



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS 23 · MADRID-3

I.S.S.N.: 0373-2096



IGME

315

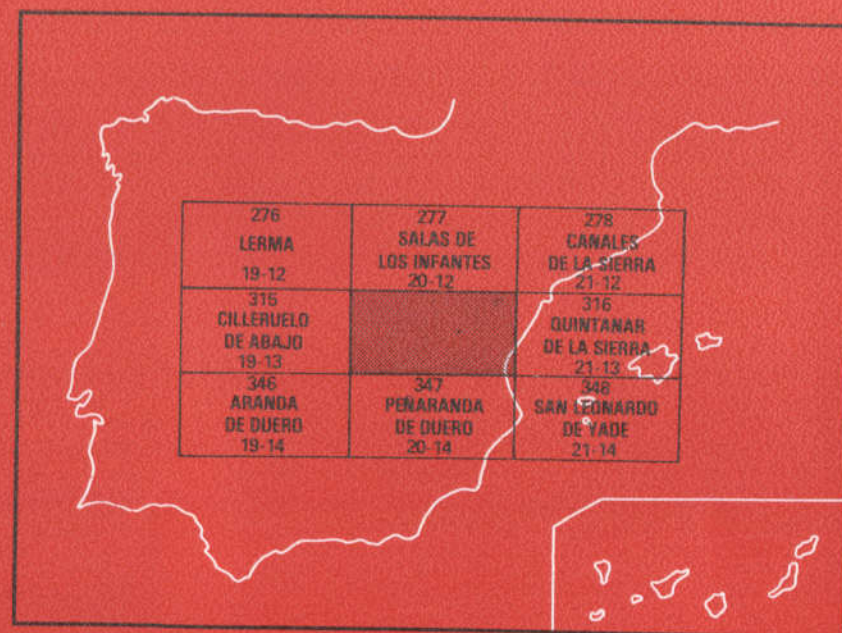
20-13

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SANTO DOMINGO DE SILOS

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

SANTO DOMINGO
DE SILOS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Universidad Politécnica de Madrid, bajo normas, dirección y supervisión del I.G.M.E.

Dicho trabajo se ha efectuado a través de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, por encargo a la Cátedra de Estratigrafía, Paleontología, Hidrogeología y Geología del Petróleo, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Geología del Campo, Síntesis Paleontología, Sedimentología y Fotogeología: Indalecio Quintero Amador, Hermenegildo Mansilla Izquierdo y Carlos Martínez Díaz.

Colaboración total: Salvador Barrio Cruz (Maestro de Laboratorio de la Cátedra).

Colaboración en Micropaleontología: Luis Granados Granados.

Colaboración en Campo: José María Zapardiel Palenzuela, Ingeniero de Minas; José Alberto Josa Mutuberría y otros alumnos de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe, para su consulta, una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-25292-1982

SSAG. Industria Gráfica - C/. Lenguas, 4-3.º - Madrid - 21 (Villaverde)

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION Y RASGOS GENERALES

La Hoja de Santo Domingo de Silos está situada entre los meridianos 3°11'10,5" y 3°31'10,5" de longitud Oeste, y los paralelos 41°50'4,5" y 42°0'4,5" de latitud Norte. Se encuentra, pues, geográficamente enclavada en las estribaciones meridionales de la Cordillera Ibérica, en una zona de transición entre la llanura del Duero, al Sur, y la agreste Sierra de la Demanda, al Norte.

Corresponde al número 315 del Mapa Topográfico Nacional y todo su territorio pertenece a la provincia de Burgos, excepto la parte meridional oriental, que corresponde a la de Soria. Su numeración, según el Mapa Militar, es 20-13.

Geológicamente se encuentra en la orla mesozoica de Cameros, que va a unirse desde el umbral de Ateca con las cadenas Vascogóticas, quedando limitada al Sur por la Cuenca terciaria de Duero-Almazán. Este condicionamiento geológico determina que, tanto las características del Jurásico, como las del Eocretáceo, sean comparables con las de la Cordillera Ibérica, en tanto que el Neocretáceo presenta mayores analogías con los sedimentos del Vascogótico.

1.2. ANTECEDENTES

El primer trabajo geológico relativo al área que nos ocupa es debido

al Ingeniero de Minas don José María de Aránzazu. Su obra, realizada en 1877, es de carácter general sobre las provincias de Guadalajara, Soria, Burgos y Logroño, limitándose a describir sucintamente la topografía, cursos de agua, fuentes, tipo de suelos agrícolas, períodos geológicos existentes y minerales de aplicación industrial, citando en este apartado la existencia de asfalto en las areniscas cretácicas de la comarca.

En 1855, Palacios y Sánchez estudian la formación wealdica en las provincias de Soria y Logroño y su separación con el Jurásico. Resaltaron, también en el Wealdense, los cristales de pirita que ya habían observado Aránzazu y Palacios en el Jurásico.

Al parecer, fue Larrazet el primero que en la región oriental de la provincia de Burgos, atribuyó el tramo de arenas coloreadas al Eocretáceo y no al Cenomanense.

En 1896, Chudeau separa, por primera vez en la región, el Turonense y el Senonense, incluidos por P. Palacios en el tramo de calizas duras y acantiladas del Cenomanense.

Como nota curiosa de estos antecedentes aparece un catálogo de hachas prehistóricas confeccionado en 1901 por C. Izquierdo en que hace referencia a 16 de Moncalvillo en diabasa y fibrolita de diversos colores y tonalidades, 11 en Castrillo de la Reina en diorita, gneis y fibrolita y, por último, otras 11 en Rabanera del Pinar en diorita verdosa y fibrolita de varios colores.

En 1933, los geólogos alemanes Richter y Teichmüller estudian la tectónica general de la Cordillera Ibérica. Tres años después, Clemente Sáenz García, comprobaba la existencia del Garumnense en diversas áreas de la región soriana.

En 1941, José María Ríos inicia una serie de trabajos de cartografía geológica, por los bordes sorianos de la cuenca del Duero, trabajos que proseguirán hasta 1956 y que constituyen una notable aportación en la concepción geológica de la zona y otras áreas limítrofes.

En 1956 aparece la Hoja Geológica de Fuentearmegil hoy San Leonardo de Yagüe, elaborada por Ríos, Quintero y Trigueros. Quizá merezca destacarse, en particular, el descubrimiento de restos óseos de dinosaurios en las inmediaciones de Cubilla, como consta en un trabajo redactado por Lapparent, Quintero y Trigueros. Este descubrimiento da a conocer, por primera vez en España, la presencia de dinosaurios en el Danés en facies Garumnense, considerado, entonces, como Cretáceo terminal y en la actualidad como Paleoceno.

El mismo Iguanodóntido, atribuido al *Rhabdodon priscum* MATH, se encuentra en esta Hoja de Santo Domingo de Silos, en el subtramo medio del Garumnense, al Sur de «El Cogorro» y, por tanto, en el mismo nivel que el de Cubilla.

En 1866, G. Tischer publica un detallado estudio sedimentológico, estratigráfico y tectónico sobre el Wealdense de las montañas ibéricas occidentales, recopilación de todos los conocimientos anteriores, mejorados con aportaciones propias. Divide la serie wealdica en cinco grandes grupos que denomina: «Tera», «Oncala», «Urbión», «Enciso» y «Oliván», con desarrollos espaciales variados, debido a unas condiciones paleogeográficas muy complejas.

En 1974, P. Brenner y J. Wiedmann publican nuevas aportaciones al conocimiento del «Weald» Celtibérico Septentrional y sus relaciones paleográficas. Disentimos en algunas apreciaciones, tales como la ubicación de la serie de Talveila en las características de la parte occidental de la Sierra de Cameros, antes bien, nos parece que la parte inferior del Grupo de Tera es todavía de edad jurásica, incluso bastante más al Oeste en la proximidad de Pinilla.

En 1975, J. Wiedmann da a conocer las investigaciones que viene realizando desde 1960 sobre las subdivisiones biostratigráficas del Cretáceo Superior de la Cordillera Ibérica. En Soria, según Wiedmann, el límite entre el Albense y el Cenomanense sigue siendo litostratigráfico; el Cenomanense tendría unos 55 m. de margas, margocalizas y calcarenitas, con fósiles de ambiente sublitoral de poca profundidad. El Turonense comenzaría en un banco de calizas nodulosas con *Fallotites subconciiliatus hispanicus* y *F. robustus*. Esto indicaría la existencia de un «hard-ground» en el Cenomanense terminal y Turonense inferior, al que considera como tramo III para llegar hasta el VII, todos ellos caracterizados por fauna de Ammonites.

Al Coniaciense atribuye Wiedmann, también por analogía con el Vascogótico, la parte superior del banco de 20 m. de las calizas anteriores y un paquete de 25 m. de margocalizas bien estratificadas que le sigue. En nuestra zona la potencia del Coniaciense, caracterizado por la presencia de *Pycnodonta vesicularis* LAM, es mucho mayor y es dudoso su límite superior que suele comprender el Santiense Inferior.

Finalmente Wiedmann, hace algunas precisiones sobre los tramos superiores para llegar a la facies Garumnense que considera Maastrichtiense, al menos en parte, por la presencia de *Lychnus vidali*.

También nosotros llegamos a esa conclusión por la datación de niveles de Charáceas y por la sedimentación continua que se observa por encima de los niveles del Santiense-Campaniense, sin hiato visible ni discordancia.

Por último, perteneciente al Plan MAGNA, se ha publicado la Hoja 1:50.000 de Salas de los Infantes, ubicada al Norte de Santo Domingo de Silos. También merece destacarse la aportación científica que, dentro del Plan Nacional de la Minería, representa el interesante trabajo sobre prospección de lignitos en Burgos-Soria, que realizan el I.G.M.E.

y E.N.A.D.I.M.S.A., donde se siguen los conocimientos y metodología más modernos.

2. ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía de la Hoja de Santo Domingo de Silos está representada por formaciones mesozoicas, a partir del Retiense-Hettangiense, y por las cenozoicas tanto preorogénicas como posorogénicas.

Del estudio de todas las formaciones aflorantes, desde el Triásico terminal al Cuaternario, pueden sacarse numerosas conclusiones que aclaran la tectónica regional y la edad relativa de sus diversas fases.

2.1. JURASTICO (J).

2.1.1. Retiense-Hettangiense (1)

Constituye un tramo de naturaleza esencialmente dolomítica y morfología de resalte suave que aflora a lo largo del frente de cabalgamiento que se extiende desde la salida de la carretera de Hontoria del Pinar hasta unos 2 km. al E-SE de Mamolar. La dirección del frente es aproximadamente O. NO-E. SE.

La serie estratigráfica comienza con un paquete de dolomías grises y fértidas, muy fisuradas en bancos de unos 30 cm., sobre el que yacen dolomías masivas de tonalidades claras y a continuación dolomías grises y rosadas en alternancia, pasando a bancos de constitución algal que por dolomitización secundaria conduce a carniolas rojizas o arenosas.

Al techo del tramo se observan algunas micritas intraclásicas en tránsito al Sinemuriense-Pliensbaquiense.

