



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SAN LEONARDO
DE YAGÜE

Segunda serie - Primera edición

276 SANTA MARÍA DEL CAMPÓ 18-12	276 LERMA 18-12	277 SALAS DE LOS INFANTES 20-12	278 CANALES DE LA SIERRA 21-12	279 VILLAVICIOSA DE CAMEROS 20-12	280 ENCISO 23-12	281 CERVERA DEL RÍO ALHAMA 24-12
213 ANTIGÜEDAD 18-13	314 EL TIRUELO DE ABAJU 18-13	315 ESTO GUINHETO DE SILLOS 20-13	316 QUINTANAR DE LA SIERRA 21-13	317 VINUESA 22-12	318 ALMARZA 23-13	319 AGREDA 24-13
346 HOA 18-14	346 ARANDA DE DUERO 18-14	347 PERARADA DE DUERO 20-14		349 CABREJAS DEL PINAR 22-14	350 SORIA 23-14	351 OLVEGA 24-14
374 PESAFIEL 18-15	375 FUENTEL CESPEZ 18-15	376 SAN ESTEBAN DE GOIMAZ 20-15	377 EL BURGO DE OMIA 21-15	378 QUINTANA REDONDA 22-15	379 GONIARA 23-15	380 BORBORIA 24-15
402 DOLMÉBRADA 18-16	403 MADERUELO 18-16	404 AYLLÓN 20-16	405 BERLANGA DE DUERO 21-16	406 ALMAZAN 22-16	407 MORÓN DE ALFARAZ 23-16	408 TORRIJO DE LA CAÑADA 24-16

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

**SAN LEONARDO
DE YAGÜE**

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S.A., bajo normas, dirección y supervisión del I.G.M.E.

Dicho trabajo se ha efectuado a través de la Fundación Gómez-Pardo por encargo a la Cátedra de Estratigrafía, Paleontología, Hidrogeología y Geología del Petróleo de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Geología de 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) y Angel García Cortés (Becario de la misma Cátedra), ambos alumnos de 5º Curso de la E.T.S.I.M. en la fecha de comienzo.

Colaboración en Micropaleontología: Luis Granados Granados.

Colaboración de Campo: José María Zapardiel Palenzuela (Ingeniero de Minas), Ricardo Manso Casado, José García y Antonio Pajares López, que han realizado en la Hoja sus "Proyectos Fin de Carrera".

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-36250-1981

Imprime ADOSA — Príncipe de Vergara, 210 — Madrid-2

1 INTRODUCCION

1.1 SITUACION Y RASGOS GENERALES

La Hoja de San Leonardo de Yagüe, versión actualizada de la de Fuentemegil, se encuentra situada entre los meridianos $2^{\circ}51'10,5''$ y $3^{\circ}11'10,5''$ de la longitud Oeste y los paralelos $41^{\circ}40'4,6''$ y $41^{\circ}50'4,5''$ 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 las agrestes sierras de Urbión y Neila, al Norte.

Corresponde al número 348 del Mapa Topográfico Nacional y casi todo su territorio pertenece a la provincia de Soria, excepto el ángulo noroccidental o término municipal de Hontoria del Pinar que se ubica en la de Burgos.

Geológicamente se encuadra en la orla mesozoica meridional de la Sierra 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 en el Jurásico como en el Eocretáceo sus características 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 JOSE MARIA DE ARANZAZU. 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, tipos de suelos agrícolas, períodos geológicos existentes y minerales de aplicación industrial, citando en este apartado los lignitos de Casarejos y la existencia de asfaltos en las areniscas cretácicas de la comarca.

Posteriormente, en 1822, PALACIOS realizó un estudio del Jurásico soriano y en particular de la presencia en este sistema de numerosos pequeños cristales de pirita (hecho que ya había citado ARANZAZU), más frecuentes en las arcillas y margas que en las calizas y sin apenas ninguna utilización económica, si no era la sustitución de munición de caza por piritas menudas.

En 1885, PALACIOS y SANCHEZ estudian la formación wealdica en las provincias de Soria y Logroño y su separación con el Jurásico, aunque no hacen referencia alguna de la zona que nos ocupa. Resaltaron la presencia, también en el Wealdense, de los cristales de pirita que ya habían sido observados por ARANZAZU y PALACIOS en el Jurásico.

En 1890 aparece la "Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria", de PALACIOS, donde se recogen los estudios anteriormente realizados por el autor. Se cita ya aquí, la banda jurásica de San Leonardo atribuyéndola a una edad Liásica, en contacto por el Noroeste con materiales urgoaptenses y en algunos tramos wealdenses; el Wealdense sólo ocuparía, en opinión de PALACIOS, unas hiladas aisladas al Norte y Sur de Talveila. Por el Suroeste, la banda de base, un nivel de arcosas y arenas coloreadas, un nivel de espesor variable de calizas arcillosas y un último tramo de calizas compactas que forman las culminaciones de San Cristóbal y Umbría.

Al parecer, fue LARRAZET el primero que en la región Este de la provincia de Burgos, lindante con nuestra Hoja, atribuyó el tramo de arenas coloreadas al Eocretáceo y no al Cenomanense.

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

Hasta casi cuarenta años más tarde no se ha encontrado trabajo alguno sobre la región. En 1933, los geólogos alemanes RICHTER y TEICHMULLER estudian la tectónica general de la Cordillera Ibérica. Tres años después, CLEMENTE SAENZ GARCIA, comprobó la existencia de Garumnense en diversas áreas de la región.

En 1941, JOSE MARIA RIOS inicia una serie de trabajos de cartografía geológica por los bordes sorianos de la Cuenca del Duero, trabajos que proseguirán hasta 1956, deteniéndose especialmente en las Hojas de Fuente- armegil, Cabrejas, Quintana Redonda, Ayllón, Berlanga de Duero, Almazán, Barahona y Soria. En el área que estudiamos señala en particular, la posible presencia de Garumnense al Este de Cantalucía.

LOPEZ MATEOS realiza, en 1946, unos estudios geológicos en nuestra área, principalmente enfocados a la investigación de hidrocarburos en las estructuras cretácicas.

En 1954, MAXIMINO SAN MIGUEL DE LA CAMARA, confecciona la vecina Hoja de Peñaranda de Duero.

En 1955, CLEMENTE SAENZ realiza un estudio detallado de la estratigráfia y paleontología de Picoфрente (Hoja de Cabrejas), así como, del Cretáceo de las cadenas Ibéricas, citando la existencia de Garumnense en las faldas Sur de San Cristóbal y Cerro Umbría, y algo más al Sur, en la carretera de San Leonardo de Yagüe a Ucero, camino de la cuesta de la Galiana.

Por estas fechas (1956), apareció la Hoja Geológica de Fuentearmegil, hoy San Leonardo de Yagüe, elaborada por RIOS, QUINTERO y TRIGUEROS, que constituye la cartografía geológica más reciente de la zona. 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 año, aparece un trabajo de G. RICHTER sobre el Sistema Ibérico entre el Valle del Jalón y la Sierra de la Demanda, pero sus consideraciones estratigráficas y tectónicas no atan directamente a nuestra zona.

En 1966, 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 1972, aparece un trabajo de MELENDEZ HEVIA y MURILLO-VELARDE, sobre la falla de San Leonardo de Yagüe y su interpretación paleogeográfica. Señalan en particular la inexistencia del grupo "Oncala" de TISCHER en el Wealdense próximo a la falla, poniéndose en contacto el grupo "Tera" y el "Urbión" mediante una pequeña discordancia quizá debida, según los autores, a la fase Neokimérica.

En 1975, J. WIEDMANN publica un trabajo, fruto de sus investigaciones anteriores desde 1960, sobre las subdivisiones bioestratigráficas del Cretáceo Superior de la Cordillera Ibérica. En Soria, según WIEDMANN, el límite entre el Albense y el Cenomanense sigue siendo litoestratigráfico; el Cenomanense tendría unos 55 m de margas, margocalizas y calcarenitas, con fósiles de ambiente sublitoral de poca profundidad (*Exogyra flabelata*, *E. africana* en la parte inferior y *E. columba major*, en I aparte terminal, con *Angulithes mermeti*, *Calycoceras naviculare*, *Protacanthoceras cf. jacobi* y *P. harpax*.). El Turonense comenzaría en un banco de calizas nodulosas con *Fallotites subconciliatus 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 y el Celtibérico más septentrional, 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.

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

Como última aportación científica y dentro del Plan Nacional de la Minería, el I.G.M.E y ENADIMSA, realizan un interesante trabajo en 1979 sobre prospección de lignitos en Burgos-Soria, en el que siguen los conocimientos y metodología más modernas.

2 ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía de la Hoja de San Leonardo de Yagüe es muy interesante en cuanto a formaciones mesozoicas por encima del Keuper y a las Cenozoicas, tanto preorogénicas como postorogénicas.

Del estudio de todas las formaciones aflorantes desde el Triásico Ter-

minal al Cuaternario, pueden sacarse numerosas consecuencias que aclaran la tectónica regional y la edad relativa de sus diversas fases.

2.1 JURASICO (J)

2.1.1 Retiense-Hetangiense (T_{A33} - J_{11})

Constituye un tramo de naturaleza esencialmente dolomítica y morfología de resalte que aflora a lo largo del frente de cabalgamiento que se extiende desde San Leonardo hasta la proximidad de Cubilla en dirección aproximadamente NO-SE.

Prescindiendo de la lámina de varios decímetros de potencia que se observa en el barranco de Talveila, de características similares al Keuper y en modo alguno cartografiable a la presente escala, la serie estratigráfica comienza con un paquete de unos 15 m de dolomías grises y fétidas, muy fisuradas, en bancos de 25 a 75 cm. Sobre este paquete yace otro de dolomías intraclásticas masivas de tonalidad gris clara y a continuación dolomías grises y rosadas en alternancia, mientras que hacia techo del paquete se aprecian bancos de constitución algal que por dolomitización secundaria dan lugar a carniolas rojizas o arenosas.

