publ. Extra. Geol. España (C.S.I.C.)*. (Traducción , J.G. Llarena. 1946), 3: 103- 225.
- LARRAZET, M. (1985). Notas estratigráficas y paleontológicas acerca de la provincia de Burgos. *Bol. Com. Map. Geol. Esp.* 1 (22): 121- 143.

- LOBATO ASTORGA, L. (1974). *Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva*. Institución «Fray Bernardino de Sahagún». Excma. Diputación Provincial (C.S.I.C.), León, 1977.
- LOPEZ MARTINEZ, N. y SANCHIZ, F. DE B. (1979). Los primeros microvertebrados de la Cuenca del Duero: listas faunísticas preliminares e implicaciones bioestratigráficas y paleofisiográficas. IGME, *1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca, Temas Geológico Mineros*, IGME, 6 (1): 341-353.
- LOPEZ MARTINEZ, N., SESE BENITO, C. y SANZ GARCIA, J.L. (1977). La microfauna (Rodentia, Insectivora, Lagomorpha y Reptilia) de las fisuras del Mioceno medio de Escobosa de Calatañazor (Soria, España). *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 8: 47-73.
- LOPEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J.P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAANS, R.; DIAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MORALES, J.; PORTERO, J.M.; ROBLES, F.; SANTIESTEBAN, C. y TORRES, T. (1985). Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *VIII th Congress of the Regional Committe on Mediterranean Neogene Stratigraphy Symposium on Late Cenozoic Mineral Resources. Hungarian Geological Survey. Abstracts.*, LXX: 383-391.
- LOPEZ MARTINEZ, N., GARCIA MORENO, E., ALVAREZ SIERRA, M.A. (1986). Paleontología y Bioestratigrafía (Micromamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensis*, XXII: 191-212.
- LOPEZ, N.; GARCIA E. y ALVAREZ, M:A. (1986). Paleontología y bioestratigrafía (micro-mamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la Cuenca del Duero. *Estudia Geológica Salmantinensia*, XXII, 191-212.
- MABESOONE, J. M. (1959). «Tertiary and Quaternary Sedimentation in a part of the Duero Bassin (Palencia, Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 24: 21-180.
- MABESOONE, J.M. (1961). La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca del Duero. (Provincia de Palencia). *Estudios Geol.*, 17: 101-130.
- MANJON, M.; COLMENERO, J.R.; G. RAMOS, C. y VARGAS, I. (1979). Génesis y distribución espacial de los abanicos aluviales siliciclásticos del Terciario Superior en el borde N. de la Cuenca del Duero (León-Palencia), *1ª Reun. Geol. Cuenca del Duero. Temas Geológico Mineros IGME (1982)*, 6 (1): 357-370.
- MANJON, M.; RAMOS, L.C.; COLMENERO, J.R. y VARGAS, I. (1979). Procedencia, significado y distribución de diversos sistemas de abanicos aluviales con clastos poligénicos en el Neógeno del borde N. de la Cuenca del Duero. *1ª Reun. Geol. Cuenca del Duero. Temas Geológico Mineros. IGME. (1982)*, 6 (1): 373-388.
- MANJON RUBIO, M. (1969). *El Terciario de Herrera de Pisuerga*. Tesis de Licenciatura Univ. Oviedo (Inédito).

- MARTIN-SERRANO, A. (1988). *El Relieve de la Región Occidental Zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del macizo Herpérico* (Inst. De Estudios Zamoranos «Florián de Ocampo». Dip. Zamora. 311 pp.
- MARTIN-SERRANO, A. (1989). Características, rango, significado y correlación de las series ocreas del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensis*, 5: 239-252.
- MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C.J. (1989). Las calizas del Páramo en el sur de la provincia de Palencia. *Studia Geologica Salmanticensis*, 5: 273-291.
- MEDIAVILLA, R.M. (1986-87). Sedimentología de los yesos del Sector Central de la Cuenca del Duero. *Acta Geol. Hisp*, 21- 22 (I): 35- 44.
- MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C.J. (1986). La sedimentación continental del Neógeno en el sector Centro-Septentrional de la depresión del Duero. (Prov. de Palencia). *Studia Geologica Salmanticensis*, XXII: 111- 132.
- MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C.J. (1988). Controles sedimentarios neógenos en la depresión del Duero (sector central). *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 187-195.
- MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C.J. (1989). Análisis sedimentológico de los conglomerados de Tariego (Unidad 4. Neógeno de la Depresión del Duero). *Studia Geologica Salmanticensis*, 5: 293-310.
- MELLENDEZ, A., PARDO, G., PENDON, J.G. y VILLENA, J. (1979). Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno superior. *1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca, Temas Geológico Mineros, IGME (1982)*, 6 (2): 415-429.
- MENGAUD (1920). *Recherches géologiques dans la région Cantabrique*. Liv. Sc. J. Hermann, 374 pp.
- MEGIAS, A.G. (1982) introducción al análisis tectosedimentario. Aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V congreso latinoamericano de geología*, 1: 385-402.
- MEIN, P. (1975). Proposition de biozonation du neogène Méditerranéen a partir des mamifères. *Actas I Col. Int. Biostra. Neog. Sup. Cuat. Inf. Trab. Neog. Cuat.*, 4: 112-113.
- MOLINA, E. y ARMENTEROS (1986). Los arrasamientos Plioceno y Plio-pleistoceno en el sector suroriental de la cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensis*, 22: 293- 307.
- OLIVE DAVO, A.; PORTERO GARCIA, J.M.; DEL OLMO ZAMORA, P.; ARAGONES VALLS, E.; CARRERAS SUAREZ, F.; MOLINA E.; GUTIERREZ ELORZA (1979). El sistema de terrazas del río Carrión. *1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero Salamanca. Temas Geológico Mineros, IGME (1982)*, 6 (2): 451-463.