Las microfacies sugieren como siempre para este tramo un medio de depósito marino restringido de nivel energético muy bajo e hipersalino. La dolomitización es casi singenética con aporte de lejías megnesianas a los fangos calizos y a las esporádicas formaciones algales.

En algunas muestras se reconocen secciones de moluscos inclasificables, así como algas.

La potencia total del Retiense-Hettangiense puede estimarse aproximadamente en 60 m., si bien, se presenta generalmente incompleto.

2.1.2. Sinemuriense-Pliensbaquiense (2)

El Sinemuriense está constituido por calizas micríticas y margocalizas, claramente diferenciable del tramo infrayacente en atención a sus

características litológicas, en tanto que su separación del Pliensbaquiense es bastante artificial, si bien existen, en muchos casos, suficientes rasgos morfológicos, litológicos y hasta paleontológicos que permiten considerar el Sinemuriense como piso independiente.

En la presente Hoja no son acusados los rasgos morfológicos y lo hemos incluido en un conjunto con el piso inmediato.

En la base se encuentran calizas litográficas a sublitográficas (micritas) con niveles esporádicos de entroques o criquina.

Tanto las micritas como las biomicritas e, incluso, alguna biomicrudita se presentan en bancos de 20 a 80 cm., con intercalaciones centimétricas de margas.

Estos niveles hacia techo pasan a bancos menos potentes con mayor importancia de las margas intercaladas que alcanzan los 25 ó 30 cm. de espesor. Este banqueado pasa a una alternancia rítmica de margas grises amarillentas y biomicritas arcillosas en capas más delgadas que las anteriores.

Las últimas características apuntan claramente al Pliensbaquiense que continúa por margas grises con intercalaciones centimétricas de biomicritas nodulosas en un episodio no superior a los 10 m., finalizando con alternancia rítmica de margas y biomicritas arcillosas antes de llegar a un nuevo episodio margoso típico del Toarciense.

El medio de depósito ha evolucionado desde el tipo lagoon del Retiense-Hettangiense al intermareal del Sinemuriense, con formación de bancos masivos de micritas, interrumpidos por escasas intercalaciones margosas con superficies ferruginizadas. Posteriormente, y ya en el Pliensbaquiense, el medio evoluciona nuevamente desde intermareal a plataforma exterior, con leves pulsaciones en la subsidencia y aportes terrígenos finos que origina la alternancia de margas y calizas.

La fauna clasificada consiste en:

Braquiópodos —*Tetrahynchia tetraedra* (SOW.), *Terebratula edwardsi* (DAV.), *Waldheimia quadrifida* (SOW.), *Zeilleria indentata* (SOW.), var. *quialosensis* CHOFF, *Zeilleria sarthacensis* (D'ORB.), *Lobothyris punctata* (SOW.) y *Spiriferina rostrata* SCHLOT.

Lamelibranchios —*Gryphaea obliqua* SOW, *Pseudopecten aequivalvis* SOW, *Pecten pumilus* LAM, *Mytilus scalprum* SOW, *Pholadomya ambigua* SOW, *Pleuromya unioides* ROEM y *Unicardium ? janthe* D'ORB.

Gasterópodos —*Pleurotomaria* sp.

Belemnites —*Nannobelus* sp, *Hastites clavatus* (SCHLOT) y *Passaloteuthis paxillosus* (SCHLOT).

Casi toda la fauna clasificada corresponde al Pliensbaquiense y su rasgo más señalado desde el punto de vista paleontológico es la aparición de Myaceos junto con Rhynchonellaceos y Terebratulaceos.

La microfauna es trivial, con *Crinoides*, *Ostrácodos*, *Fronicularia*, *Eggerella* y *Ophthalmidiidos*, durante el Sinemuriense, mientras en el Pliensbaquiense se reconocen: *Espículas*, *Coralarios*, *Serpúlidos*, *Lingulina tenera*, *Lenticulina*, *Marginulina*, *Nodosaria*, *Lituosepta*, *Fronicularia*, *Brotzenia*. etc.

La potencia total del tramo sobrepasa los 60 m. sin alcanzar los 80.

2.1.3. Toarciense (3)

Aparece tanto en el pliegue cabalgante de Moncalvillo, como en la estructura de análogas características que se extiende desde Mamolar al vértice Calera (1.126 m.), pasando por Pinilla de los Barruecos. Su litología es similar a la del Pliensbaquiense si bien se muestra en el Toarciense un predominio de las margas en la alternancia de éstas con las margocalizas, lo que se manifiesta en una topografía de formas deprimidas.

El régimen intermareal, instaurado al final del Pliensbaquiense, evoluciona de nuevo durante esta época a plataforma exterior con débiles aportes terrígenos y subsidencia de equilibrio, en pulsaciones sucesivas que origina la serie margo calcárea de acusada ritmicidad, en tanto que hacia techo se encuentran micritas litográficas y margas en cuenca más restringida, donde aparecen ya algunos Ammonites del Aeleniense.

La fauna, muy abundante, ha sido clasificada en numerosas muestras que puede simplificarse de la siguiente manera:

Braquiópodos —*Tetrahynchia batalleri* DUBART, *Lobothyris punctata* (SOW), *Zeilleria jauberti* DESL, *Terebratula cf. sphaeroidalis* SOW y *Spiriferina alpina* (BUCH).

Lamelibranchios —*Gryphaea cymbium* (LAW.), *Chlamys textorius* (SCHLOT) y *Pseudopecten aequivalvis* (SOW).

Belemnites —*Rhabdobelus exilis* (D'ORB) y *Passalotheutis* sp.

Ammonites —*Harpoceras* sp, *Hildoceras bifrons* (BRUG), *Grammoceras* sp, *Dumortieria* sp, *Whitbyceras* sp y *Onychoceras ? differens* WUNSTORF.

El *Harpoceras* corresponde a la *hémera falciferi* que es la número 2 de BUCKMAN, en tanto que el *Hildoceras bifrons* (BRUG) representa la *hémera bifrontis* o número 3.

Las otras hémeras también parecen estar representadas, por ejemplo la *striatuli* (número 6 de BUCKMAN) por el *Grammoceras* y otras más altas por el *Whitbyceras opalinum* (REIN) pertenecen a niveles del Aeleniense, rodados desde bancos topográficamente más altos.

La microfauna de *Nodosaria*, *Lingulina*, *Gaudryina*, *Espículas* y *Equinodermos*, es completamente trivial.

La potencia del Toarciense puede estimarse en unos 15 m.

2.1.4. Dogger (4)

Comienza con niveles de micritas litográficas y margas con *Leioce-ras opalinum* (REIN) y *Dumortiera levesquei* (D'ORB) típicos del Aale-niense, a los que siguen calizas dolomíticas y margas lumaquéllicas.

Durante esta época hay una notoria evolución hacia secuencias regresivas con niveles de micritas litográficas y micritas dolomitizadas intercaladas en la serie, en un medio intermareal que evoluciona a supramareal, culminando con depósito de barros dolomíticos en un dominio hipersalino de baja energía.

Continúa la secuencia carbonatada bioclástica con biomicruditas de crinoides, intrabiomicritas y micritas litográficas pardas, con separación de láminas de margas versicolores llegando, finalmente, a biomicritas ligeramente arenosas que pasan progresivamente a biosparitas limo arenosas con fósiles, esparitas y biosparuditas de glauconita y tonalidad cremosa.

La parte más alta de Dogger se encuentra en la serie de Moncalvillo y corresponde a los niveles de *Macrocephalites macrocephalus* (SCHUL) y, por tanto, al Calloviense Inferior.

La potencia del Dogger es de 30 a 40 m.

2.1.5. La barra arenosa (Calloviense medio-Kimmeridiense) (5)

Por encima del Dogger marino, y en aparente concordancia con él se encuentra una serie constituida esencialmente por arenas de color ocre-amarillento a rojo.

No se aprecia con frecuencia en esta Hoja la diferencia litológica transicional hacia elementos sueltos que era patente en la de San Leonardo, sin duda porque en la de Santo Domingo de Silos falta casi siempre el Calloviense, con excepción de la zona de Moncalvillo.

Aquella convergencia litológica del Dogger alto con la barra arenosa nos hacía pensar en la continuidad de la serie, poniendo en duda que la fase Preneokimérica (Revista de Comunicaciones de la Cátedra del Grupo XVII de la E.T.S.I.M., n.º 1) diese lugar al hiato que se produce en la serie marina de la Ibérica entre el Calloviense Medio y el Oxfordiense Superior.

La datación de las margocalizas del techo como Kimmeridgiense nos sugiere ahora la posibilidad del hiato, ya que ante la realidad presente y sin recurrir a extrapolaciones regionales podemos considerar la barra arenosa como de edad comprendida entre el Bajociense Superior o Bathoniense de su muro (Calloviense Inferior en Moncalvillo) y el Kimmeridgiense calizo de su techo. Indudablemente hay diacronía en el muro y discordancia no observable, sin que podamos precisar los pisos que faltan en la serie en la parte basal de las arenas, pero asegurando

que la parte terminal llega al Kimmeridgiense, si bien, más al Oeste de Pinilla de los Barruecos, puede ser Berriasiense, de manera que la terminación de la serie arenosa parece igualmente diacrónica.

El nivel de las arenas es de una gran persistencia y nos sorprende que muchas veces se omita para dar sólo importancia a las calizas suprayacentes o se incluya en ellas como Grupo de Tera, según G. TISCHER (1966). Es, sin embargo, muy claro en el dominio Vascogótico como en Ramales de la Victoria (Santander), donde el llamado Weald empieza sobre las últimas capas marinas de edad Calloviense, bien datado por Ammonites, con un «conglomerado de base» y unos pocos metros de arenisca con cantos de cuarcitas. Existe discordancia en el contacto, poco visible. La edad probable de estas capas basales puede ser Portlandiense a Berriaciense basal según WIEDMANN (1974).

También en la región de Aguilar de Campoo entre el Jurásico marino (Calloviense) y el Berriasiense límnic se desarrolla una potente formación de conglomerados y areniscas en la base, con calizas y margas hacia el techo, donde BRENNER (1973) ha reconocido en Cameros y Salinas de Pisuerga (Palencia), así como en los sondeos de «Ayoluengo-1» y «Escalada-1» una fauna de Ostrácodos y oogonios de Characeas que permiten su datación como Oxfordiense-Kimmeridgiense.

Toda la potente serie de Aguilar de Campoo, así como la detrítica de Ramales, puede corresponder a los 5-20 m. de las arenas de la Hoja de Santo Domingo o de San Leonardo.

Como conclusión final consideramos la posibilidad de un hiato, consecuencia de la fase Preneokimérica del Calloviense Medio, agrandado por erosión. Atribuimos a las arenas una edad por encima del Oxfordiense Superior en que comienza la transgresión final del Jurásico, que no se manifiesta en esta región, que corresponde al Norte de la cuenca Celtibérica, pero las datamos todavía como jurásicas.

2.2. CRETACEO (C)

Consideramos como edad jurásica-cretácica las calizas del Grupo de Tera de G. TISCHER, mientras que serían cretácicas la facies Weald y también la facies Utrillas, igualmente continental, más la serie carbonatada del Cretáceo Superior sobre la que aparece el Paleoceno en facies Guramiense.