Hacia techo del tramo se observan algunas micritas intraclásticas en alternancia con micritas litográficas y dolomías que terminan en un paquete de unos 10 m de estas últimas bien estratificadas en capas de 20 a 30 cm con dolomitización secundaria zonal y paso lateral a carniolas rojizas.

El total de este tramo que, según criterios regionales, puede datarse como Retiense-Hetangiense, es de una potencia estimable en unos 65 m.

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 lejas magnesianas a los fangos calizos y a las esporádicas construcciones algales.

2.1.2 Sinemuriense (J_{12})

Este tramo de calizas micríticas y margocalizas es suprayacente al anterior y fácilmente separable de éste en atención a sus características litológicas; pero por el contrario su límite superior es bastante artificial, lo que da lugar a que la mayoría de los geólogos lo incorporen al Pliensbaquiense. No obstante, creemos reconocer suficientes rasgos morfológicos, litológicos y hasta paleontológicos para considerar el Sinemuriense como tramo independiente.

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.

La tonalidad es gris azulada a beige y en general, es pobre en fósiles excepto las criquinas. En lámina transparente se observan localmente: *Ostracodos*, *Espículas de Equinodermos*, *Algas Solenoporáceas* y algunos microforaminíferos como *Ammodiscus* y *Lingulina tenera*.

La aparición de ciertos Desmodontes como *Pholadomya*, *Ceromya* y *Pleuromya*, entre otros fósiles, señala el final del Sinemuriense y el comienzo del Pliensbaquiense con bancos calizos y margocalizos más delgados y morfología de menor resalte.

El medio de depósito ha evolucionado desde el tipo lagoon del Retiense-Hetangiense al intermareal, con formación de bancos masivos de micritas y biomicritas, interrumpidos por escasas intercalaciones de margas sobre superficies ferruginizadas.

La potencia del Sinemuriense oscila entre los 15 y 20 m.

2.1.3 Pliensbaquiense (J_{13})

El cambio litológico del conjunto y sobre todo la aparición de Myaceos, tímidamente al principio, así como de otras formas fósiles, muy numerosas en todo el tramo, permite señalar el límite inferior con el Sinemuriense.

El comienzo del Pliensbaquiense, y desde el punto de vista de microfacies, se verifica por biomicritas, biomicruditas y escasas micritas de tono gris azulado con separaciones de margas lumaquélidas determinando un banqueado perfecto que oscila entre los 25 y 30 cm de potencia de capas. A este paquete, de unos 20 m le sigue hacia techo una alternancia rítmica de margas gris-amarillentas con micritas y biomicritas arcillosas, siendo las capas, en general, más delgadas que las del paquete anterior.

La misma alternancia rítmica sigue unos 10 m más arriba, separada de la anterior por margas grises con intercalaciones centimétricas de biomicritas nodulosas.

Tanto por la litofacies como por la fauna encontrada se deduce que el medio de depósito ha evolucionado desde el intermareal del Sinemuriense 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:

Braquíópodos: *Tetraryynchia tetaedra* (SOW); *Tetrarynchia*

northamptonensis (WALK); *Rhynchonella meridionalis* (DESL); *Lobothyris punctata* (SOW); *Terebratula jauberti* (DESL); *Terebratula subpunctata* (DAV) y *Spiriferina münsteri* (DAV).

Lamelibranquios: *Gryphaea obliqua* (GOLD); *Pseudopecten aequivalvis* (SOW); *Chlamys humberti* (DUM); *Pholadomya ambigua* (SOW) y otros *Myaceos*.

Belemnites: *Passalotheutis paxillosus* (SCHLOT) y *Passalotheutis apicicurvatus* (BLAIN).

Ammonites: *Amaltheus margaritatus* (MONTF); *Androgynoceras cf. hybridum* (D'ORB); *Tragophylloceras lescombi* (SOW) y *Acanthopleuroceras binodatum* (OPP).

La microfauna tiene un carácter más trivial, sin especies verdaderamente definitorias. En lámina transparente se observan *Espículas*, secciones de *Braquiópodos* y *Lamelibranquios* además de *Ostrácodos*, *Entroques*, *Ammodiscus*, *Lingulina tenera*, *Geitnitzinnita* y *Algas Dasycladaceas*.

Cuando el Pliensbaquiense puede individualizarse su potencia es de 50 a 60 m. En otros casos, a lo largo del cabalgamiento del Jurásico sobre el Cretáceo, se producen laminaciones que impiden ver el desarrollo litológico y paleontológico del Sinemuriense y Pliensbaquiense, con sus características específicas, lo que no permite tal diferenciación y se incluyen en la unidad (J_{12-13}) de unos 75 m de potencia.

2.1.4 Toarciente (J_{14})

Aparece a lo largo de la estructura cabalgante que se extiende desde San Leonardo de Yagüe a Cubilla. Su litología es similar a la del Pliensbaquiense si bien se muestra en el Toarciente un predominio de las margas en la alternancia de éstas con las margocalizas, lo que se manifiesta en la topografía en forma de zonas deprimidas.

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

Braquiópodos: *Tetrahynchia batalleri* (DUVAR); *var trifitensis* (FLAMAN); *Rhynchonella* sp.; *Lobothyris punctata* (SOW); *Epithyris submaxillata* (SOW) y *Spiriferina alpina* (BUCH).

Lamelibranquios: *Gryphaea cymbium* (LAM); *Pecten* sp.; *Chlamys textorius* (SCHLOT); *Ctnostreon electra* (D'ORB); *Plagiostoma hesione* (D'ORB); *Lima toarcensis* (DESL); *Trigonia* sp.; *Pleuromya cf. lisiana* (SCHUB) y *Pleuromya uniooides* (ROEM).

Belemnites: *Belemnopsis* sp.; *Passalotheutis* sp. y *Dactylotheutis* sp.

Ammonites: *Harpoceras falcifer* (SOW); *Orthildaites orthus* (BUCK);

Hildoceras bifrons (BRUG); *Hildoceras sublevisoni* (SIMPS); *Dactylioceras directum* (BUCK); *Grammoceras striatum* (SOW); *Grammoceras distans* (BUCK) y *Hammatoceras insigne* (ZIETEN).

De los Ammonites citados los cuatro primeros son para MOORE pertenecientes al Toarcense Inferior, pero es preciso matizar que el primero corresponde a la zona "falciferum" o sea, la *hémera falciferi* que hace el número 2, contadas de abajo a arriba, de las diez en que divide BUCKMAN el Toarcense. El *Hildoceras bifrons*, (BRUG) y el *Hildoceras sublevisoni* (SIMPS), corresponden a la *hémera bifrontis* mientras que el *Dactylioceras directum* (BUCK) corresponde a la zona "commune", situada por encima de la anterior.

El *Grammoceras striatum* (SOW), el *Grammoceras distans*, (BUCK) y el *Hammatoceras insigne* (ZIETEM) pertenecen a la parte alta del Toarcense, y concretamente el primero es de la *hémera striatuli* (número 6 de BUCKMAN).

Las especies *Lioceras opalinum* (REIN) y *Dumortieria levesquei* (D'ORB) han sido recogidas con especies toarcienenses, sin duda procedentes de bancos más altos, tanto estratigráfica como topográficamente.

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 ritmidad, en tanto que hacia techo se encuentran micritas litográficas y margas en cuenca más restringida, donde aparecen ya algunos Ammonites del Aalenense.

La potencia del Toarcense puede estimarse en unos 15 m.

2.1.5 Dogger (J₂₁₋₂₄)

Comienza con los niveles que acabamos de citar en el apartado anterior, pertenecientes al Aalenense y bien definidos por *Leioceras opalinum* (REIN) y *Dumortieria levesquei* (D'ORB) entre otros fósiles menos determinativos.

Sobre estos niveles se encuentra una serie constituida por calizas, calizas dolomíticas y margas lumaquéticas cuya base, al menos, tiene edad aún Aalenense por la presencia de *Leioceras opalinum* (REIN).

Durante esta época hay una notoria evolución hacia secuencias regresivas lo que se manifiesta en los niveles de micritas litográficas y micritas dolomitizadas intercaladas en el paquete citado, en un medio intermareal que evoluciona a supramareal culminando con deposición de barros dolomíticos en un dominio hipersalino, de baja energía.

Posteriormente, a este depósito de dolomías la cuenca queda parcialmente emergida, lo que ocasiona erosión de los sedimentos próximos y su depósito en áreas deprimidas. Por este motivo se ve, en el corte de Talveila, un hiato intrabajociense de corta duración.

En la base del hiato aparece una brecha sinsedimentaria con mezcla de fauna y sobre ella se desarrollan oomicritas recristalizadas con Ammonites y Braquípodos. Entre estos últimos se han determinado *Rhynchonella sutherlandi* (DAV) y *Loboidothyris latovalis* (BUCK), mientras que los Ammonites más definitorios son: *Sphaeroceras brongniarti* (SOW), *Oppelia subradiata* (SOW), *Oecotraustes genicularis* (WAAG) y *Garantiana* sp.

Sobre este banco de aproximadamente un metro de potencia continúa la secuencia carbonatada bioclástica con biomicruditas de crinoides, intra-biomicritas de clastos negros y micritas litográficas pardas en bancos métricos con separación de láminas de margas versicolores y casi siempre dolomitizadas.

La secuencia sedimentaria prosigue con biomicritas café con leche (criquinas) en capas de unos 25 cm y de nuevo intramicruditas de clastos negros.

Siguen alternando los paquetes de micritas más o menos litográficas con dolomicritas de intraclastos hasta biomicritas ligeramente arenosas con fauna de Terebrábulas y oosparitas recristalizadas y parcialmente dolomitizadas en capas de 35 a 50 cm de color gris que pasan progresivamente a biosparitas limo arenosas con fósiles, esparitas y biosparudititas de glauconita y tonalidad cremosa para culminar con areniscas calcáreas bioclásticas de color ocre, con glauconita.

Por encima de la brecha intrabajociense la cuenca oscila entre ambiente intermareal y restringido o supramareal en varios episodios.