- OLMO, P. DEL, y PORTERO, J.M. (1982). Hoja MAGNA de Dueñas (Nº 311).
- ORDOÑEZ, S. Y GARCIA DEL CURA, M.A. (1976). Estudio de las facies detríticas del Terciario continental del Sector oriental de la Cuenca del Duero. *Estudios Geol.*, 32: 179-88.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trabajos Neógeno Cuaternario*, 9: 19-32
- PEREZ GONZALEZ, A. (1982). *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral Editorial de la Univ. Complutense de Madrid. 787 pp.
- PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS MINONDO, L.; BRELL, J.M y BERTOLIN PEREZ, M. (1971). Las series continentales al E. de la Sierra de Altomira. *Congreso Hispano-Luso-Americano Geol. Econ. Madrid-Lisboa*, 1: 367-376.
- PORTERO GARCIA, J.M., OLMO ZAMORA, P., RAMIREZ DEL POZO, J. Y VARGAS ALONSO, I. (1979). Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca, *Temas Geológico Mineros, IGME (1982)*, 6 (1): 11-37.
- PORTERO, J.M.; DEL OLMO, P. y OLIVE, A. (1983). El Neógeno de la transversal Norte-Sur de la Cuenca del Duero. «Geología de España». Tomo II Libro Jubilar J.M. RIOS, *IGME 2*: 494- 501.
- PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984). Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el sistema central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). 1º Congreso Español de Geología, 3, pág. 253- 263.
- POZO, M. CARAMES, M, FONOLLA, F. (1984). Estudio mineralógico, geoquímico y paleontológico de los materiales de transición de facies fluviales a evaporíticas en el sector central de la Cuenca del Duero. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, V (II): 95-113.
- PUJALTE, V. (1981). Sedimentary Succession and Palaeoenvironments within a Fault-Controlled Basin: the «Wealden» of the Santander Area, Northern Spain, *Sediment. Geol.*, 28: 293-325.
- PUJALTE, V. (1982a). La evolución paleogeográfica de la cuenca «Wealdense» de Cantabria. *Cuad. Geol. Ibér.*, 8: 65-83.
- PUJALTE, V. (1982b). Unidades litoestratigráficas del tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense de I Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro. In: «*El Cretácico de España*»: 51-62, Madrid (Univ. Complutense).

- PUJALTE, V. (1985). The «Wealden» Basin of Santander. In: MILA, M.D., & ROSSEL, J. (Eds.): *6th European Regional Meeting, Excursion n° 5, Day 3*: 351-371, Intern. Assoc. Sedimentol., Lleida, Spain.
- PUJALTE, V. (1988) La cuenca lacustre de Aguilar de Campóo (Jurásico superior) y sus relaciones con la falla transcurrente de Ventaniella. Simposio sobre cuencas en régimen transcurrente. *II Congreso Geología de España*. Granada S.G.E, Simposios: 135-144.
- PUJALTE, V. Y ROBLES, S. (1988). Evolución tectoestratigráfica de la cuenca lacustre de Aguilar de Campóo (Malm, Palencia y Cantabria). *II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*. Instituto de Estudios Riojanos, 95-114
- PUJALTE, V.; ROBLES, S. Y VALLES, J.C. (1988). El Jurásico marino de las zonas de alto sedimentario relativo del borde SW de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Rebolledo de la Torre, Palencia). *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía el Jurásico de España*. Instituto de Estudios Riojanos: 85-93
- QUESADA, S.; PUJALTE, V.; ROBLES, S.; VICENTE, J.C. (1990). Las Formaciones esponjiolíticas del Dogger de la región Vasco-Cantábrica. Características y posibilidades petrolíferas. *Geogaceta*, 7: 26-28.
- RAMIREZ DEL POZO; J. (1969). Síntesis estratigráfica y micropaleontología de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España, 68 pp. (Cepsa).
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). Algunas observaciones sobre el Jurásico de Alava, Burgos y Santander. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 2: 491-508.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, 78 (3 vol.): 357 pp.
- RAT, P. (1950). *Les Pays Crétacés Basque-Cantabrique (Espagne)*. Thèse. Fac. Sc. Publi. Univ. Dijon, XVIII, 525 pp.
- RAT, P. (1959). *Les Pays Crétacés Basque-Cantabriques (Espagne)*. Publ. Univ. Dijon, 18: 1- 525 pp.
- RAP, P. (1963) Problemes du Crétacés inferieur dans les Pyrénées de l'Espagne. *Sonderd. Geol. Rudschau*, 53: 205-220.
- RAT, P. (1963). A propos du Wealdien Cantabrique: transgressions and regressions marines climatiques. *C.R. Acad. Sci. París*, 256: 455- 457.
- RAT, P. (1982). Factores condicionantes en el Cretácico de España. *Cuad. Geol. Iber.* 8: 1059- 1076.