2.2.1. Facies Purbeck-Weald (P-W)

Ocupa una gran parte de la Hoja y corresponde al dominio occidental de la gran cuenca de la Sierra de Cameros. Esta cuenca fue estu-

diada desde finales del siglo pasado por PALACIOS y SANCHEZ LOZANO, mereciendo citarse como más modernos TISCHER (1957-1966) con su equipo, BRENNER y WIEDMANN (1974) y VALLADARES (1975) además de las Hojas del PLAN MAGNA referentes al dominio Celtibérico.

Los autores difieren en aspectos interpretativos y también en cuanto a denominación, llamando a estas facies deltaicas ya «facies Purbeck» ya «facies Weald».

Aunque el llamado Grupo de Tera o serie carbonatada y detrítica, que constituye el primer Grupo de G. TISCHER, es quizá de mayor analogía con la serie Purbeck tipo, nosotros en atención a la edad Barremiense de sus niveles altos la consideramos Purbeck-Weald, por cuanto hemos establecido un conjunto único.

Por otra parte, y aunque sujetas a discusión, nos parece adecuada la clasificación que hace TISCHER estableciendo cinco grupos para la cuenca de Cameros, según cinco grupos litológicos que, de más antiguo a más moderno, son los siguientes:

- 1.º Grupo de Tera.
- 2.º Grupo de Oncala.
- 3.º Grupo de Urbión.
- 4.º Grupo de Enciso.
- 5.º Grupo de Oliván.

En esta Hoja que corresponde al dominio occidental del conjunto de la cuenca de Cameros, sólo están representados, en el sentido de TISCHER, el Grupo de Tera y el Grupo de Urbión, aunque es preciso resaltar que el primero comprende en edad al de Oncala en nuestra región.

2.2.1.1. *Grupo de Tera*

Ocupa la parte basal de las facies continentales por encima de las arenas antes descritas.

Se trata de una serie detrítico carbonatada con predominio frecuente de la serie detrítica, que constituye un complicado problema estratigráfico por sus numerosos cambios de facies, tanto en la vertical, como en su ámbito horizontal con acuñamientos e interdigitaciones de capas.

En la zona meridional de Pinilla de los Barruecos y cabalgada por el Jurásico marino aparece la serie de Tera, constituida por dos horizontes de caliza con una arenisca y conglomerados entre ambas.

En el paraje de «La Serna», unos 4 km. al SE de Hortezielos, los horizontes calizos son más de dos por división, quizá del superior en

otros varios con niveles detríticos intercalados. En esta área hemos determinado por Charáceas, una edad Barremiense para las calizas más altas de la serie.

También en La Gallega tienen la misma edad, así como al Norte del conjunto del Jurásico cabalgante, a todo lo largo del mismo hasta el Sur de Rabanera del Pinar, donde las calizas acusan régimen marino. Por razones paleogeográficas y semejanza entre las Cadenas Celtibéricas Septentrionales, que nos ocupan, y las Vascogóticas Occidentales, podría suponerse que las calizas del Sur de Rabanera corresponden a la ingresión Valanginiense.

Análogamente en la Hoja de Salas de los Infantes, situada al Norte de Santo Domingo de Silos, se cita a continuación de la serie detrítica de Tera, suprayacente a su vez a las calizas basales, otras calizas masivas o alternando con margas y areniscas, en total semejanza con la serie de La Serna. Se describe como una caliza gris con restos de corales, pisolitos dispersos y nódulos de algas de hasta 5 cm. que presentan algunos cantos de cuarzo redondeados, muy aislados.

Nos parece, por tanto, que las calizas superiores, tanto por razones paleogeográficas, como por dataciones paleontológicas, corresponden a la ingresión del Valanginiense procedente de un mar septentrional que según BRENNER (1973) penetra por la «Entrada de Burgos» entre los dos macizos del Ebro y de la meseta suroccidental, desaparecida hoy día bajo la cuenca actual de Burgos.

Las calizas inferiores tienen una edad ante Valanginiense, inmediata a las arenas de su muro que hemos estimado diacrónicas. Por las muestras estudiadas habrá que asignarles una edad Kimmeridgiense.

Sobre dichas calizas se desarrollan materiales constituidos por areniscas cuarzosas, margas arenosas, areniscas conglomeráticas y niveles de conglomerados. Son frecuentes los tonos rojizos debidos a las finas partículas de hematites, así como, estratificaciones cruzadas y paralelas y también grandes concreciones de óxido de hierro.

Este tramo, cuya potencia aumenta hacia el Este, es totalmente azoico, pero su edad queda determinada por ser infrayacente al tramo calizo que hemos considerado del Valanginiense al Barremiense y, por consiguiente, puede ser estimado como Cretáceo Inferior en facies Weald.

No hemos separado los tres tramos, porque cambian mucho lateralmente y sus potencias parciales, a veces, no tienen representación cartográfica.

Con una visión regional el tramo detrítico de Tera es el más desarrollado, pero no suceda así en esta parte occidental de la cuenca de Cameros, donde las calizas adquieren mayor potencia que permite la datación paleontológica.

A veces el Grupo de Tera no es separable de las areniscas infrayacentes, formando el conjunto (7).

La potencia total del Grupo de Tera puede estimarse en unos 150 m. en estas regiones de Santo Domingo de Silos.

2.2.2. **Facies Weald (W)**

2.2.2.1. *Grupo de Urbión (8-9)*

Es un conjunto exclusivamente detrítico con gran variedad de facies y notable aumento de potencia hacia el Este.

En la región que nos ocupa, la separación con el Grupo de Tera es sencilla, ya que el muro de Urbión está determinado por el techo de calizas pisolíticas que hemos datado como Valanginiense a Barremiense. En otros lugares la base del Grupo es un conglomerado que aumenta hasta los 30 m. en la zona oriental de la cuenca de Cameros.

En su desarrollo más completo, el Grupo de Urbión se compone de:

- (8) { a) Conglomerado basal.
- b) Alternancia de conglomerados, cuarzarenitas y arcillas, todos rojizos.
- (9) c) Alternancia de conglomerados, cuarzarenitas cementadas, limolitas gris verdosas y arcillas.

Las diferencias entre b) y c) son muy sutiles, manifestándose como un cambio lateral de facies poco expresivo. Litológicamente hay mayor proporción de conglomerados y cuarzarenitas en c) más consolidadas y, por tanto, más resistentes a la erosión.

El conglomerado basal es cuarzoso que cuando está bien desarrollado da un crestón que resalta en la topografía haciendo posible la separación nítida con el Grupo de Tera. Así sucede especialmente en el área de Peña Coba y también en La Gallega y Rabanera del Pinar.

Al conglomerado basal le sigue una alternancia de conglomerados cuarzosos, cuarzarenitas y arcillas arenosas en bancos sin continuidad lateral con interdigitaciones continuas. Predominan los tonos rojos y pardos.

Por cambio de facies se pasa a ortoconglomerados cuarzosos monogénicos y homométricos de tonos grises y cuarzarenitas conglomeráticas más resistentes que los infrayacentes. También, como en el caso anterior, hay arcillas, pero su proporción parece mayor. Se caracteriza este tramo superior (9) por la aparición de xilópalos, como los de Castriello de la Reina y, sobre todo, unos 4 km. al Sur de Hacinas, en el paraje «Las Matillas», donde hemos visto *Juniperus* silicificados de cuatro a cinco m. de longitud, semejantes al que se encuentra en la plaza del

pueblo de Hacinas, colocado en posición vertical, traído de algún lugar cercano.

La potencia de todo el Grupo de Urbión es variable y aunque regionalmente es muy importante, no parece exceder los 200 m. si se exceptúa la parte nororiental de la Hoja donde resulta muy difícil de evaluar y es, sin duda, la máxima.

La edad puede considerarse desde el Barremiense hasta Aptense en parte, aunque parecen negar la existencia de sedimentación aptense, en el Weald Celtibérico septentrional, los datos de BRENNER y WIEDMANN (1974).

2.2.3. Facies Utrillas (10-11)

La sedimentación de la facies Utrillas se compone de depósitos terrígenos de naturaleza generalmente silíceo, muy similares a los de la facies Weald.

La fase Austrica produce la estructuración de la cuenca wealdica, lo que da lugar a la deposición de una serie de elementos terrígenos bastos en régimen fluvial, con abanicos coalescentes que tienden a nivelar el fondo de la cuenca, quedando en la facies Utrillas un régimen meandriforme con llanuras de inundación.

Las condiciones anteriormente apuntadas se deducen del estudio de los elementos terrígenos de su serie.

Pueden diferenciarse dos tramos de características diferentes. El primero (10) consiste en conglomerados monogénicos de cantos bien rodados de cuarcita y sobre todo de cuarzo, homométricos de tamaño de unos 10 cm. Su matriz es cuarzarenítica con arcilla tipo caolín que pasa hacia techo a cuarzarenita con caolín.

El conglomerado basal para la obtención de caolín se explota en la mina ubicada a poco más de un kilómetro al Sur de Navas del Pinar, cerca del Collado de Valgrande y estos materiales son llevados a Hontoria del Pinar, donde se encuentran las instalaciones industriales. También se explota en el límite Norte de la Hoja, como a kilómetro y medio al SO del vértice San Carlos (1.450 m.), en el núcleo anticlinal de Carazo.

El segundo tramo (11) está constituido por secuencias positivas de gravas, arenas y limolitas o arcillas. Su evolución hacia el techo consiste en la pérdida de gravas con secuencias de areniscas y arcillas no caoliníferas. Las areniscas suelen ser cuarzareníticas de cemento calcáreo y ferruginoso posdiagénico. Todo este tramo culmina con areniscas calcáreas bioclásticas que marcan el comienzo de la transgresión marina en que tienen lugar las secuencias carbonatadas.

Cuando el conglomerado basal no es claramente visible y su expre-

sión cartográfica resulta problemática se sustituye toda la facies Utrillas por un tramo indiferenciado de características más afines con el nivel superior.

Los afloramientos de la facies Utrillas se encuentran bordeando los sinclinales de Santo Domingo de Silos y de San Carlos, así como en la esquina suroriental en torno al sinclinal de Navas (1.351 m.). Aparece igualmente alrededor del sinclinal de Pico Castro, excepto por el Oeste y también al Sur de la rama Norte del anticlinal de La Yecla-Barrio Suso y sus prolongaciones occidentales. Por último, aflora por el Norte de la estructura del Cretáceo Superior que se extiende en dirección desde Espinosa de Cervera hasta Huerta del Rey.

En cuanto a la edad es preciso resaltar que su parte superior es sin duda correspondiente a la época del Cenomanense, ya que los primeros niveles marinos no tienen edad Cenomanense Inferior, sino más alta.

La potencia de la facies Utrillas es muy variable a nivel regional, aunque en esta Hoja puede estimarse de unos 150 a 200 m. como máximo.

2.2.4. **Cenomanense (12)**

Comienza con un tramo de margas gris amarillentas, difícilmente separable de la facies Utrillas subyacente debido a su morfología muy similar en ambos casos.

Sobre las margas yacen calizas micríticas o intraclásticas arcillosas que alternan con calizas tableadas y pasadas margosas.