La presencia constante de glauconita y la invasión de terrígenos limo arenosos demuestra, junto a la fauna, la existencia de un dominio intermareal de nivel de energía de medio a alto.

La fauna clasificada hasta los niveles limoarenosos comprendiendo quizá alguno, da una edad Bajociense Superior a Bathoniense Inferior. Es la siguiente:

- *Sphaeriodothyris globisphaeroidalis* (SOW)
- *Parkinsonia parkinsoni* (SOW)
- *Hemigarantiana Julii* (D'ORB)
- *Leptosphinctes pseudomartinsi* (SISM)
- *Phaulozigzag phaulomorphus* (BUCK)
- *Belemnopsis canaliculata* (SCHLOT)

Equivalente a este paquete es el clasificado en San Leonardo con:

- *Tetrahynchia tetraedra* (GOLD)
- *Waldheimia cardium*, var. *leckhamptonensis* (WALK)
- *Cribospongia* cg. *parallelia* (GOLD)
- *Garantiana granti* (D'ORB)
- *Leptosphinctes leptus* (BUCK)
- *Normannites orbignyi* (BUCK) etc.

Aún por encima y correspondiente a los niveles-limo arenosos se ha clasificado en el corte de San Leonardo la *Pholadomya cf. escheri*, AGASS del Bathoniense a Calloviense Inferior y finalmente el *Homoeoplanulites homoeomorphus* (BUCK), que define el Bathoniense Superior a Calloviense Inferior.

Sospechamos entonces que en los niveles más altos pudiera estar representado el Calloviense Inferior ya que la distribución estratigráfica del *Homoeoplanulites* lo comprendía aunque no era definitorio. Pusimos especial cuidado en el examen de los niveles altos del Dogger hasta que encontramos la *Reineckeia anceps* (REIN), del Calloviense Medio en la misma corriente, a poco más de 1 Km al NNO de Cubilla.

También la muestra 349, cercana a Talveila define el Calloviense Inferior con la siguiente fauna:

- *Pholadomya lineata* (GOLD)
- *Pholadomya murchisoni* (SOW)
- *Pseudoperisphinctes bakeriae* (SOW)
- *Macrocephalites* sp.

La potencia total del Dogger, que aparece casi completo, es del orden de los 50 m.

2.1.6 La Barra arenosa (Calloviense Medio-Sequannense) (Jp₂₄₋₃₁)

Por encima del conjunto anterior y en aparente concordancia se encuentra una serie constituida esencialmente por arenas de color ocre amarillento.

La diferencia litológica con los niveles altos del Dogger es transicional, hacia elementos sueltos, por lo que ocupa en la actualidad las zonas topográficamente deprimidas, actuando la erosión sobre las laderas estructurales que buzan hacia el Norte con degradación posible de la serie terminal del Calloviense Medio a casi todo lo largo del afloramiento.

La convergencia litológica del Dogger alto con la barra en cuestión no da lugar a la discordancia que se observa en otros lugares de la Ibérica entre el Calloviense Medio y el Oxfordiense Superior, hiato que se produce como consecuencia de la fase Prenokimérica (Revista Comunicaciones de la

Cátedra del Grupo XVII de la E.T.S.I.M. núm. 1), antes bien, la sedimentación parece continua si bien regresiva.

Ante la realidad presente y sin recurrir a extrapolaciones regionales podemos datar la barra arenosa carbonatada como de edad comprendida entre el Calloviense Medio de su muro y el Sequanense de su techo.

Su potencia es aproximadamente de 25 m.

2.1.7 Sequanense-Kimmeridgiense-Portlandiense (Jp₃₂₋₃₃)

Por encima de la barra calcáreo arenosa y en concordancia con ella se deposita un tramo de transición con el que culmina el ciclo sedimentario marino del Jurásico.

Esta facies que pudiera considerarse como Purbeckiense se presenta como una sucesión de secuencias generalmente positivas que demuestran su carácter de playas transgresivas.

Este medio de transición junto con la barra antes descrita presentan regionalmente cambios laterales de facies tanto vertical como horizontalmente.

En el corte de Talveila comienza con areniscas ocre amarillentas que pasan a arenas gruesas en una secuencia negativa. Luego suceden a este paquete de unos 10 m biomicruditas y biosparitas con *Rhynchomytilus cf. studeri*, OPPEL-WAAGEN, de edad posiblemente Sequanense. Por encima hay areniscas de grano grueso y cemento calcáreo, que culminan con un banco de biosparita, constituyendo una secuencia claramente positiva así como también lo es la sucesión rítmica graduada de grava y arena fina.

Una nueva secuencia positiva es el paso de gravas masivas de cemento calcáreo a micritas en las que se ha determinado una microfauna de: *Miliólidos*, *Textuláridos*, *Valvulínidos*, *Gaudryina*, *Nautiloculina* y *Eggerella*, junto a secciones de *Lamelibranquios* y *Ostrácodos* de edad Kimmeridgiense.

Otras secuencias positivas son el paso de areniscas a biosparudititas arenosas y el de areniscas de cemento calcáreo a esparitas arenosas con fósiles. Estas últimas dan en lámina transparente *Ostrácodos*, *Moluscos*, *Corales*, *Charofitas*, *Miliólidos*, *Textuláridos* *Nautiloculina oolithica*, *Eggerella*, *Pfenderina* y *Streptocyklammina* que puede darse como Kimmeridgiense, mientras que la macrofauna de *Pleurosmilia carrapateirensis*, KOBY. y *Mytilus* sp. parecen definir su parte inferior o Sequanense.

El medio de transición termina en el corte de Talveila, en Kimmeridgiense con calizas orogano-detriticas arenosas con *Stylosmilia suevica*, BECK., pero lateralmente podría llegar al Portlandiense Basal.

La potencia del tramo en este corte es de unos 45 m.

2.1.8 Facies Purbeck-Weald (Jp₃₂-Cw₁₁)

Está constituida por conglomerados, areniscas, arcillas y calizas, con coloración roja, que se sitúa en aparente concordancia sobre el Jurásico marino terminal y a la que TISCHER, BEUTHER y KNEUPER-HAAK dan en 1967 una edad Kimmeridgiense-Berriasiense, refiriéndose al centro de la cuenca de Cameros que dividen en dos grupos denominados Tera y Oncala.

En nuestra zona que es de borde no es posible separar ambos grupos, al menos de una forma sistemática, por lo que hemos hecho un tramo conjunto que denominamos Purbeck-Weald. Aunque es posible una edad Jurásica solamente, para el tramo y por tanto facies Purbeckiense, no podemos descartar que el techo del tramo no tenga edad Cretácica Inferior (Berriasiense).

Desde luego, los movimientos Neokiméricos y la aparente concordancia de la serie roja sugiere una deposición inmediata, de edad Jurásica, para el grupo de Tera, en forma de abanicos fluviales coalescentes y aportes no direccionales con escasos depósitos carbonatados oncolíticos, en esporádicas cuencas interfluviales, siempre bajo un clima árido seco de aportes masivos e intermitentes.

En el grupo de Oncala la cuenca evoluciona hasta instalarse un medio lacustre en clima cálido húmedo con sedimentación terrígeno-carbonatada de ambiente reductor. La fauna de Ostrácodos dulceacuícolas permite a KNEUPER-HAAK (1967) señalar para el grupo una edad Berriasiense.

Es problemático considerar que nuestro límite superior comprende el grupo de Oncala, antes bien lo creemos excluido en parte, al menos, de nuestra cartografía del tramo compresivo ya que el desarrollo de los bancos de gravas silíceas ha servido como base de la delimitación de la facies Weald.

Por las consideraciones anteriores, estimamos que este tramo transicional no tiene una potencia superior a los 60 m.

2.2 CRETACEO (C)

Aunque la parte superior del tramo anterior ya puede tener edad Cretácica (Berriasiense) consideramos como pertenecientes al Cretáceo propiamente dicho, las unidades desde el Weald hasta las calizas dolomíticas de aspecto carnioloide del Maastrichtiense, sobre las que yace el Paleoceno en facies Garumniense.

2.2.1 Facies Weald (Cw₁₁₋₁₃)

En esta facies incluimos la serie continental de coloración blanca amarillenta a gris, compuesta por conglomerados silíceos, gravas, areniscas, arenas, limolitas y arcillas que constituyen una parte probable del grupo de Oncala, así como, los de Urbión, Enciso y Oliván de TISCHER, BEUTHER, KENEUPER-HAAK (1965-1967).

En nuestra Hoja el contacto con el tramo anterior se establece de forma nítida ya que sobre la serie roja se encuentran los conglomerados monogénicos de cantes silíceos ya sean de cuarcita o cuarzo, redondeados y homométricos de color blanco grisáceo. Su cemento es también silíceo y la potencia del paquete es de 10 a 15 m.

Sigue la serie con alternancia de areniscas y gravas con intercalaciones de lutitas rojas y ocres y de nuevo conglomerados, gravas y areniscas gruesas con frecuentes limolitas gris verdosas de gran contenido en materia orgánica.

La serie superior está constituida por una alternancia de ortoconglomerados monogénicos, homométricos de cantes de cuarcita y cuarzo bien redondeados, en alternancia con gravas y arenas blanco grisáceas.

Posteriormente y a techo, la facies Weald evoluciona a terrígenos finos, areniscas y limolitas que son el equivalente del grupo Oliván, con posibilidades lignítferas.

Las facies Weald aflora a lo largo del cabalgamiento San Leonardo-Cubilla, extendiéndose hacia el Norte con una potencia superior a los 600 m y también en el núcleo del anticlinal de Santa María de las Hoyas, así como, entre Cubilla y el sinclinal de Cabrejas-Muriel Viejo-Muriel de la Fuente, donde la potencia baja, para no sobrepasar los 300 m.