- RAT, P. (1988). The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European Plates: some facts but still many problems. *Revista de la Soc. Geol. de España*, 1-3: 327-348.
- ROBLES, S.; PUJALTE V. Y VALLES, J A.C. (1988). Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía el Jurásico de España. Instituto de Estudios Riojanos*, 13: 185-198.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. y HEREDIA, N. (1988). Evolución tectosedimentaria de una cuenca de antepaís ligada a una cadena arqueada. El ejemplo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (zona Cantábrica, NO de España). *II Congreso Geológico de España. Granada, Simposios*: 65-75.
- ROYO GOMEZ, J. (1992). El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. *Com. Invest. Paleontol. Prehist., Madrid*, 30 (5): 223 pp.
- ROYO GÓMEZ, J. (1926). Tectónica del Terciario continental ibérico. *Bol. Inst. Geol y Min. de España*, XLVII: 131- 168.
- ROYO GOMEZ, J. (1929). Nuevos yacimientos de Mamíferos miocenos en la Provincia de Valladolid. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 29: 105- 112.
- SAENZ GARCIA, C. (1932). Notas para el estudio de la facies wealdica española. *Asoc. Esp. para el progreso de las Ciencias*, 5 (4): 59- 76.
- SAENZ GARCIA, E. (1940). «Notas acerca de la estratigrafía de la parte occidental del país Vasco y NE de la provincia de Burgos». *Las Ciencias*, 5 (1): 53- 87.
- SALOMON, J. (1970). Sur la stratigraphie des formations «Wealdienses» de la bordure sud-est du massif asturien. *C.R. somm. S.G.F.*, 3: 75- 77.
- SALOMON, J. (1980). *Les formations continentales du Jurassique superieur et du Crétacé inferieur en Espagne du Nord (Chaines Cantabrique et Iberique)*. Tesis. Universidad. Dijon.
- SANCHEZ BENAVIDES, F. J.; DABRIO, C.J. y CIVIS, J. (1989). Interpretación paleoecológica de los depósitos lacustres neógenos de Castrillo del Val (Noreste de la Depresión del Duero). *Studia geologica Salmanticensia*, 5: 311-331.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1978). Planteamiento provisional de la distribución de facies de la Cuenca del Duero. Proyecto MAGNA. IGME (Inédito).
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; PAVON MAYORAL, I.; GARCIA ARGÜESO, J.M; MANJON, M. y COLMENERO, J.R. (1975). *Mapa Geológico de España*. E 1.50.000. 2ª serie. Astudillo (237). IGME. Minist. de Industria.

- SCHRIEL, W. (1945). La Sierra de La Demanda y los Montes Obarenes. *Inst. Juan Sebastián Elcano, C.S.I.C. Madrid* (Traduc. del alemán por L. García Sainz y J.G. Llarena).
- SCHWENZNER, J.E. (1986). *Zur Morphologie des zentral spanischen Hochlandes*. Geog. Abh., 3 (10): 128 pp.
- SERRANO OÑATE, A. MATINEZ DEL OLMO, W. y CAMARA RUPELO, P. (1989). Diapirismo del Triás salino en el dominio Cántabro-Navarro. *Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (A.G.G.E.P.). Libro Homenaje a Rafael Soler*.
- SEVILLA GARCIA, P. (1988). Estudio paleontológico de los Quirópteros del Cuaternario español. *Paleontología i Evolució*, 22: 113-233.
- SOLE SABARIS, L. (1952). España. Geografía Física I. «Geografía de España y Portugal» de M. DE TERRAN, Ed. Montaner y Simón, S.A.; pp. 1-500, Barcelona.
- VALENZUELA, M; GARCIA-RAMOS, J.C. and SUAREZ DE CENTI, C. (1986). The Jurassic Sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 16: 121-132.