Las características petrográficas y paleontológicas sugieren que su depósito tuvo lugar en un medio marino intermareal en forma de ensenadas con barras de protección exterior, rotas de manera intermitente. De esta forma en los medios protegidos hipersalinos se depositan lumaquelas de Ostreas y calizas de Ostrácodos y Serpúlidos, mientras que en las invasiones de salinidad normal, por rotura de las barras, se produce sedimentación de micritas y biomicritas, cuyas características de microfacies presentan, en la Ibérica, analogías con las series del Turonense que conducen a posibles errores de atribución si no se apoya ésta a la vez en criterios macropaleontológicos.

La microfauna clasificada consiste en *Serpúlidos*, *Ostrácodos*, *Discórbidos*, *Ophtahlmidiidos*, *Miliólidos*, *Marsonella*, *Hebdergella* y otros.

En general, esta microfauna no es verdaderamente significativa, pero sí lo es la macrofauna, en la que aparecen bien representados los Lamelibranquios, los Gasterópodos y los Equínidos.

Entre los Lamelibranquios son muy frecuentes los Ostreidos con: *Exogyra flabellata* GOLD, *Exogyra pseudoafricana* CHOFF, *Ostrea ouremensis* CHOFF y *Ostrea biauriculata* LAM. También se encuentran Heterodontes como *Venus faba* SOW y *Cardium* sp.

Los Gasterópodos más frecuentes son: *Turbo mailleanus* D'ORB, *Natica cassisiana* D'ORB, *Chenopus olissiponensis* CHOFF y *Chenopus servesensis* CHOFF.

Finalmente, de los Equínidos son relativamente abundantes los irregulares del género *Hemiaster*.

Precisamente el paso del Cenomanense margoso al Turonense de características similares tiene lugar, generalmente, a través de niveles de pequeños Equínidos entre los que predominan los *Hemiaster*, junto con *Ammonites* del género *Vascoceras*.

El Cenomanense aparece orlando el sinclinorio de la meseta del Carazo y la de San Carlos, así como el alto de la Cabeza, Peña Tejada y Lomas de Cervera. Finalmente se encuentra a lo largo del afloramiento del Cretáceo Superior que se extiende desde Pico Castro hacia el SE por el Norte de Huerta del Rey y también en torno al sinclinal de Pico de Navas-Las Corralizas en la esquina suroriental.

La potencia medida en el Cenomanense marino oscila entre 15 y 30 metros siendo ya de la época Cenomanense la parte superior del Utrillas subyacente.

2.2.5. Turonense (13)

El comienzo de la serie consta de un predominio de margas con escasas intercalaciones de micritas nodulosas arcillosas y biomicritas, constitución litológica y contenido faunístico que demuestran la evolución del medio intermareal del Cenomanense hacia plataforma exterior con débiles aportes terrígenos y energía débil del medio, que permite los depósitos de micrita.

El techo del Turonense está constituido por biomicritas de gasterópodos y margocalizas masivas pseudonodulosas de tonalidad gris cremosa con Ostrácodos.

La cuenca evoluciona de nuevo hacia intermareal en un medio de sedimentación más restringido, tipo lagunar.

La microfauna clasificada consiste en *Heterohelix*, *Textuláridos*, *Ophthalmidiidos*, *Discórbidos*, *Hebdergella*, *Pitonella sphaerica*, pudiendo haber además *Miliólidos*, *Bolivinopsis*, *Rotalina*, *Spiroloculina*, *Vidalina*, *Ammodiscus*, *Gavelinella* y *Boueina*. Los Ostrácodos son frecuentes en el nivel superior, así como *Serpúlidos*, *Equínidos* y *Briozoos*. Al techo se encuentran secciones de *Gasterópodos* y ocasionalmente de *Ammonites*.

Entre las especies determinadas de macrofauna pueden citarse: *Ostrea* sp, *Anisocardia hermitei* CHOFF, *Var acuta* CHOFF, *Pholadomya fontannesii* CHOFF, *Venus faba* SOW, *Voluta renauxiana* D'ORB, *Natica*

bulbiformis D'ORB, *Pseudodiadema* sp., *Hemiaster* cf. *scutiger* FORBES y *Vascoceras douvillei* CHOFF.

El Turonense aflora en las mismas áreas que el Cenomanense al que suprayace y su potencia puede considerarse variable en función de las condiciones de sedimentación, oscilando entre los 75 y 100 m.

2.2.6. Coniaciense-Santoniense Inferior (14)

En tránsito litológico transicional y concordante con el Turonense se encuentran las calizas nodulosas del Coniaciense, en bancos métricos con intercalaciones de margas de espesor variable, aunque mucho más escasas que las del Turonense Superior, junto al cual produce un buen resalte morfológico.

Desde el punto de vista de microfacies se trata de biomicritas levemente arcillosas, algo dismicríticas, con tonalidades de gris claro a crema.

En cuanto a medio de depósito, se deduce que el régimen lagunar del Turonense Superior se mantiene durante el Coniaciense, aunque posiblemente con un clima más cálido que permite la estabilización de la salinidad y la invasión de la sedimentación arrecifal por ruptura de las barreras por aguas de más alta energía. De esta forma es fácil separarlo del tramo anterior por la presencia de Rudistos (*Metacaprina*) y de Ostreidos, tales como *Ostrea hippopodium* NILSSON y *Pycnodonta vesicularis* LAM.

Precisamente en las láminas transparentes se acusa la aparición de Rudistos y Ostreidos que, junto a otra fauna trivial, permite su separación del Turonense Superior con el que coincide en cuanto a dichas especies triviales, tales como *Miliólidos*, *Textuláridos*, *Discórbidos*, *Ophthalmidiidos*, *Gavelinella*, *Vidalina*, *Cuneolina pavonia*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* y otras.

El límite superior está mal definido y a veces presenta *Lacazinas*, ya del Santoniense.

La potencia del Coniaciense-Santoniense Inferior oscila entre los 80 y 100 m.

2.2.7. Turonense-Coniaciense (15)

En la ondulación anticlinal que divide al sinclinal de la meseta del Carazo, se produce laminación de las margas del Turonense y del Coniaciense, dando un conjunto de naturaleza caliza en el que no puede establecerse la separación entre pisos, por lo que se recurre a un tramo comprensivo de una potencia alrededor de los 175 m.

2.2.8. Santoniense Inferior-Maastrichtiense (16)

Por encima del Coniaciense-Santoniense Inferior se encuentra un gran paquete de calizas con estratificación de masiva a difusa y escasas intercalaciones de margocalizas y de bancos de dolomías rosadas. La parte superior puede estar formada por dolomías grises tableadas. Todo el conjunto suele estar recrystalizado.

En microfácies son biomicritas, bioosparitas e intrabiosparitas dolomitizadas, dando algunas calizas organógenas una microfauna compuesta de *Cuneolina*, *Lacazina elongata*, *Idalina antiqua*, *Nummofallotia cretácica*, *Dicyclina*, *Globotruncana*, *Dictyopsella kiliani*, *Rotalia cf. reicheli*, *Spiroloculina*, *Favreina*, *Eggerella*, *Scandonea*, *Pseudocyclammina*, *Montcharmontia*, *Minouxia acicularia*, *Thaumatoporella*, etc. En esa asociación son muy frecuentes la *Lacazina*, la *Idalina* y otros *Miliólidos*, en tanto que el resto es accidental en las muestras del Santoniense, mientras que los pisos más altos aparecen mal definidos por especies triviales convergentes con las del Santoniense.

La macrofauna está definida por las siguientes especies: *Lima abrupta* D'ORB, *Inoceramus lamarcki* ROEM., *Orbignya radiosa* DESM., *Radiolites royana* D'ORB y *Gorjanovicia costata* POLSAC.

El régimen marino da lugar a un avance hacia el continente de las barreras arrecifales de Rudistas, debido sin duda a una climatología favorable. En áreas más cerradas o de albufera tiene lugar hacia arriba el depósito de margas y margocalizas como corresponde a un medio de energía débil.

Más alta en la serie es la formación caliza recrystalizada con dolomitización de aspecto carnioloide, disposición que es claramente lentejón y pasa lateralmente a calizas dolomitizadas de sedimentación tableada.

Las láminas transparentes son en este tramo pobres en fósiles con secciones de Rudistas y de Equinodermos, así como *Miliólidos*, *Ataxophragmidiidos*, *Cuneolina*, *Rotalina*, *Vidalina*, *Dicyclina*, *Praepeneroplis*, etcétera.

La potencia de todo el conjunto superior del Cretáceo puede llegar a los 200 m.

2.3. Terciario (T)

Consideramos como perteneciente al Terciario desde la facies Garumnense, si bien su parte inferior es claramente cretácica, hasta las rañas del Plioceno que junto al Mioceno representan el Terciario postorogénico.

2.3.1. Facies Garumnense (G)

En concordancia con el Cretáceo terminal y suprayacente al mismo se encuentra la serie de potencia próxima a los 350 m., constituida por margocalizas estromatolíticas, calizas de gasterópodos y pisolitos y, finalmente, areniscas y margas. De esta composición litológica y paleontológica pueden diferenciarse los tres subtramos que describimos a continuación.

2.3.1.1. Subtramo inferior de margocalizas estromatolíticas (17)

Este primer subtramo presenta en su base calizas biogénicas con concreciones de algas *Clorofíceas* y *Cianofíceas*, areniscas calcáreas y margas dolomíticas.

La microfacies de este subtramo detrítico sugiere que el depósito neocretácico terminal dolomítico y pararrecifal evoluciona a una cuenca más restringida con zonas intermareales protegidas, de energía muy baja y períodos de desecación intermitentes que producen margas dolomíticas. El principio del subtramo es Maestrichtiense según la determinación de las *Charáceas* y su potencia de 150 m.

2.3.1.2. Subtramo medio de calizas de Gasterópodos y pisolitos (18)

Se deposita en un medio supramareal dulceacuícola en forma de llanuras de barro que constituirán en el proceso diagenético las calizas de Gasterópodos con *Melania* entre otros.

Pueden existir en este subtramo leves pulsaciones en un régimen lagunar que origina oncolitos de gran tamaño como los del Cerro Quintanilla.

También debe citarse en este subtramo, al Sur de «El Cogorro» y a unos 2 km. de Arauzo de Miel la aparición de un Iguanodóntido semejante al encontrado en el año 1956 entre Cubilla y Cubillos, clasificado como *Rhabdodon priscum* MATH.

Este subtramo puede alcanzar los 140 m.

2.3.1.3. Subtramo superior de margas y areniscas (19)

Este subtramo es claramente lacustre dulceacuícola, con margas pétreas versicolores, especialmente rojizas y verdosas y también areniscas de cuarzo con algunos granos de areniscas arcillosas, dorados y rojizos principalmente, sin faltar los de tonalidad verdosa.

Bajo este episodio se produce la colmatación de las cuencas restringidas del primer subtramo.

Su edad puede llegar al Eoceno y su potencia es de unos 80 m.

2.3.2. Calizas del Eoceno-Oligoceno (20)

Se encuentran en el sinclinal situado al Norte de la Yecla, con el flanco meridional vertical y el septentrional muy tendido.