2.2.2 Facies Utrillas (Cw₁₃₋₂₁)

La sedimentación de la facies Utrillas es a base de depósitos terrígenos de naturaleza generalmente silícea muy similares a los de la facies Wealdense y de forma especial en los paquetes de base que pasan progresivamente a terrígenos finos hacia techo de la formación.

La ausencia en este área de los niveles marinos del Aptense hace muy problemático el límite con la facies anterior. Este sólo es posible establecerlo por analogías a escala regional.

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 consiste en conglomerados mongénicos de cantos bien rodados de cuarcita y cuarzo, homométricos de tamaños de unos 10 cm. Su matriz es cuarzarenítica con arcilla tipo caolín. Este tramo pasa hacia techo a cuarzarenita con caolín.

El segundo tramo está constituido por secuencias positivas de gravas, arenas y limolitas o arcillas. Su evolución hacia 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 postdiagénico. Todo este tramo culmina con capas de areniscas calcáreas bioclásticas que marcan el comienzo de la transgresión marina en que tienen lugar las secuencias carbonatadas.

Los afloramientos de la facies Utrillas se encuentran bordeando el sinclinalio de Cabrejas-Muriel Viejo-Muriel de la Fuente, también en la serie cretácica cabalgada, en torno al núcleo weáldico del anticlinal de Santa María de las Hoyas y, finalmente, en el núcleo del anticlinal de Aylagas-Fuentecantales.

La potencia de la facies Utrillas es muy variable a nivel regional, aunque en nuestra Hoja se puede estimar en 150 m.

En cuanto a la edad es preciso resaltar que su parte superior es sin duda correspondiente a la época del Cenomanense.

2.2.3 Cenomanense (C_{21})

Comienza por un tramo de margas grises difícilmente separable por su morfología de la facies Utrillas subyacente. El tránsito de ésta a las margas grises se realiza generalmente de forma gradual por medio de un nivel de margas verdes.

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

Las características petrográficas y paleontológicas sugieren que su depósito se realiza en un medio marino intermareal en forma de ensenadas con barras de protección exterior, rotas de forma intermitente. De esta forma, en los medios protegidos hipersalinos tienen lugar los depósitos de lumaquelas de Ostreas y las calizas de Ostrácodos y Serpúlidos mientras que en las invasiones de salinidad normal en la rotura de las barras se produce sedimentación de micritas y biomicritas cuyas características de microfacies presentan analogías con las series del Turonense de la Ibérica, lo cual, induce a

errores de atribución si no se apoya ésta a la vez en criterios macropaleontológicos.

La microfauna clasificada consiste en *Serpúlidos*, *Discórbidos*, *Ophthalmidiidos*, *Rotalia*, *Heterohelix*, *Spiroplectammina*, *Ataxophragmideos*, *Hedbergella* aff. *planispira*, *Hedbergella* aff. *trochoidea*, *Hedbergella* aff. *amabilis*, *Gumbelina* aff. *reuszi* y *Giroidinoides nitida*. Pueden haber además otros microfósiles como *Ostrácodos*, *Cuneolina*, *Favreina*, *Pleurostomella*, *Nonionella*, *Ammobaculites*, *Microcodium*, *Anomalina*, *Clauvalina*, etc.

En general, esta microfauna no es verdaderamente significativa, pero sí lo es la macrofauna. En ésta aparecen profusamente representados los Lamelibranquios de diversas clases entre las que citaremos:

Heteromyarios anisomiaros: *Mytilus* cf. *semiradiatus* D'ORB y *Mytilus ornatus*, D'ORB. Heteromyarios monomiarios: *Exogyra flabellata* GOLF; *Exogyra columba* DESH; *Exogyra pseudoafricana* CHOIFF; *Ostrea ouremensis* CHOIFF; *Ostrea biauriculata* LAM; *Ostrea barroisi* CHOIFF, así como los pectináceos *Neithea aequicostata* D'ORB; *Neithea dilatata* D'ORB; *Lima intermedia* D'ORB y *Pecten dujardini* ROEM.

Taxodontes: *Arca guerangeri* D'ORB y *Arca serrata* D'ORB.

Desmodontes: *Pholadomya gigas* D'ORB; *Pholadomya* cf. *fabrina* AGASS y *Panopaea striata* D'ORB.

Heterodontes: *Cyprina oblonga* D'ORB; *Cyprina* cf. *ligeriensis* D'ORB; *Cardium guerangeri* D'ORB; *Aniscocardia hermitei* CHOIFF; *Isocardia cripoceras* D'ORB y *Thetis major* SOW.

Además de los Lamelibranquios, los Gasterópodos están representados por: *Natica cassiana* D'ORB; *Turritella* cf. *difficilis* D'ORB; *Cerithium* sp; *Pterocera incerta* SOW y *Tylostoma* sp; siendo de tránsito al Turonense el *Chenopus servesensis* CHOIFF.

También son frecuentes los Equínidos con las especies: *Tetragramma variolare* COTT; *Cyphosoma cenomanesis* COTT; *Enallaster greenowi* D'ORB; *Hemister delgadoi* P. de LOR y *Hemister bellasensis* P. de LOR.

Completan la macrofauna el Braquiópodo *Terebratula biplicata* (SOW) y los Cefalópodos *Natilus* sp. y *Pseudotissotia barjonai* (CHOIFF).

El paso del Cenomanense margoso al Turonense de características similares tiene lugar generalmente a través de niveles de pequeños Equinidos junto con Ammonites del género Vascoceras.

La potencia medida en el Cenomanense es de 15 a 25 m, siendo ya de la época Cenomanense la parte superior del Utrillas subyacente.

2.2.4 Turonense (C₂₂)

La mayor parte de la serie (C₂₂¹) consta de un predominio de margas

con escasas intercalaciones de micritas nodulosas arcillosas y biomicritas, constitución litológica y contenido faunístico que sugieren una evolución del medio intermareal del Cenomanense hacia la plataforma exterior con débiles aportes terrígenos y energía débil del medio que permite los depósitos de micrita.

El techo (C_{22}^2) de Turonense está constituido por biomicritas de gasterópodos y margocalizas masivas pseudonodulosas de tonalidad crema clara con Ostrácodos.

La cuenca evoluciona hacia intermareal en un medio de sedimentación más restringido tipo lagunar:

La microfauna clasificada consiste en *Heterohelix*, *Textuláridos*, *Ophthalmodioides*, *Discorbidos*, *Hedbergella*, *Stomiosphaera*, *Pithonella sphaerica* y *Pithonella ovalis*, pudiendo haber además, *Miliólidos*, *Glomospira*, *Bolivinopsis*, *Rotalina*, *Nummoloculina*, *Favreina* y *Ataxophragmídeos*. Casi siempre hay Algas como *Heteroporella lepinae*, *Linoporella*, *Acicularia*, *Neomeris* y *Boueina*, así como *Ostrácodos*, muy especialmente en el nivel superior, con los génesis *Pterygocythereis*, *Veenia*, *Krithe*, *Xextoleberis* y *Bairdia*, como más frecuentes. Finalmente, se acusa en las láminas transparentes la presencia de *Lamelibranquios*, *Serpúlidos*, *Espículas*, *Equínidos* y *Briozoos*, mientras a techo son más frecuentes las secciones de *Gasterópodos* y ocasionalmente de *Ammonites*.

La macrofauna clasificada es profusa en Lamelibranquios entre los que mencionaremos: *Mytilus ligériensis* (D'ORB); *Ostrea cf. rediviva* (COQ); *Arca ligériensis* (D'ORB); *Arca guerangeri* (D'ORB); *Arca sagittata* (D'ORB); *Cyprina oblonga* (COQ); *Venus faba* SOW; *Venus plana* D'ORB; *Isocardia ataxensis* D'ORB; *Cardium moutanianum* D'ORB; *Pholadomya ligériensis* D'ORB y *Pleuromya servesensis* CHOIFF.

Entre los Equínidos se encuentran: *Hemaster verneuili* (DESOR); *Hemaster cf. tumidosus* (CHOIFF) y *Cyphosoma regulare* (AGASS).

De los Gasterópodos más frecuentes a techo, se han determinado: *Fusus renauxianus* D'ORB; *Chenopus ouremensis* CHOIFF; *Voluta renauxiana* D'ORB; *Avellana avellanaeformis* CHOIFF; *Pterodonta* cf. *intermedia* D'ORB y *Tylostoma globosum* SHARPE.

Los Ammonites bien representados, dan una fauna claramente definitoria con las especies: *Vascoceras gamai* CHOIFF; *Vascoceras subconciliatum* CHOIFF; *Vascoceras mundae* CHOIFF; *Vascoceras douvillei* CHOIFF y *Vascoceras amierensis* CHOIFF.

En cuanto a potencia de la serie turonense puede considerarse variable en función de las condiciones de sedimentación y por lo que se refiere a

nuestra Hoja, oscila entre los 50 y 70 m de los que alrededor de 20 corresponden al Turonense Superior (C_{22}^2).

2.2.5 Coniaciense (C_{23})

Concordante con el Turonense Superior y en tránsito litológico transicional, 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 con el que se produce un buen resalte morfológico.

Desde el punto de vista de microfacies se trata de biomicritas levemente arcillosas algo dismictíticas 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 agua de más alta energía. De esta forma, es fácil separarlo del tramo anterior por la presencia de Rudistas (*Metacaprina* sp.) y de numerosas especies *Ostreas*.

Precisamente en las láminas transparentes se acusa la aparición de Rudistas y Ostreidos que junto a otra fauna trivial permite su separación del Turonense Superior con el que coincide en cuanto a dichas especies triviales, tal como *Miliólidos*, *Textuláridos*, *Discóridos*, *Ophthalmidiidos*, *Vidalina*, *Gavelinella*, *Halimeda*, *Acicularia*, *Neomeris*, *Heteroporella*, *Serpúlidos* y *Gasterópodos*.

La macrofauna clasificada consiste en diversas especies de Ostreidos como *Ostrea multilirata*, CONRAD; *Ostrea subpathulata*, SOW; *Exogyra semiplana*, SOW; *Ostrea hippopodium*, NILSSON. (muy frecuente) y *Pycnodonta vesicularis*, LAM. (frecuente).