En las calizas del afloramiento se han determinado: *Planorbis cf. namnbertensis* ROMAN., *Helix aff. ramondi* BRONG y *Limnaea longiscata* BRONG que dan una edad Eoceno Superior-Oligoceno.

2.3.3. Oligoceno (21)

Por encima de los niveles calizos anteriores se encuentra una serie detrítica de areniscas y gravas en el mismo sinclinal, coronadas por bancos calizos y margosos que es claramente antectónica y que atribuimos al Oligoceno.

2.3.4. Serie postectónica (22-24)

Esta serie es discordante sobre las formaciones paleógenas y del Cretáceo Superior, con tonalidades que varían del blanco amarillento al rojizo en la mayoría de los casos.

Los depósitos tienen lugar tras la fase principal de la Orogenia Alpina y son claramente horizontales, constituidos por conglomerados calizos subredondeados, heterométricos, monogénicos y poco trabajados (22) arcillas rojas (23) interdigitadas y calizas del páramo (24).

El ambiente es fluvio continental, mientras que las fracturas producidas en la fase distensiva originan cuencas lacustres de sedimentación arcillosa coronadas en su parte terminal por calizas turolenses.

La potencia del Mioceno es muy variable, debido a las razones expuestas en relación con la sedimentación, pero en cualquier caso excedente de los 50 m. sin alcanzar los 100 m.

2.3.5. Rañas del Plioceno (25)

En la zona meridional adquieren cierto desarrollo horizontal depósitos tabulares formados por cantos de caliza, cuarcita y cuarzo cementados por una matriz arcillosa o arenosa, que son considerados tradicionalmente como rañas del Plioceno. Generalmente están en proceso de denudación, siendo la más clara de estas rañas la de San Cuerno, de potencia próxima a los cinco metros.

2.4. CUATERNARIO (26-28)

Aunque al norte del Sinclinal de San Carlos y en menor grado por el Sur existen derrubios de ladera y glacis, hemos renunciado a su cartografía, que enmascara las formaciones cretácicas existentes bajo esos depósitos cuaternarios.

Sólo hemos representado los depósitos aluviales (26) ligados a los cursos temporales o permanentes, así como sus llanuras de inundación (28). Especialmente se han señalado todos los que constituyen el encaje de la red fluvial actual en los sedimentos del Terciario.

Por último, se ha señalado la terraza travertínica del río Mataviejas (27).

3. TECTONICA

3.1. ENFOQUE GENERAL

En toda el área de la Hoja tienen lugar una serie de accidentes tectónicos, que describiremos posteriormente, y que obedecen a ciertas condiciones estructurales de ámbito regional. Así sucede con casi todos los movimientos epirogénicos observados y, desde luego, con las fases orogénicas alpinas.

El primer movimiento epirogénico reconocido es el que da lugar a la sedimentación del Retiense-Hetangiense sobre las arcillas del Keuper, no visible, en un medio deposicional de lagoon.

Todas las fases epirogénicas del Lias, que conducen hasta la máxima profundización de la cuenca en el Toarciense, son generales a escala regional, aunque las secuencias sedimentarias presenten sus propios rasgos particulares.

No se observa aquí la fase epirogénica intrabajociense que se produjo en la Hoja de San Leonardo, quizá porque su corta duración no permita visualizarla en otros lugares o porque su expresión sea un episodio muy local y, desde luego, no extrapolable a otras regiones.

Por el contrario, la fase epirogénica supra Calloviense medio, de carácter igualmente regresivo se patentiza en el hiato sedimentario y también erosivo que afecta al muro, de manera que los niveles más altos del Dogger sólo son datables como Bajociense Superior o, a lo sumo, Bathoniense.

Las arenas suprayacentes pueden ser todavía del Jurásico antes de que la fase Neokimérica prepare los dispositivos estructurales sobre los que van a desarrollarse las calizas inferiores, el tramo detrítico y las calizas superiores, pisolíticas, que hemos considerado como producidas en la ingresión del Valanginiense.

Toda la sedimentación Wealdense se desarrolla con diversas características de la cuenca hasta quizá el Aptense Basal, produciéndose entonces los movimientos Austrícos que condicionan la deposición de la facies Utrillas.

Es dudosa la fase Subhercínica durante el Turonense Superior que señala WIEDMANN, pero es evidente la instauración de un régimen regresivo en el Coniaciense para pasar progresivamente al intermareal y al restringido del Campaniense-Mastrichtiense.

La fase Larámica pone fin a la sedimentación marina del Cretáceo, iniciándose en el Maastrichtiense o quizá antes, la facies Garumnense.

El comienzo del Paleoceno es, por tanto, de facies Garumnense y tras otra fase epirogénica pos Paleoceno, que configura la cuenca terciaria, tiene lugar la deposición Eoceno-Oligoceno con fases tangenciales de plegamiento que culminan con la Helvética, intraolifocena, de mayor paroxismo.

En el Mioceno se produce la fase distensiva posalpina con fracturas de zócalo que estructuran la gran cuenca terciaria.

En el Plioceno debe comenzar el proceso morfogenético en que el descenso del nivel de base conduce al encajamiento de la red fluvial cuaternaria.

3.2. DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS

Todas las estructuras que vamos a describir en este apartado corresponden a la Orogenia Alpina.

3.2.1. Estructura cabalgante de San Leonardo

Se trata de un pliegue falla o fundamentalmente una falla cabalgante, tendida hacia el N.NE, que partiendo de las cercanías de Mamolar llega al vértice Calera (1.126) y aún se prolonga por la esquina suroccidental de Quintanar de la Sierra para enlazar, en la de San Leonardo, con la estructura cabalgante de San Leonardo-Cubilla.

El salto de falla es máximo en la proximidad de Talveila (Hoja de San Leonardo), donde el Retiense cabalga a la facies Utrillas terminal y, por tanto, alcanza los 800 ó 1.000 m., pero disminuye hacia el NO progresivamente y en la Hoja de Santo Domingo llega a Mamolar con un salto mínimo.

Desde el punto de vista de su génesis cabe la posibilidad de una dudosa cicatriz en el basculamiento hacia el N.NE. que se produce como consecuencia de los movimientos Austrícos.

La primera fase tangencial tendrá sus esfuerzos mayores de componente N.NE.-S.SO. que dan lugar a un pliegue falla con nivel de despeque en las evaporitas del Keuper. En una segunda fase y conservando el mismo esfuerzo mayor, pero ahora por acumulación de masas, el normal a éste no sería el de menor esfuerzo como antes, sino el intermedio y daría lugar a las dos familias de fallas de cizalla casi NE.-SO. y N.-S., y

una tercera N.NE.-S.SO. En la última fase, al cesar el esfuerzo mayor horizontal, se convierte el vertical en principal por acumulación de materiales y da lugar a la fase gravitatoria de reajustes verticales y fallas normales de dirección O.NO.-E.SE.

Así, pues, tenemos un frente de cabalgamiento del Retiense-Hetangiense, que hacia Mamolar es progresivamente Toarciense, Dogger y Wealdense sobre Wealdense. Un cortejo de fallas cortan a la estructura o se disponen según fracturas paralelas.

3.2.2. Cabalgamiento de Moncalvillo

Es otra estructura semejante a la anterior, pero aquí no es el Retiense-Hetangiense el que cabalga al Weal Superior o Grupo de Urbión alto, sino al Pliensbaquiense y en su prolongación occidental el Dogger y Grupo de Tera pasando a falla inversa.

Aquí el empuje es aproximadamente N.-S., con mecanismo enteramente similar al antes indicado.

3.2.3. Sinclinal de la meseta del Carazo

En este sinclinal del Cretáceo Superior se encuentra el pueblo de Santo Domingo de Silos, asentado sobre las calizas del Santiense-Campaniense. Su borde septentrional se extiende desde La Pila por los vértices Mirandilla (1.314 m.) y Enebral (1.287 m.). Cierra a Oriente por el vértice Picó (1.266 m.) y por el Sur según Peñas Caídas, el Aguila (1.378 m.), Alto de Peñacoba, Santa Bárbara (1.268 m.), La Yecla, Barriosuso hasta el Sur de la ermita de Las Navas.

Desde La Yecla hacia occidente el sinclinal está volcado hacia el Norte, aunque poco apartado de la vertical y las formaciones que componen esta parte occidental son terciarias, desde el Garumnense hasta el Oligoceno.

A partir de Santo Domingo de Silos hacia el Este, y enmarcado por el Norte aproximadamente por la carretera, hay una arruga anticlinal que separa el sinclinorio en dos sinclinales extendidos de Oeste a Este.

3.2.4. Sinclinal de San Carlos

Se extiende también según una mesa del Santiense-Campaniense desde el vértice San Carlos (1.455 m.) hacia el E.-SE. hasta el Sur de Villanueva de Carazo.

Forma con el anterior un suave anticlinal que pincha hacia el O.-NO., cuyo núcleo es la facies Weald representada por la parte alta del Grupo de Urbión contorneada por la facies Utrillas.

El anticlinal se abre por el E.-SE. con formaciones weáldicas hasta el límite oriental de la Hoja.

3.2.5. Anticlinal de Hinojar de Cervera

Esta estructura se extiende desde el límite occidental de la Hoja por el Sur de Barriosuso, Hinojar de Cervera, Sur de la Fuente del Cañamal, Norte de «El Hocejón», «La Jara», «Campo Torcás», hasta «Tenadillas», desapareciendo bajo el cabalgamiento Jurásico al Sur de Pinilla de los Barruecos. Su núcleo está constituido por las arenas albenses en su parte más occidental, mientras que su eje se ondula hacia la confluencia de los arroyos del Cauce y del Helechal, para dibujar un domo en caliza del Dogger. Su prolongación aparece ya con el Grupo de Tera y finalmente con las arenas supra Batonienses en «Campo Torcás» hasta «El Robledo», para pinchar suavemente hacia el Este.

Se trata, por tanto, de un largo anticlinal de eje ondulado con un flanco Norte de Santoniense-Campaniense en su parte occidental, deslizado según un contacto mecánico a favor de las margas del Cenomane Superior-Turonense Inferior.

3.2.6. Sinclinal Alto de la Cabeza a vértice Navas

Recorre toda la Hoja desde el Centro Norte de la misma hasta la esquina suroriental, por Alto de la Cabeza y Pico Castro en Cretáceo Superior, por «El Hocejón», «La Pinareja», «Prado del Toro», «Cabeza Gorda» y Norte de «La Abeceda» en facies Weald y por Navas (1.351 m.), Monte Suse y «Las Corralizas» de nuevo en Cretáceo Superior.

Se trata de la estructura sinclinal que sucede inmediatamente por el Sur al anticlinal antes descrito, de eje no cilíndrico y desarrollada a todo lo largo hasta la esquina suroriental sin verse afectada por el cabalgamiento del Jurásico.