Otras especies de Lamelibranquios son: *Arca* cf. *royana*, D'ORB; *Venus subplana*, D'ORB. y *Neithea striatocostata*, D'ORB.

Finalmente se han determinado entre los Rudistas la *Metacaprina* sp. y el *Birradiolites* cf. *canaliculatus*, D'ORB.

En el caso de la serie neocretácica afectada por el cabalgamiento del accidente tectónico San Leonardo-Cubilla, se produce laminación de las margas del Turonense Superior y del Coniaciense por lo que difícilmente permite establecer la separación entre ellos y se recurre a un tramo compresivo (C_{22-23}).

La potencia del Coniaciense es variable pero en nuestra Hoja es alrededor de los 100 m.

2.2.6 Santoniense-Campaniense (C_{24-25})

Suprayacente al Coniaciense se encuentra un gran paquete de calizas con estratificación de masiva a difusa y escasas intercalaciones de margocalizas y de bancos de dolomías rosadas. Todo el conjunto aparece con frecuencia recristalizado.

En microfacies son biomicritas, bioosparitas e intrabiosparitas dolomitizadas, dando algunas calizas organógenas una microfauna compuesta de: *Cuneolina pavonia parva*, *Orbitolinopsis senonicus*, *Lacazina elongata*, *Idalina antiqua*, *Nummofallotia*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudolituonella*, *Globotruncana aff. sigali*, *Dictyopsella*, *Rotalia*, *Ataxophragmium*, *Acicularia*, *Boueina*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, etc. En esa asociación son muy frecuentes la *Lacazina*, la *Idalina* y otros Miliólidos en tanto que el resto es accidental según las muestras. En el corte del Cerro de San Cristóbal aparece junto a los Miliólidos, Textuláridos y Vernuilina, el *Orbitoides tissoti* que no ha sido determinado en ninguna otra muestra.

Desde el SE de Cerro Veleta, Sur de Talveila, hasta el Oeste de Cubilla, en las series carbonatadas neocretácicas no se acusan las características específicas que permiten en otros lugares la división en los pisos que hemos establecido, por lo que las agrupamos desde el Turonense Superior al Santoniense-Campaniense inclusive en un tramo compresivo (C_{22-25}).

En uno de los lugares donde mejor se ve la serie del Santoniense es en el Barranco del río Lobos, donde quedan al descubierto los farallones por la amplia talladura que ha producido el mencionado río. Tanto en esta zona como en otras de la Hoja, se aprecia para el Santoniense, una potencia de unos 120 m.

2.2.7 Campaniense margoso (C_{25})

Después del régimen anterior en que las barreras arrecifales avanzan hacia el continente, debido sin duda a una climatología favorable, tiene lugar el depósito de margas y margocalizas nodulosas, de tonalidad gris verdosa, en áreas más cerradas o de albufera como corresponde a un medio de energía débil.

Las margas de que nos ocupamos se distinguen al Este de la Hoja en el sinclinal de coronación de la Sierra del Umbriazo y también al Oeste en el flanco Norte del anticlinal de Neocretáceo que se extiende de Hoz de Llama a Los Castillejos.

La microfauna es de *Miliólidos*, *Textuláridos*, *Rotálidos*, *Discorbídos*, *Dicyclina*, *Dasycladáceas* y *Charofitas*.

La potencia de las margas no excede los 25 m.

2.2.8 Neocretáceo marino terminal (C_{25-26})

Comprende parte del Campaniense y del Maastrichtiense hasta su tramo medio o superior en que se instaura la facies Garumniense.

Se trata de una formación caliza recristalizada con dolomitización que da al tramo un aspecto carnioloide.

La disposición de esta formación es claramente lentejonar que pasa lateralmente a caliza, de tal manera, que siempre que las margas del tramo anterior están definidas, se encuentra individualizado el conjunto Campaniense-Maastrichtiense, mientras que en los cambios laterales de facies o por laminación de las margas se establecen los tramos compresivos Coniaciense-Maastrichtiense (C_{23-26}) o el Santoniense-Maastrichtiense (C_{24-26}).

Las láminas transparentes, muy pobres en fósiles dan secciones de *Rudistos* y de *Equinodermos* así como *Miliólidos* y *Ataxophragmidae*.

La potencia de las dolomías carnioloides puede llegar a los 30 m.

2.3 TERCARIO (T)

Consideramos como perteneciente al Terciario desde la facies Garaumnense, si bien su parte inferior puede ser aún de edad Maastrichtiense Medio o Superior, hasta las rañas del Plioceno que junto al Mioceno representan el Terciario postorogénico.

2.3.1 Facies Garumniense ($Cg_{26}-T_1^A$)

En concordancia con el Cretáceo Terminal y suprayacente al mismo se encuentra la serie de potencia entre 100 y 200 m, constituida por margocalizas estromatolíticas, calizas de Gasterópodos y pisolitos y, finalmente, areniscas y margocalizas. De esta composición litológica y paleontológica pueden diferenciarse los tres subtramos que describimos a continuación:

2.3.1.1 Subtramo inferior de margocalizas estromatolíticas ($Cg_{26}-T_{g1}^A$)

Este primer subtramo presenta en su base calizas biogénicas con secciones de *Gasterópodos* y *Lamelibranquios* en las láminas transparentes, así como *Discorbidos*, concreciones de Algas *Clorofíceas* y *Cianofíceas* y también *Charofitas*.

La microfacies de este subtramo sugiere que el depósito neocretácico terminal dolomítico y pararecifal evoluciona a una cuenca más restringida

con zonas intermareales protegidas, de energía muy baja y períodos de desecación intermitentes que producen margas dolomíticas con las que se completa el substramo.

2.3.1.2 Subtramo medio de calizas de Gasterópodos y pisolitos (Tc_{g1}^A)

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* sp. y *Lychnus sanchezi*, VID, entre otros.

Pueden existir en este substramo leves pulsaciones en un régimen lagunar que origina oncolitos de gran tamaño.

2.3.1.3 Subtramo superior de margocalizas y areniscas (Ta_{g1}^A)

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

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

2.3.2 Paleógeno ($T_{c2-3}^A - Tcg_{c2-3}^A$)

Posteriormente a la sedimentación de la facies Garumniense tiene lugar fuertes movimientos epirogénicos que provocan un relieve desigual de la cuenca, de manera que la deposición del Paleogeno va a ser discordante sobre formaciones más antiguas originándose depósitos no unidireccionales sino abanicos coalescentes que van llenando las desigualdades de la cuenca.

De esta forma tiene lugar la sedimentación de un conglomerado basal homométrico de cantos de cuarcita y cuarzo muy redondeados que afloran en el área suroriental de la Hoja desde "Matalogaño" a "Estepar de Majadilla". Sobre los conglomerados se desarrolla una serie de alternantes de gravas heterogéneas, areniscas y arcillas de tonos asalmonados.

Simultáneamente con estos depósitos tiene lugar en otras áreas, donde las fuentes de aporte son las calizas del Neocretáceo, la formación de conglomerados calizos heterométricos y de cemento carbonatado.

La potencia de esta serie paleogena es muy variable, pero en los pocos lugares donde se aprecia, apenas excede los 50 m.

2.3.3 Calizas del Sannoisiense (T_{c3}^A)

Sólo aflora en la cota 1063, poco más de un Km al Sur del paraje "Los Majanos". Se trata de una formación caliza en forma de sinclinal que tiene gran profusión de *Planorbis cornu*, BRONG, y en menor cantidad *Helix ramondi*, BRONG, lo que asegura una edad oligocena para dicha formación lacustre.

2.3.4 Serie postectónica (T_{c3-1}^{A-B} – T_{c3-1}^{A-B})

Esta serie es discordante sobre las formaciones paleógenas y sus características litológicas son en parte semejantes, con tonalidades que varían del blanco amarillento al rojizo.

Los depósitos tienen lugar tras la fase principal de la Orogenia Alpina y son claramente horizontales, constituidos por conglomerados de cantos calizos subredondeados, areniscas y arcillas de color rojo.

El ambiente es claramente fluvio continental, mientras que las fracturas producidas en la fase distensiva originan cuencas lacustres de sedimentación arcillosa.

En cualquier caso tanto una sedimentación como la otra presentan en la parte más alta depósitos de arcillas ya que toda la cuenca evoluciona hacia el régimen lacustre y esa serie terminal puede equivaler a la caliza del Pontiense.

Por todo lo que acabamos de decir, la potencia del Mioceno debe ser muy variable, sobrepasando fácilmente los 100 m.

2.3.5 Rañas del Plioceno (T_{c2}^B)

En la zona meriodional y especialmente en su parte más occidental adquieren gran desarrollo superficial 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. Su potencia es de uno a cinco metros.

2.4 CUATERNARIO (Q)

Aunque al Norte y Oeste de la muela que constituye el sinclinalio de Cabrejas, Muriel Viejo y Muriel de la Fuente, 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 ligados a cursos permanentes o temporales, en especial todos los que constituyen el encaje de la red fluvial actual en los sedimentos del Terciario.

3 TECTONICA

3.1 ENFOQUE GENERAL

En toda el área de la Hoja tiene 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 sobre las arcillas del Keuper a la sedimentación del Retiense-Hetangiense en un medio deposicional de lagoon.

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

Existe una fase epirogénica intrabajociense de poca duración y otra supra Calloviana medio, de carácter igualmente regresivo que da una barra arenosa calcárea cuyo techo es Kimmeridgiense o Sequanense según los casos.

Tras el Kimmeridgiense se produce la fase epirogénica Neokimérica, general también a escala regional. Esta fase condiciona los depósitos del Purbeck y del Weald, mientras que los movimientos Austrícos lo hacen con la facies Utrillas que nivela los dispositivos estructurales impuestos por los movimientos Austrícos.

Se reconoce también la fase Subhercínica al final del Turoniense y la Larámica tras las que se inicia el Paleoceno continental.

Después de otra fase epirogénica post Paleoceno que configura la cuenca terciaria tiene lugar la deposición Eoceno-Oligoceno con fases tangenciales de plegamiento que culminan con la intraoligocena, de mayor paroxismo.

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

En el Plioceno debe comenzar el proceso morfogenético en que por

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-Cubilla

Se trata de un pliegue-falla o fundamentalmente una falla cabalgante, tendida hacia el NE, que partiendo de San Leonardo llega hasta Cubilla con amortiguamiento progresivo y aún sobrepasa los límites de dicho pueblo en relevo de cabalgamiento de la facies Utrillas sobre el Cretáceo Superior para desaparecer finalmente en el flanco meridional volcado de Muriel de la Fuente.

El salto de falla es variable con un máximo al Sur de Talveila donde el Retiense cabalga a la facies Utrillas terminal. Contadas las potencias de todos los pisos desde el Retiense al Cenomanense y estimando que en el borde de la cuenca Wealdica el espesor de sedimentos de Weald está muy por debajo de los 500 m, probablemente unos 300, el salto de falla máximo sería de unos 800 a 1.000 m.

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

La primera fase tangencial tendrá sus esfuerzos mayores de componente NE–SO que dan lugar a un pliegue falla con nivel de despegue 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 sino el intermedio y daría lugar a las dos familias de fallas de cizalla ENE–OSO y NNE–SSO y una tercera NE–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 NO–SE.

Así pues, tenemos un frente de cabalgamiento del Retiense-Hetangiense sobre el Cretáceo y un cortejo de fallas que cortan a la estructura o se disponen según fracturas paralelas.

3.2.2 Sinclinal Sur de Arganza-Herrera de Soria

Es un sinclinal disimétrico cuya rama Norte, muy verticalizada por el empuje que da lugar al cabalgamiento de San Leonardo-Cubilla está representada por las formaciones del Cretáceo Superior que se extiende a lo largo de la corrida de El Navajo, San Cristóbal, Umbría, El Palomar, La Dehesa y el Carrascal.

Su flanco meridional muy tendido está generalmente representado por las micritas del Santoniense y su núcleo, que se extiende aproximadamente por Vallejo de los Lobos, El Apretadero, El Ocejo, Herrera y Valdelacasa, muestra sedimentos del Paleoceno en facies Garumiense en tanto, que la fase distensiva produce una serie de subcuenca rellenadas por Mioceno continental postorogénico.

El flanco Norte, como ya hemos dicho, está bastante verticalizado, siendo muy replegado al SE de Vadillo en el paraje de la Dehesa y volcado al Sur de Vadillo en el Carrascal y prolongación suroriental donde el frente de cabalgamiento está muy próximo a las cumbres del Neocretáceo y empuja fuertemente sin la almohadilla plástica de la facies Utrillas para producir el vuelco del flanco que buza hacia el Sur.

3.2.3 Sinclinorio entre Cabrejas, Muriel Viejo y Muriel de la Fuente

Es en conjunto, una estructura sonclinal con una serie de repliegues suaves de dirección aproximadamente E–O. Representa el extremo occidental de la estructura que procede de la vecina Hoja de Cabrejas con facies Utrillas desde Fuentetova a Muriel Viejo en su borde Norte y noroccidental respectivamente. El borde Sur de la estructura es el flanco Norte del anticlinal volcado de Muriel de la Fuente.

El empuje que produce este sinclinorio tiene su componente tangencial mayor en dirección sensiblemente N–S y el menor esfuerzo en sentido vertical, mientras que en la segunda fase conservándose el mayor, según N–S, pasa a intermedio el vertical y se producen las fallas en cizalla uno de cuyos sistemas oscila entre NO–SE y NNO–SSE en tanto que el segundo lo hace entre NE–SO y NNE–SSO. Al primer sistema corresponde la falla de La Tejera-La Lastra, que es subparalela de la que produce el desgarre de Cidones en la vecina Hoja de Cabrejas.

El sinclinorio que nos ocupa presenta una máxima extensión de Coniaciense-Santoniense y queda enmarcado por el Cerro Coronas, La Lastra, Riscas del Portillazo, La Peña, Peñota, La Cumbre y Sierra del Umbriazo.

3.2.4 Anticlinal de Muriel de la Fuente

Es un anticlinal asimétrico de flanco Norte normal, marcado por la Sierra del Umbriazo y el flanco Sur, invertido, se extiende por Modorrón, Cabeza Enebrosa y Cerro Alto del Molino. Puede considerarse como la continuación suroriental del pliegue-falla de San Leonardo-Cubilla que se amortigua en este último pueblo y queda relevado por formaciones cretácicas dando lugar a un anticlinal asimétrico de vergencia Sur, que incluso cabalga a los conglomerados del Paleógeno.

El núcleo aflorante corresponde a la facies Utrillas en una amplia zona que se extiende al Sur de Muriel de la Fuente y prolongaciones noroccidentales y surorientales, interrumpidas éstas por el aluvial del río Abioncillo antes de entrar en la Hoja de Cabrejas y el eje anticlinal de dirección aproximada ONO–ESE se inflexiona a casi O–E para sumergirse en el Terciario de Aldehuella de Calatañazor en la Hoja de Cabrejas.

3.2.5 Sinclinal terciario de Abioncillo

Tiene el eje en dirección ONO–ESE y por tanto se dispone paralelamente al del anticlinal de Muriel.

Su importancia es escasa, pero el que la serie de conglomerados aparezca a veces cabalgada por el Senonense permite inferir que dichos conglomerados son preTECTÓNICOS y en consecuencia paleogenos.

3.2.6 Anticlinal de Vallejo Sotillo

Esta estructura es el anticlinal que sucede al sinclinal anteriormente indicado y desde luego se trata de un pliegue suave, simétrico, construido sobre las calizas del Senonense. Su eje tiene en Vallejo Sotillo la dirección ONO–ESE de los accidentes antes descritos pero su extremo oriental se inflexiona hacia la O–E antes de entrar en la Hoja de Cabrejas.

El flanco meridional del pliegue está enmarcado por conglomerados calizos y areniscas del Paleogeno, con tendencia a señalar el sinclinal cuyo eje se encuentra ubicado en el afloramiento de la cota 1063 correspondiente a las calizas de *Planorbis cornu*, BRONG, del Sannoisiense.

3.2.7 Anticlinal de Ayllagas-Fuentecantales

Está situado en el centro meridional de la Hoja, muy alargado en dirección ONO–ESE, con núcleo constituido por la facies Utrillas y suave buza-

miento en los flancos donde se reconocen todas las formaciones del Neocre-táceo desde del Cenomanense al Coniaciense inclusive, que ocupa por el Norte una amplia extensión desde el Cerro del Santo por el Cerro la Morra hasta Matalvin y lo mismo sucede por el Sur.

El eje del anticlinal pincha ligeramente hacia el ESE cerrando periclinalmente la alargada cúpula.

No se ven a su alrededor las formaciones paleogenas excepto en Los Hontanares y Valdeavellano, quedando el Senonense directamente recubierto por el Mioceno discordante.

Es esfuerzo mayor tuvo lugar en dirección NNE--SSO y en la segunda fase de esfuerzos tangenciales se formaron las fallas en cizalla de las que son más níticas la familia NNO--SSE que cortan transversalmente la estructura.

3.2.8 Anticlinal de Santa María de las Hoyas

Está ubicado en el extremo noroccidental de la Hoja y se extiende en dirección SE formando una gran cúpula cuyo núcleo está ocupado por la facies Weáldica en los parajes El Centenal, El Espino y El Cruyazo.

En torno a la facies Weáldica del núcleo, se encuentra la facies Utrillas donde se asienta el pueblo de Santa María de las Hoyas.

Por el Norte está enmarcado por El Portillo, Cerro Pelado y La Canaleja en Coniaciense, que pasa a Santoniense en su parte más septentrional.

Por el Este cierra la cúpula por El Montecillo y la cota de Ardal (1.215 m) en Coniaciense.

El borde meridional, enmarcado por Cerro de la Cuerda y Cubilla de los Raposos, da un flanco volcado con buzamiento al Norte.

Se trata por tanto de una cúpula asimétrica vergente al Sur y cuyo eje pincha hacia el SE.

El anticlinal en cuestión se prolonga hacia Ucero, con núcleo de Coniaciense, a través de El Portillo hasta la cota Franco (1.177 m). Esta prolongación es de eje subhorizontal, después de producirse el salto del eje dentro del Coniaciense, según una falla perpendicular a dicho eje y correspondiente a una paralela al esfuerzo tangencial mayor, en la segunda fase, Esta falla es la prolongacion del cauce del río Navaleno.

Parece que este anticlinal una vez llegado a Ucero se prolonga, con una ligera inflexión del eje, por el anticlinal de Aylagas-Fuentecantales, que como hemos indicado vuelve a pinchar hacia el S.SE.

3.2.9 Sinclinal de Nafría de Ucero y anticlinal subsecuente

Es una estructura poco visible ya que casi todo el sinclinal aparece

ocupado por el Mioceno discordante, pero al SE de Muñecas se observa el sinclinal fallado por una fractura de distensión o gravitatoria correspondiente a la tercera fase de esfuerzos tangenciales, cuando el mayor ha cesado.

La falla en cuestión pone el Santoniense en contacto con el Garumniense de manera que el bloque meridional ha descendido respecto al septentrional, apareciendo el Mioceno discordante que traslapa sobre parte del Garumnense y del Cretáceo terminal marino, ocultando una gran porción del flanco Norte del anticlinal subsecuente, encontrándose la charnela en Santoniense en tanto que el flanco meridional está cubierto por el Mioceno que traslapa sobre Santoniense, margas del Campaniense, calizas dolomíticas del Neocretáceo terminal y sobre la facies Garumniense.

5 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica en la Hoja de San Leonardo de Yagüe 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 Lías comienza la transgresión marina en medio restringido con formación de barros calcáreos, rápidamente dolomitizados por lejas magnesianas en episodios de dolomitización epigenética tan temprana que difiere poco del singenitismo.