3.2.7. Anticlinal del Norte de Briongos y sus prolongaciones

Sucede a la estructura anterior desde el Norte de Briongos al Sur de la ermita de la Talamanguilla en formaciones del Cretáceo Superior. Su continuidad tiene luego a través del alargado domo del Dogger, fallado, que se extiende desde la cota 1.181 por «Monte Claro» hasta el Sur de la ermita de la Pinareja, constituyéndose en un estrecho anticlinal en las arenas suprayacentes al Batoniense hasta la carretera que une Huerta del Rey con el kilómetro 420,3 de la de Soria. Aquí el eje del anticlinal pincha y se inflexiona tomando una dirección O.-E. en calizas del Grupo de Tera hasta un poco más al Oeste de Peña Hueca, donde produce el

pinchamiento contrario con nueva inflexión hacia el SE. en un núcleo de arenas y de Dogger.

En la intermediación meridional entre Tenada y la Hoz y Fuente Cordera se extiende el sinclinal subsecuente al que sigue también en el tramo final el anticlinal cuyo eje pasa por el vértice Molino (1.116 m.) en Dogger.

3.2.8. Anticlinal de Arauzo de la Miel-Huerta del Rey y prolongación noroccidental

Se trata de un anticlinal disimétrico en Cretáceo Superior, cuyo eje pasa al Sur de Briongos y del Picacho en dirección O.-E. para inflexionarse hacia el SE. por los parajes de «El Encinar» y «El Cogorro». Hasta esta zona un pliegue sinclinal, también en Cretáceo Superior, precede al anticlinal, en tanto que desde Arauzo de la Miel al vértice Cuerno (1.137 m.), pasando por Huerta del Rey, puede decirse que la serie es monoclinal con su flanco Sur ligeramente invertido. A lo largo de todo ese flanco aflora la facies Garumnense parcialmente cubierta por el conglomerado del Mioceno.

3.2.9. La serie horizontal del SO.

Está constituida por las mesas calizas del Mioceno de Caleruega, pueblo ubicado un kilómetro fuera de la Hoja, orladas por arcillas infrayacentes, en torno a las cuales se desarrolla el Mioceno conglomerático, desde el Sur de Briongos a Huerta del Rey, translapando sobre la facies Garumnense antes mencionada.

3.2.10. Estructuras weáldicas del Este

Son una sucesión de sinclinales y anticlinales muy suaves, sin continuidad lateral que se desarrollan en el Grupo de Urbión de la serie weáldica, interrumpida por el importante accidente que constituye el cabalgamiento jurásico de Moncalvillo, para continuar después hasta el límite nororiental.

4. GEOMORFOLOGIA

Para comprender el modelado de la Hoja es preciso conocer las rocas y sus propiedades. Sin embargo, esas propiedades químicas y mecánicas no pueden definirse más que en relación a fenómenos exteriores que en último término dependen del medio bioclimático.

Como el ataque del medio, difiere cualitativa y cuantitativamente de

un dominio a otro puede deducirse que las propiedades aparentes de las rocas no son las mismas en todo el territorio de la Hoja.

Fundamentalmente pueden establecerse tres dominios: el primero corresponde a la serie detrítica del Eocretáceo, el segundo comprende las formaciones calizas, especialmente el Neocretáceo y el tercero está constituido por la serie detrítica-conglomerática del Mioceno y sus coronaciones de calizas tabulares.

El dominio detrítico de facies Wealdense y Albense comprende arenas, arcillas deleznales, así como areniscas, pudingas y conglomerados de cemento silíceo.

Cuando se trata de suelos de resistasia las condiciones climáticas son poco propicias para la vegetación y se produce la morfogénesis que da lugar a formas de aplanamiento en la zona N.E. de la Hoja bajo una erosión areolar con procesos de disección episódicos.

Las rocas silíceas compactas como areniscas, pudingas y conglomerados originan escarpes pronunciados cubriendo niveles deleznales sin que se pueda deducir el medio bioclimático, ya que los procesos de erosión mecánica hacen retroceder los escarpes por derrumbamientos, de acuerdo con los planos de diaclasado, independientemente del clima.

Evidentemente, esos procesos son consecuencia del ataque erosivo sobre suelos de resistasia y el aspecto del paisaje consiste en un modelado suave con agrestes crestas de conglomerados.

Sin embargo, sobre las rocas silíceas consolidadas suele desarrollarse el pinar y la perennidad de la humedad, así como el desarrollo de la vida vegetal da lugar a un suelo de biostasia, con alteración de las rocas y crecimiento del mismo. Así, pues, la alteración no modifica las formas de relieve que disfrutaban de inmunidad erosiva y, por tanto, se produce el descanso morfogenético sustituido por el proceso de pedogénesis.

El cabalgamiento que hemos denominado de San Leonardo pone en contacto el Retiense-Hettangiense con el Wealdense, pero aún en este caso aparece moderado el accidente, por suavización de las formas. Sólo el Dogger calizo destaca en el paisaje, al ser bastante deleznales el Pliensbaquiense y el Toarciense.

El segundo dominio que enunciamos es el de las calizas neocretácicas, que se encuentran en las mesetas de San Carlos y del Carazo, así como en la compleja muela de Peña Tejada, Alto de la Cabeza y Lomas de Cervera, que enlaza con el afloramiento también neocretácico de Briongos a Huerta del Rey.

Se trata de suelos de resistasia en caliza compacta, que da lugar a formas de lapiaz en las partes altas de las mesetas, a veces laberíntico y otras del tipo Karren, según la dirección de las aguas de arroyada.

En el caso del pasadizo de La Yecla se trata de un lapiaz de fractura por disolución de una grieta que ha sido ensanchada y profundizada, por donde circula el Arroyo de Peñacoba, a lo largo del cual se observan varios sumideros que originan la pérdida de caudal e incluso su desecación, mientras alimenta los acuíferos subterráneos de las calizas en cuestión.

El Santoniense muestra, generalmente, escarpados espolones con grietas estrechas y desplomes, dando lugar a vertientes de derrubios.

El relieve morfogenético en relación con el plegamiento puede ser definido como prealpino con relieves de inversión numerosos como son los sinclinales colgados de San Carlos y del Carazo, en tanto que a la depresión anticlinal intermedia no se le puede aplicar el simple término de combe, debido a su carácter complejo.

Finalmente, el tercer dominio que ocupa la parte suroccidental de la Hoja está constituido por conglomerados mal cementados, interdigitados con arcillas igualmente deleznable. El modelado es suave como consecuencia del carácter de los sedimentos y sólo resaltan en el paisaje las mesas tabulares calizas del Turoliense sobre las que predomina el proceso pedogenético o formación de suelo.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la Hoja de Santo Domingo de Silos comienza con el ciclo transgresivo del Jurásico Inferior con dolomías masivas, carniolas y dolomicritas atribuibles según criterios regionales al Retiense-Hetangiense. Durante esta época de transición del Triásico al Lias comienza la transgresión marina en medio restringido con formación de barros calcáreos, rápidamente dolomitizados por lejías magnesianas en episodios de dolomitización epigenética tan temprana que difiere poco del singenetismo.

La cuenca, paulatinamente, pasa a intermareal durante el Sinemuariense y a plataforma externa en el Pliensbaquiense, si bien existen pulsaciones dentro de este piso que se acusan en las secuencias litoestratigráficas.

La máxima profundidad tiene lugar en el Toarciense, lo que puede deducirse del estudio sedimentológico y paleontológico. Al parecer la cuenca se estabiliza con subsidencia de equilibrio, interrumpiéndose este régimen estable en el Aalenense-Bajociense en un episodio de emersión lenta que culmina con sedimentación de barros dolomíticos en un dominio hipersalino de baja energía. El final de la emersión y comienzo del nuevo ciclo intra Bajociense parece ser local y el ambiente oscila de intermareal a restringido en varios episodios.

Por encima del Bajociense se produce la invasión de terrígenos limoarenosos con presencia constante de glauconita en un ambiente intermareal de nivel de energía de medio a alto. En algunos puntos fuera de esta Hoja, en la de San Leonardo, se data la parte superior de la serie como Calloviense Inferior y esporádicamente Calloviense Medio. A continuación tiene lugar la fase Preneokimérica con un hiato conocido en la Ibérica entre el Calloviense Medio y el Oxfordiense Superior. En nuestro caso se ha producido, generalmente, erosión de los elementos terrígenos arenosos del Calloviense Medio, agrandándose el hiato por su muro a Batoniense o a Bajociense Superior.

La transgresión del Oxfordiense Superior o, acaso más tardía, se manifiesta por las arenas supra Batonienses que hemos considerado como del Jurásico Superior, en facies Purbeck.

Sobre las arenas tiene lugar el depósito de calizas salobres de dudosa edad y sobre ellas la sedimentación de un medio fluvial, no direccional, en forma de grandes abanicos coalescentes, siendo el aporte masivo de tipo intermitente a una cuenca cuya subsidencia es sensiblemente igual a la velocidad de sedimentación. Las pequeñas cuencas marginales que se forman como consecuencia del régimen fluvial, correspondiente posiblemente al Berriasiense, reciben una mayor sedimentación de terrígenos finos coexistentes con facies carbonatadas oncolíticas. El clima debió ser árido seco, con aportes masivos esporádicos de agua, que propicia a escala regional un medio oxidante que justifica los tonos rojos del Grupo de Tera.

En la parte alta, caliza, del Grupo debió producirse una ingresión marina, no general, según la «Entrada de Burgos», de BRENNER, que permite su datación como Valanginiense hasta Barremiense.

Como por encima del Grupo de Tera tiene lugar la deposición de Oncala según TISCHER, que KNEUPER-HAAK (1967) datan como Berriasiense, resulta indudable una diacronía desde el centro de la cuenca de Cameros respecto a las regiones occidentales.

Los citados autores suponen que no existe en estas regiones el Grupo de Oncala y que se pasa directamente del de Tera al de Urbión, pero por nuestra parte opinamos que no se produce hiato, sino que, no es posible la correlación estratigráfica por medio de litofacies y que varían los grupos tipo, sensu TISCHER y BEUTHER.

La serie weáldica, propiamente dicha, continuaría con el Grupo de Urbión, de sedimentación terrígena gruesa que pasa en el centro de la cuenca a los depósitos mixtos carbonatados y terrígenos del Grupo de Enciso y a los del Grupo Oliván con areniscas y limolitas de color verde a pardo rojizo, ambos ausentes en estas regiones occidentales de Cameros como tales grupos, pero no así en cuanto a edad.

Toda la cuenca weáldica queda enmarcada por la Sierra de la De-

manda, Macizo del Ebro, Macizo de Ateca y los de Almazán y Duero por el Sur. Estos últimos parecen constituir el área fuente principal, ya que el del Ebro-Demanda debía permanecer en un menor plano morfológico.

Con posterioridad a la deposición weáldica hay, en la parte oriental de la gran cuenca, una invasión del Aptense originada por el basculamiento del bloque Cameros-Demanda-Ebro, hacia el NE. y el hundimiento parcial del umbral de Ateca que establece la primera comunicación con el Maestrazgo en esta época.

Queda lejos de estas regiones Celtibéricas Septentrionales el mar aptense, produciéndose hiato, en tanto que los movimientos Aústricos van a ocasionar un hundimiento generalizado de los bloques que funcionaban como umbrales, desapareciendo gradualmente la compartimentación por sedimentación de la facies Utrillas.