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

La máxima profundidad tiene lugar en el Toarcense 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 aparece marcado por una brecha sinsedimentaria con mezcla de fauna sobre la que comienza un banco de un metro de oomicrita con Ammonites implantándose un ambiente que oscila entre intermareal y restringido en varios episodios.

Por encima del Bajociense se produce la invasión de terrígenos limo

arenosos con presencia constante de glauconita y todo ello junto con la fauna encontrada demuestran la existencia de un dominio intermareal de nivel de energía de medio a alto. En algunos puntos se data la parte superior de la serie como Calloviano Inferior y aún esporádicamente como Calloviano Medio.

A continuación tiene lugar la formación de una barra arenosa de tono ocre amarillento como un depósito de playa ligado a influencias supramareales eólicas y fluviales.

El techo del tramo anterior, enriquecido en terrígenos de tamaño arena, refleja la tendencia a la emersión. Nosotros creemos que ésta, no se produce del todo como consecuencia de la fase Preneokimérica, sin que exista el hiato, conocido en la Ibérica, entre el Calloviano Medio y el Oxfordiano Superior.

La transgresión del Oxfordiano Superior se manifiesta en la presencia de ciertas secuencias positivas que hemos datado como Argoviense, Sequanense y Kimeridgiense. A este último corresponde el banco de 2,5 m de potencia de gravas arenosas con cemento calizo que contienen Equinodermos, Coralarios fundamentalmente y algún Lamelibranquio.

Dichos niveles pararrecifales son la culminación del ciclo marino del Jurásico Superior y tras ellos, como consecuencia de la fase Neokimérica, tiene lugar la regresión postkimmeridgiense que va a dar lugar a una facies de transición Purbeck-Weald definiéndose una cuenca entre los bloques paleozoicos Demanda-Ebro, Ateca y Duero-Almazán.

El ciclo de transición Purbeck-Weald equivale a los grupos 1 y 2 (Tera-Oncala) establecidos por TISCHER y BEUTHER (1965). Se trata de depósitos de 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, 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.

Durante la deposición del Grupo Oncala, la cuenca evoluciona hacia condiciones lacustres de clima húmedo. Al instaurarse este medio las secuencias son carbonatado terrígenas con ambiente reductor y predominio de las tonalidades verdes a grises. KNEUPER-HAAK (1967) datan la formación Oncala como del Berriasiense.

La serie, que en el centro de la cuenca de Cameros es subdividida en los dos grupos señalados, no puede serlo en estas áreas de borde por lo que las

agrupamos en un tramo comprensivo Purbeck-Weald, fundamentalmente facies Purbeckiense de edad jurásica, sin que podamos excluir la edad cretácica para la parte superior del tramo.

La serie weáldica, propiamente dicha, comenzaría con el grupo Urbión, de sedimentación terrígena gruesa, que pasa gradualmente a los depósitos mixtos carbonatados y terrígenos del grupo Enciso y a los del grupo Oliván con areniscas y limolitas de color verde a pardo rojizo en una secuencia similar a la que tiene lugar en el paso del grupo Tera al de Oncala.

Toda la cuenca weáldica queda enmarcada por la Sierra de la Demanda, Macizo del Ebro, Macizo de Ateca y los macizos de Almazán y Duero por el Sur. Estos últimos macizos parecen constituir la principal área fuente tanto en la época que corresponde a la facies Purbeck-Weald como a la Weald propiamente dicha, durante la cual debe permanecer la de Ebro-Demanda 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.

Sin embargo queda lejos de nuestra Hoja el mar aptense y, en consecuencia, los movimientos "Austriacos" van a ocasionar un hundimiento generalizado en 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 y el carácter litológico supralitoral acusa 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 a Medio, con dominio pelágico y fauna de condensación de Ammonites hacia techo.

Se dejan sentir durante el Turonense Superior los movimientos epirogénicos "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 con depósito final de barros dolomitizados.

La fase epirogénica "Larámica" pone fin a la sedimentación marina del Cretáceo, iniciándose posiblemente en el Maastrichtiense, la facies Garum-nense.

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 terciarias sobre las que va a a realizarse la sedimentación terciaria. Un primer relleno se produce con conglomerados homométricos de cantos silíceos desde el Sur de "Matalogaño" a "Estepar de Majadilla" en la esquina suroriental de la Hoja. El área fuente debe ser la cuenca wealdica de San Leonardo a Cubilla o al menos algunos bloques emergidos. También hay en la serie, areniscas de tonos asalmonados que completan el Paleogeno en tanto que en la cota 1063 de la misma zona se encuentra una paleolaguna con depósitos de calizas de *Planorbis cornu*, BRONG., que define el Sannoisiense coetáneo con la parte terminal de la serie anterior.

Simultáneamente con estos depósitos tiene lugar una sedimentación de conglomerados heterométricos de cantos calizos subredondeados y cemento carbonatado, allí donde las áreas fuente son las calizas del Cretáceo Superior.

Posteriormente tiene lugar la fase paroxísmica intraoligocena, que en Oliete establecimos entre el Stampiense Superior y el Chattiene 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.

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, arenas y arcillas en posición subhorizontal, mientras que por fracturas de zócalo se producen cuencas en el Mioceno, en fases distensivas postalpinas, donde se pasa del medio fluvial al lacustre con depósitos de arcillas.

A su vez, todo el conjunto evoluciona hacia condiciones lacustres que darían las series arcilloso carbonatadas del Pontiense. No obstante, este último ausente en nuestra Hoja, queda sustituido y aún continuado por restos de una raña correspondiente al período morfogenético actual que provoca el encajamiento de la red fluvial y la sedimentación del Cuaternario.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

En el momento actual no existe en todo el territorio de la Hoja ninguna explotación minera de la que tengamos noticia.

Remontándonos al pasado existió una mina de lignito que se benefició entre los años 1914 y 1918. La mina a que aludimos, fue denominada "San Ramón" y está ubicada al Oeste del pueblo de Casarejos, en el paraje de Valdecolada.

Los trabajos de explotación se llevaron a cabo sobre una capa de lignito, de 0,40 m de potencia con un material de bajo poder calorífico.

En superficie se observan testigos carbonosos que tienen continuación según la ladera del monte siguiendo la corrida de estratos weáldicos superiores.

No creemos que los intentos del pasado, ni los buenos deseos del futuro, permitan una explotación exhaustiva de estos niveles carbonosos ya que están verticalizados y tectonizados por pertenecer a la zona donde el cabalgamiento del Retiense-Hetangiense ha producido incluso el vuelco de la serie cretácica superior.

El Real Decreto 278/1977 de 25 de febrero, cita en su artículo primero, entre otras, "la elaboración de las propuestas del Plan Energético Nacional de Abastecimientos de materias primas minerales y demás planes nacionales que se derivan de los anteriores". El espíritu de este Real Decreto, unido al 1.102/1977 de 28 de marzo en que se publica la relación de materias primas minerales donde figuran como prioritarias los carbones y las actividades con ellos relacionadas de exploración, investigación, explotación, tratamiento y beneficio, ha determinado la reacción de los Organismos Oficiales IGME y ENADIMSA para llevar a cabo una profunda investigación de una amplia zona que comprende gran parte de las Hojas de San Leonardo y Cabrejas del Pinar.

Acabadas las primeras investigaciones en 1979, se ha recogido en un informe, el estudio de todos los sondeos de la J.E.N. y de los realizados por ADARO, así como el análisis y reinterpretación de los datos de sísmica de Campsa-Amospain relativos a la zona en cuestión.

Por lo que se refiere a nuestra Hoja, quedan en su límite oriental los sondeos números 11 y 15 de 35 y 32 m, respectivamente. Ambos quedan fuera por 40'' y 28'' respectivamente de Longitud Este y no tienen ningún interés desde el punto de vista de lignitos.

El Sondeo Ucero núm. 1 de Campsa-Amospain, tampoco cortó carbón

y el dato interesante que se puede sacar es la gran disminución en la potencia de Wealdense.

En cuanto a caolín existen grandes probabilidades en el que hemos considerado como base del Albiense. El único lavadero importante está fuera de la Hoja en Hontoria del Pinar.

Las calizas y areniscas se explotan a cielo abierto en casi todos los pueblos, para uso de la construcción de viviendas y tenadas para los ganados, aunque siempre sin constituir explotaciones fijas y continuas, sino de acuerdo con las necesidades locales, así como para gravas de la red viaria.

Finalmente, en San Leonardo se explotan las arcillas del Purbeckiense-Wealdense para la fabricación de materiales cerámicos.

5.2 HIDROGEOLOGIA

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

En las inmediaciones de Hontoria y Navas del Pinar, dentro del territorio burgalés y al NO de la Hoja, se forma el río Lobos, que penetra en la misma por entre las derivaciones de la Sierra de Costalago.

En Arganza, al SO de San Leonardo, se le une por la izquierda el río Navaleno, que procede de la "zona de pinares", y ya juntos corren con dirección SE, encauzado en una profunda hoz, de altas y escarpadas márgenes, hasta cerca de la villa de Ucero, recibiendo en su curso las aguas tempestuosas de numerosos barrancos, secos durante la mayor parte del año. Este curso, de casi 16 Km de longitud, lo realiza bajo tierra durante una buena parte del recorrido.

En las proximidades de Ucero se une con las aguas del río Chico, que procedente del N de Talveila se ha formado por la unión de varias ramblas y arroyuelos procedentes de la "zona de pinares".

A partir de este punto, y con dirección sensiblemente S, corren juntos con el nombre de río Ucero, cuyas aguas se ven notablemente incrementadas con las procedentes de una copiosa fuente que brota entre las calizas cretáceas, en el fondo de una hoz próxima a la villa de Ucero, formando la espaciosa vega que se extiende al S, por Valdemaluque hasta Burgo de Osma, ya fuera de la Hoja.