La nivelación de los dispositivos paleogeográficos durante el depósito de facies Utrillas produce sobre los sedimentos infrayacentes desde discordancias angulares a pseudoconcordancias, pudiendo yacer sobre el Grupo de Tera y aún sobre Dogger (zona noroccidental). Por otra parte, su carácter litológico supralitoral manifiesta, en el tamaño de los terrígenos, el paleorrelieve existente.

A continuación se produce el cambio de nivel de base, con la invasión marina del Cenomanense, pero el fenómeno es tardío en esta zona y la transgresión tiene lugar durante el Cenomanense Medio, adquiriendo la máxima profundidad durante el Turonense Inferior, con dominio pelágico y fauna de condensación de Ammonites.

Durante el Turonense Medio a Superior se acusan los movimientos Subhercínicos con los que comienza el régimen regresivo del Coniaciense, instaurándose progresivamente el medio intermareal a restringido del Santoniense y el claramente restringido del Campaniense-Maastrichtiense.

La fase epirogénica Larámica pone fin a la sedimentación marina del Cretáceo, iniciándose en el Maastrichtiense, o quizá antes, la facies Garumnense.

El comienzo del Paleoceno es, por tanto, de facies Garumnense con sedimentación calcáreo arcillosa que pasa a lacustre dulceacuícola con calizas de gasterópodos y pisolitos, terminando con areniscas y margas de tonalidades verdes a rojo salmón.

Con posterioridad a estos depósitos tienen lugar fuertes movimientos epirogénicos que estructuran las fosas sobre las que va a realizarse la sedimentación terciaria. Una primera subsidencia produce una cuenca en la esquina noroccidental donde van a depositarse calizas del Paleogeno, en tanto que posteriormente se produce el relleno de la

paleolaguna con materiales detríticos que se interdigitan con los conglomerados oligocenos de Covarrubias.

Posteriormente, tiene lugar la fase paroxísmica intraoligocena, que en Oliete establecimos entre el Stampiense Superior y el Chattiense o fase Helvética. Dijimos entonces que la fase paroxísmica que pliega la cobertura meso-cenozoica era más bien un artificio de exposición que un ajuste a la realidad misma del fenómeno, ya que el plegamiento nos parece sinsedimentario y continuo con posible agudización del fenómeno en algunas épocas como ésta que corresponde a la fase Helvética.

Sobre los conjuntos anteriores, y en discordancia erosiva, se depositan los sedimentos terrígenos del Mioceno en un ambiente fluvio continental que va colmatando la cuenca con series de conglomerados y arcillas en posición subhorizontal, mientras que por fracturas de zócalo se producen cuencas en el Mioceno, en fases distensivas posalpinas, donde se pasa del medio fluvial al lacustre con la deposición de las series arcilloso carbonatadas del Turolense.

El último episodio es la formación de rañas que corresponde al período morfogenético que provoca el encajamiento de la red fluvial y la sedimentación del Cuaternario.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

En el momento actual no existe en todo el territorio de la Hoja ninguna minería metálica y las explotaciones se reducen a las posibilidades caoliníferas relacionadas con el nivel basal del Albense.

A continuación damos el cuadro esquemático de los Permisos y Concesiones.

N.º registro	Nombre del Derecho Minero	Término municipal	Sustancia
3.682.....	La Unión	Hontoria del Pinar	Arenas caoliníferas.
3.751.....	Sagrado Corazón	Contreras, Santo Domingo de Silos	Caolín y sílice.

N.º registro	Nombre del Derecho Minero	Término municipal	Sustancia
3.755	Sagrado Corazón IV	Carazo	Caolín y cuarzo.
3.790	La Liriana	Carazo	Caolín y cuarzo.
3.845	Antonio Miguel	Ciruelos de Cervera, Briongos, Espinosa de Cervera, Arauzo de Miel, Huerta del Rey	Caolín y cuarzo.
3.847	Pedro Manuel	Santo Domingo de Silos, Quintanilla del Coco	Caolín y cuarzo.
3.856	María Cristina	Hontoria del Pinar	Caolín y cuarzo.
3.862	Javier	Rabanera del Pinar	Turba.
3.863	Blanca	Rabanera del Pinar	Turba.
3.865	Aguas Blancas	La Gallega, Pinilla de los Barruecos	Turba.

A la vista del presente cuadro se observa lo dicho anteriormente de que casi todos los permisos y concesiones se refieren a las explotaciones caoliníferas.

Ahora bien, estas posibilidades caoliníferas están ligadas a la arenisca y conglomerado base del Albense, cuya matriz es ciertamente rica en caolín.

El permiso 3.682, «La Unión» explota ruditas caoliníferas que son llevadas al pueblo de Hontoria del Pinar para su tratamiento mecánico.

El derecho minero 3.856, «María Cristina», también perteneciente al término municipal de Hontoria del Pinar, presenta igualmente buenas posibilidades, ya que incluye las ruditas de base del Albense.

Por el Norte, el derecho minero número 3.751, «Sagrado Corazón», ha explotado el mismo nivel, ya citado, de base del Albense, en tanto que los 3.755, «Sagrado Corazón IV», y 3.790 «La Liriana», ambos del término de Carazo, presentan también buenas posibilidades en relación con el contenido de caolín, siempre en el nivel aludido.

El derecho minero 3.847, «Pedro Manuel», también de caolín y cuarzo, ocupa la parte noroccidental de la Hoja y sus posibilidades son muy remotas en cuanto a la sustancia básica, ya que efectivamente existe un nivel de areniscas, pero éstas corresponden al tramo superior de la facies Garumnense y no al Albense basal.

Lo mismo sucede con el derecho minero número 3.845, «Antonio Miguel», que en dirección aproximadamente N-60-O abarca toda la corrida de Cretáceo Superior y su facies Garumnense, pero que deja fuera el Albense que la bordea por su flanco Norte.

Finalmente, los derechos mineros 3.862, «Javier»; 3.863, «Blanca», y 3.865, «Aguas Blancas», de los términos municipales de Rabanera del Pinar, La Gallega y Pinilla de los Barruecos, están denunciados como turba, aunque nos parece equivocada dicha atribución, puesto que la sustancia carbonosa que encontramos corresponde a delgadas capas lignitíferas intercaladas en la formación wealdica.

Nuestro punto de vista es que la escasa potencia de los lechos lignitíferos no permitirá una explotación minera de mediano interés.

6.2. HIDROGEOLOGIA

En cuanto a Hidrología de superficie, hemos de considerar que toda la red hidrográfica de la Hoja pertenece en su totalidad a la cuenca del Duero.

El Esgueva nace en las calizas del Coniaciense-Santoniense Inferior del Picacho (1.215 m.). Recibe por la derecha el Arroyo Rebriongos que nace al Oeste de Lomas de Cervera y que se junta con el Río Fuentes con origen en los manantiales del contacto Cenomanense-Turonense, un kilómetro y medio al Oeste de Pico Castro (1.220 m.). También por la derecha se le incorpora el barranco de Valdemiguel, que se abre paso entre conglomerados del Mioceno.

Por la izquierda el afluente más importante es el Arroyo del Prado junto con el de la Hoz. El primero nace próximo al propio Esgueva y el segundo en el Albense de la ermita de La Talamanquilla. Juntos se unen en el Mioceno conglomerático.

En la esquina SO. se encuentra el Arroyo de La Laguna que nace en el contacto de la arcilla con la caliza del Mioceno Superior.

El Río Bañuelos nace en el tramo calizo del Garumnense Inferior. Su afluente más importante por la izquierda es el Arroyo de Valdepernales que nace en el contacto del conglomerado del Mioceno con el Santoniense, al Noroeste de «El Cogorro». Otro afluente por la izquierda es el Arroyo del Barracón, que recoge las escorrentías del mismo conglomerado.

El Río Aranzuela procede de la unión, al SE. de Arauzo de Miel, del Río Hozarroyo y del Arroyo de la Fuente Barda. El primero nace en la formación wealdica conglomerática denominada Grupo de Urbión y recibe las aguas de la Fuente del Caño en el contacto de los Grupos de Tera y Urbión. El Arroyo de Fuente Barda riega Arauzo de Miel y nace en las calizas del Grupo de Tera en Fuente Vega Horno.

El Río Arandilla, que pasa por Huerta del Rey, nace en el conglomerado wealdico del Grupo de Urbión, al Sur de la divisoria constituida por el eje sinclinal que, desde La Pinareja, se extiende en dirección E.-SE. pasando por El Cordón (1.125 m.), Cabeza Gorda, entre los Altos y Abeceda y prolongación de Navas (1.351 m.).

Al Sur de la mencionada divisoria y en la misma formación nacen el Arroyo de Arandilla y su afluente el de Santa María, que juntos confluyen, por la izquierda, en el Río Arandilla.

Una nueva e importante divisoria de aguas se extiende por Pico Castro inflexionándose al Norte para pasar por Las Cabezas y en dirección Este por Ladera (1.149 m.) y Pinilla de los Barruecos, con otra inflexión hacia el SE., pasando por San Miguel (1.155 m.) y recobrando su dirección oriental a partir de La Gallega hasta las proximidades de Rabanera del Pinar.

Condicionado por esta divisoria y la anteriormente mencionada, corre el Río Lobos, que recoge las escorrentías subterráneas de diversos manantiales ubicados en el Grupo de Tera y en el de Urbión, drenando las calizas del Pliensbaquiense y las dolomías del Retiense en un amplio recorrido por la estructura jurásica cabalgante, hasta salir de ella al SE. de la Hoja en una formación Albense dirigiéndose a Hontoria del Pinar, donde se utilizan sus aguas para el lavado de caolines de dicha formación. Por la izquierda recibe como afluente principal el Río Rabanera, que corre por el extremo oriental de la Hoja en dirección N.-S. y nace en el conglomerado del Grupo de Urbión, curso alto formado por el Arroyo de Pradolaleña.

Al Norte de la importante divisoria de aguas, anteriormente mencionada, nace el Arroyo de la Vega, en el Grupo de Urbión, en la Fuente de Valdiviezo, que constituye el curso alto del río del mismo nombre, denominado de Saelices a partir de su confluencia con el San Miguel, que serpentea en dirección S.-N. por la formación wealdica del NE. de la Hoja, recogiendo por su derecha las escorrentías del Wealdense a través de los arroyos de Matarredonda, Valladar, La Cuenca y La Dehesa.

Numerosos arroyos procedentes del Grupo de Tera desembocan en su margen izquierda, tales como el de Cistierna, Valdeladrones y los Barrancos, al que se une el Resalgüeros.

También el Navagrullos o del Espino nace en la misma formación, pero desemboca en el Río de la Vega a través del Río San Miguel,

procedente de la zona fracturada que constituye la continuación del cabalgamiento del Jurásico, en su contacto con el Cretáceo, denominado en éste su curso alto Arroyo de la Dehesa. Su afluente principal es el Arroyo San Miguel, que recibe los aportes de Fuente Piquilla y Fuente San Miguel, ubicadas en una falla transversal del cabalgamiento.

En el Albense Superior, casi en contacto con el Cenomanense, en ambas muelas cretácicas del Norte y Sur de Carazo, existen diversos manantiales cuyos aportes constituyen el curso alto del Río de Gete y Hacinas, que confluye con el de Saelices para verter sus aguas al Arlanza.

La muela cretácica más septentrional, o sinclinal de San Carlos representa una divisoria de aguas de modo que la vertiente Norte da origen a varios arroyos tributarios del Arlanza, mientras que la meridional da nacimiento al Río Mataviejas, en las calizas neocretácicas, corre en dirección N.-S. y dobla hacia el Oeste pasado Carazo, para inflexionarse de nuevo hacia el Sur, drenando las calizas del Cretáceo Superior de la muela meridional y circula por dicha formación con rumbo hacia el Oeste, siguiendo la carretera de Santo Domingo de Silos y después de regar este pueblo y el más occidental de Santibáñez del Val se abre paso por la formación Garumnense hasta salir por el Noroeste de la Hoja para desaguar, ya fuera de ella, en el Arlanza. Recoge numerosos derrames por su margen derecho en tanto que por la izquierda recibe como más importantes las aguas del Río Peñacoba, que drena el Cretáceo Superior y el Arroyo del Cauce procedente de la formación wealdica.

En cuanto a Hidrogeología, se pueden distinguir tres zonas diferentes que condicionan las aguas subterráneas y los manantiales, siempre en correspondencia directa con los terrenos que constituyen los afloramientos y con sus características estructurales.

La zona ocupada por las calizas y margas del Cretáceo Superior es muy interesante en lo que se refiere a aguas subterráneas, debido a que las precipitaciones se infiltran en las calizas turossenonenses y son detenidas por las margas del Cenomanense y Turonense Inferior.

Las arenas y areniscas del Eocretáceo dan lugar a un suelo con bastante humedad, pero los manantiales son de muy escaso caudal, debido a que las aguas infiltradas profundizan mucho, en tanto que no las retenga algún nivel impermeable. Desde este punto de vista, las diferencias en la serie estratigráfica de elementos finos y gruesos en secuencias sucesivas pueden dar lugar a varios mantos confinados.

Finalmente, en la parte noroccidental de la Hoja nos encontramos con las formaciones miocenas, en las que se encuentran conglomerados en la base que se interdigitan con arcillas, a veces coronadas por mesas calizas. En esta zona sólo existen algunos manantiales de escasa importancia, en tanto que de los niveles neocretácicos infrayacentes

podrían alumbrarse buenos caudales, por constituir el desagüe natural de las regiones montañosas del Norte.

Damos a continuación algunos puntos de agua, según datos del inventario del I.G.M.E., pertenecientes a los términos municipales de Santo Domingo de Silos, Ciruelos de Cervera, Espinosa de Cervera y Valdeande.

Denominación	Término municipal	Cordenadas	Cota	Caudal	Utilización	Observaciones
Las Fuentes	Santo Domingo de Silos	E 0°13'22" 41°55'15"	1.120	20-30 l/s.	No se utiliza	En calizas del Neocretácico.
Ermita Virgen de la Talamanquilla	Espinosa de Cervera	E 0°14'10" 41°55'06"	1.140	5-6 l/s.	Abastecimiento	Idem (2 manantiales).
Fte. de Estobares y Fte. de la Huerta	Ciruelos de Cervera	E 0°11'17" 41°55'21"	1.090	5-6 l/s.	No se utiliza	Idem.
San García (grupo de manantiales)	Santo Domingo de Silos	E 0°11'27" 41°56'19"	1.125	2-10 l/s.	Algo en regadío	Idem.
Valdeteje (manantiales) ...	Ciruelos de Cervera	E 0°11'44" 41°55'43"	1.115	5-6 l/s. (seco en sep.)	No se utiliza	Idem.
La Moñeca (manantiales) .	Ciruelos de Cervera	E 0°11'28" 41°55'53"	1.120	5-6 l/s.	Abastecimiento de Briongos	Idem.
El Hocejón (manantial) ...	Santo Domingo de Silos	E 0°16'22" 41°55'22"	1.160	10-15 l/s.	Abastecimiento de Doña Santos	En facies Weald.
Espinosa (sondeo de 160 m.)	Espinosa de Cervera	E 0°13'09" 41°53'50"	1.045	1 l/s. (surgente)	Abastecimiento a Espinosa de Cerv.	1 l/s.
Fte. la Ventanilla	Espinosa de Cervera	E 0°13'13" 45°53'58"	1.028	3-4 l/s.	No se utiliza	En facies Garum.
Fte. de Abajo	Espinosa de Cervera	E 0°13'08" 41°53'40"	1.028	3 l/s.	Abastecimiento a Espinosa de Cerv.	Idem.

Denominación	Término municipal	Cordenadas	Cota	Caudal	Utilización	Observaciones
Fte. Tristierna	Valdeande	E 0°10'20'' 41°50'36''	980	1 l/min.	No se utiliza	En calizas del Turo- liense.
Fte. de la Huerta del Sol- dado	Valdeande	E 0°10'07'' 41°50'48''	980	2 l/s.	No se utiliza	Idem.
Fte. S. Martina	Espinosa de Cervera	E 0°13'11'' 41°53'55''	1.040	7-8 l/s. (seco en sep.)	Abastecimiento a Espinosa de Cerv.	En facies Garum.
Fte. Lagunilla	Espinosa de Cervera	E 0°13'49'' 41°54'21''	1.115	2 l/s. (seco en sep.)	No se utiliza	Idem.
Fte. San Pedro	Espinosa de Cervera	E 0°14'27'' 41°53'09''	1.045	3-4 l/s.	Para ganado	Idem.

7. BIBLIOGRAFIA

- ARANZAZU, J. M.: «Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara», en *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, t. IV, 1887.
- BEUTHER, A.: *Geologische untersuchung in Wealden und Utrillas-schichten im westteil der Sierra de los Cameros*. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch Hannover, 1966.
- BEUTHER, A.; KNEUPER-HAACK, F.; MENSINK, A., y TISCHER, G.: *Der Jura und Wealden im nordost Spanien (Sierra de los Cameros)*. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch Hannover, 1966.
- BRENNER, P., y WIEDMANN, J.: *Nuevas aportaciones al conocimiento del Weald celtibérico septentrional y sus relaciones paleográficas*. Primer Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, 1974.
- CANAVARI, M.: *Beltrag. sru. faun. des unter Lias von Spezia*, en *Palentographica*, t. 29.
- CANEROT, J. (1969): «La question de l'Utrillas», en *Comptes rendus de la Société Géologique de France*. Fasc. 1ñ
- COQUAND, H.: *Monographie du genre Ostrea*. Marsella, 1969.
- CHOFFAT, P.: *Recueil d'etudes paleont. sur le faune crétacique du Portugal*, vol. 1. Lisboa, 1968.
- CHUDEAU, R.: *Contribution a l'etude géologique de la Vieille Castille*. Th. pr., à la Fac. des Sciences de Paris, 1896.
- DAVIDSON, T.: «Mon. British fossils. Brachiopoda», en *Paleon. Soc.*, t. IV, Londres, 1874-82.
- FALLOT, P.: «Note préliminaire sur le crétacé de la région de Soria», *Extract. du Bull. de L'Inst. Cat. d'Hist. d'Hist. Nat.*, vol. XXXI, núm. 7.
- IGME: *Prospección de lignitos en Burgos-Soria*. Plan Nacional de la Minería, 1979.
- LAPPARENT, A.; QUINTERO, I., y TRIGUEROS, E.: «Descubrimiento de huesos de Dinosaurios en el Cretáceo terminal de Cubilla (Soria)». *Not. y Com. del IGME*, núm. 45. Madrid, 1956.
- LOPEZ MATEOS: *Estudios geológicos en la provincia de Soria*. E.T.S. de Ing. de Minas de Madrid, 1946.
- PALACIOS, P., y SANCHEZ, R.: La formación wealdense en las provincias de Soria y Logroño, en *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 1885.
- QUINTERO, I., y TRIGUEROS, E.: «La Cordillera Ibérica», en *Memorias del IGME*, 1956.
- QUINTERO, I., y MANSILLA, H.: *La influencia de los movimientos kiméricos en la sedimentación del Jurásico Superior del Sector Ibérico*. Comunicaciones Grupo XVII de la E.T.S.I.M., 1979.
- RAMIREZ DEL POZO, J.: *Síntesis estratigráfica y micropaleontológica*

- de la facies *Purbeckiense* y *Wealdense* del Norte de España. Ediciones Cepsa, S. A., Madrid, 1969.
- RICHTER, G.: *Las cadenas ibéricas entre el Valle del Jalón y la Sierra de la Demanda*. E.T.S. de Ing. de Minas, 1956.
- RICHTER y TEICHMULLER.: «El desarrollo de las cordilleras celtibéricas», en *Bol. Soc. Hist. Nat.*, t. XXXIII, 1933.
- RIOS, J. M.: *Trabajos en los bordes de la Cuenca del Duero*. E.T.S. Ing. de Minas de Madrid, 1941-55.
- ROYO y GOMEZ, J.: *El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica*. Madrid, 1922.
- SAEFTEL, H.: «Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spaniens», en *Z. dtsh. geol. Ges.* 684-711, 1960.
- SAENZ GARCIA, C.: «Hallazgo de una fauna Garumnense en la Sierra de Picofrentes (Soria)», en *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 35, 1934.
- SAENZ GARCIA, C.: *Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Crestáceo Superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica*, 1957.
- SCHMIDT, R.: *Stratigraphische vutersuchungen im Jura vud Vealden von Salas de Los Infantes*. Dipl. Arbeit Tübingen.
- TISCHER, G.: «Über die Wealden-Ablagerung und die tectonik der ostlichen Sierra de los Cameros im der nordwestlichen Iberischen Ketten», *Beihefte zum Beihefte zum Geologischen Jahrbuch Hannover*, 1957.
- STEFANI, G. D.: «Fossili della Creta Superiore», en *Pal. Itálica*, t. 19. Pisa, 1913.
- TAVANI, G.: «Fauna malac. cret. della Somalia e dell Ogaden, *Pal. Itálica*, t. 43, Pisa, 1948.
- TISCHER, BEUTHER y KNEUPER-HAAK: «Geologische untersuchungen in Wealden und Utrillas schichten in westteil de Sierra de Cameros», en *Beith Geol. Jb.* 44, 1966.
- TISCHER, G.: *El delta wealdico de las Montañas Ibéricas Occidentales y sus enlaces tectónicos*. Not. y Com. del IGME, núm. 81, 1966.
- WIEDMANN, J.: *Contribution a la paleogeographie Crétace vascogotique et celtibérique septentrional (Espagne)*. Libre. Mem. Prof. P. Fallot. 1, 1962.
- WIEDMANN, J.: «Sur la possibilité d'une subdivision et des correlations du Crétacé inferieur iberique», en *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, 34, 1965.
- WIEDMANN, J.: *Subdivisiones y precisiones bio-estratigráficas del Crestáceo Superior en las cadenas ibéricas*. Comisión Nacional de Geología, 1975.
- WRIGHT, T.: «Mon. Lias Ammon. of the British Island», en *Paleont. Soc.*, t. 18-19. Londres, 1878-86.