El río Muriel nace cerca de la Ermita de la Blanca, próxima al Km 105 de la carretera de Soria a Burgos. Corre en dirección S hasta salir de la Hoja junto al pueblo de Torreblacos. Por la izquierda recibe las aguas del río

Avioncillo, que nace en el manantial de la Fontana u Ojo del Mar, junto a Muriel de la Fuente, sitio este último, así como el manantial de Ucerio, de gran importancia piscícola, por su abundancia en truchas y cangrejos.

Por el ángulo SO de la Hoja corren los ríos Cejos y Madre de Rejas, de poco caudal e importancia, pero que dan lugar a buenas vegas cerca de los pueblos, debido a la naturaleza del terreno que cruzan.

Por último, una extensa red de arroyos, regatos y torrentes, de cauces muy excavados y profundos, aseguran el desagüe de este territorio hacia el Duero.

En lo referente 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 la más abundante en aguas de manantiales, debido a que éstas, infiltradas en las calizas turo-senonenses son detenidas por las margas cenomanenses y forman un buen nivel acuífero, que cuando está favorecido por el buzamiento de las capas hacia las laderas erosionadas, da origen a buenos manantiales, entre los que hay que destacar el de Ucerio y la Fontana de Muriel de la Fuente.

Dentro de esta zona, las áreas más interesantes, por sus condiciones estructurales serían el sinclinal Sur de Arganda-Herrera de Soria y el sinclinal de Cabrejas, Muriel Viejo y Muriel de la Fuente.

Las arenas y areniscas del Eocretáceo dan lugar a un suelo con bastante humedad, pero los manantiales son de muy poco caudal debido a que las aguas infiltradas profundizan mucho. En esta zona, que bien por encontrarse en ella los principales pinares o porque por su blandura es posible obtener terrenos de labor, asientan algunos pueblos que han de abastecerse de aguas subterráneas del manto freático, porque las pocas fuentes que existían, con las continuadas sequías se han profundizado. Conviene indicar en relación con esta segunda zona, que las diferencias en la serie estratigráfica de elementos finos y gruesos en secuencias sucesivas pueden dar varios mantos confinados.

En la mitad sur de la Hoja nos encontramos con las formaciones miocénicas y diluviales, en las que alternan margas y arcillas principalmente. En ella sólo existen algunos manantiales de poca importancia, pero en cambio, como es el desagüe natural de las zonas montañosas del Norte, con sondeos de profundidad variable, pueden alumbrarse buenos caudales.

Referente a las características de las aguas, se hicieron en el Instituto Geológico en 1955 dos análisis correspondientes a las que se emplean para el abastecimiento de San Leonardo y a las del manantial termal de Fuenca-

liente, utilizadas para baños antiguamente y no en la actualidad, en que la temperatura oscila alrededor de los 20°C.

MANANTIALES	Anhídrido sulfúrico	Cal	Magnesia	Cloro	Cloruro sódico	Grado hidrotimétrico
San Leonardo	0,0206	0,0165	0,0382	0,0071	0,0117	1
Manantial termal de Fuencaliente	0,0068	0,1359	0,0724	0,0105	0,0173	27

Por último insertamos la relación de manantiales existentes en la Hoja, por términos municipales.

RELACION DE MANANTIALES

Ayuntamiento	Nombre del Manantial	Caudal l/s	Calidad	Usos o destinos
Blacos	Fuente del Ojo	150,000	Gorda	Consumo y riego
—	El Santo	75,000	—	Riego y río
Casarejos	Praderón	0,020	Potable	Ninguno
—	Chor.ón	0,100	—	Abastecimiento pueblo
—	—	0,050	—	—
Fuentearmegil	Cubillo Crespo	8,000	—	Consumo y riego
—	Ermita (Fuencaliente)	0,350	Caliente	Antiguamente para baños
—	Laguna	0,250	Potable	Consumo público
Fuentecantales	Cubillo Valdelacasa	1,000	—	Abrevadero
—	Fuente	1,000	—	—
—	Valdefuentes	1,00	—	—
Herrera de Soria	Fuente	0,500	—	Abrevadero y consumo público
—	Fuente Mujer	0,500	—	—
—	Corralejo	0,250	—	—
—	Arroyo Caño	0,500	—	—
—	Tejera	0,125	—	—
—	Valdesotillo	0,125	—	—
—	Fuente de Herrera	0,250	—	—
Muriel de la Fuente	Fontona	500,000	Gorda	Abastecimiento y riego
—	Fuente del Cura	2,000	—	—
—	Fuentemanda	1,000	—	—
Muriel Viejo	Arroyo de Muriel	50,000	Potable	El pueblo para servic. eléctrico
—	Fuente del pueblo	0,500	—	Abastecimiento público
Nafría de Ucero	Empinilla	20,000	—	Riego de 1,50 Ha.
Santa M ^a Hoyas	Juncada	0,150	—	Abastecimiento público
—	Cubillo	0,120	—	—
San Leonardo	Fuente Clementón	1,500	—	—
—	Fuente Gitanas	0,250	—	—
—	Río de los Campos	—?	—	—
—	Río Navaleno	—?	—	—
Talveila	Fuentecillas	0,500	Gordo	Abrevadero
—	Horcajo	1,000	—	Consumo público
—	Mamparas	0,500	—	Abrevadero y consumo
—	Masegar	0,125	—	—
Torreblacos	Fuente Simón	2,000	—	Pequeños riegos
—	La Juncada	0,500	Potable	—
Ucero	Manadero	50,000	—	Riego de 50 Has.
—	Fuente Cagomos	1,500	—	Abrevadero
—	Fuente Frías	2,000	—	Abrevadero y consumo
—	Las Fuentecillas	5,000	—	Abrevadero, consumo y riego
Valdemaluque	La Espinada	0,500	—	Consumo público
—	Vallejo la Fuente	0,125	—	—
—	Cubillo Somero	0,125	—	—
—	Dehesa	0,125	—	—
—	Los Huertos	0,500	—	— plaza del pueblo
—	Fuenterbor	0,125	—	Abrevadero
—	Fuentenarro	0,125	—	Abrevadero en el campo
—	Camino de Valdemal.	0,125	—	—
—	La Dehesa	0,500	Caliente	Consumo público
—	Impulsadera	2,000	Potable	—
—	Cubillo manadero	0,500	—	— en el campo
Vadillo	Ninguno	—	—	No hay manantiales

6 BIBLIOGRAFIA

- ARANZAZU, J.M. (1887).— "Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara". *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, t. IV.
- CANAVARI, M.— "Beltrag. sru. faun. des unter Lías von Spezia". *Palaeontographica*, t. 29.
- CANEROT, J. (1969).— "La question de l'Utrillas". *Comptes rendus de la Société Géologique de France*. Vasc. 1.
- CONTOS FIGUEROLA, J. (1946).— "Datos para la Hoja Geológica de Cabrejas del Pinar (Soria)". *Notas y Com. del IGME*, Vol. 15.
- COQUAND, H. (1869).— "Monographie de genre Ostrea". Marsella.
- CHOFFAT, P. (1898).— "Recueil d'études paleont. sur le fauna crétacique du Portugal". Vol. 1. Lisboa.
- CHUDEAU, R. (1896).— "Contribution à l'étude géologique de la Vieille Castille". Th. pr. à la Fac. des Sciences de Paris.
- DAVIDSON, T. (1874-82).— "Mon. British fossils. Brachiopoda". *Paleon. Soc.* T. IV. London.
- FALLOT, P. (1931).— "Notes préliminaire sur le crétacé de la région de Soria". *Extract. du Bull. de l'Inst. Cat. d'Hist. Nat.* Vol. XXXI, núm. 7.
- IGME (1979).— "Prospección de lignitos en Burgos-Soria". *Plan Nacional de la Minería*.
- LAPPARENT, A.; Quintero, I.; TRIGUEROS, E. (1956).— "Descubrimiento de huesos de Dinosaurios en el Cretáceo terminal de Cubilla (Soria)". *Not. y Com. del IGME*, núm. 45. Madrid.
- LOPEZ MATEOS (1946).— "Estudios geológicos en la provincia de Soria". *E.T.S. de Ing. de Minas de Madrid*.
- MELENDEZ-HEVIA y MURILLO-VELARDE, J. (1972).— "La falla de San Leonardo y su interpretación paleogeográfica". *Estudios geológicos*. Vol. XXVIII, I.
- PALACIOS, P. (1882).— "Cristales de pirita en las capas jurásicas de Soria". *Bol. Com. del Mapa Geológico de España*. T. IX.
- PALACIOS, P. (1890).— "Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria". *Mem. Mapa Geológico de España*.
- PALACIOS, P. y SANCHEZ, R. (1885).— "La formación waldense en las provincias de Soria y Logroño". *Bol. Com. Mapa Geol. de España*.
- QUINTERO, I. y MANSILLA, H. (1979).— "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.*

- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969).— "Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España". *Ediciones Cepsa, S.A.* Madrid.
- RICHTER, G. (1956).— "Las cadenas Ibéricas entre el valle del Jalón y la sierra de la Demanda". *E.T.S. de Ing. de Minas*.
- RICHTER y TEICHMULLER (1933).— "El desarrollo de las cordilleras celtibéricas". *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. XXXIII.
- RIOS, J.M.; QUINTERO, I. y TRIGUEROS, E. (1956).— "Hoja de Fuente-armegil". *IGME*.
- RIOS, J.M. (1941-55).— "Trabajos en los bordes de la cuenca del Duero". *E.T.S. ing. de Minas de Madrid*.
- ROYO y GOMEZ, J. (1922).— "El Mioceno continental Ibérico y su fauna malacológica". Madrid.
- SAEFTEL, H. (1960).— "Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spaniens". *Z. dtsh. geol. Ges.* 684-711.
- SAENZ GARCIA, C. (1933).— "Nota acerca de la estratigrafía del Supra-cretáceo y del Nummulítico en la cabecera del Nela y zonas próximas". *Bol. Soc. Esp. Nat.*, t. 33.
- SAENZ GARCIA, C. (1934).— "Hallazgo de una fauna Garumnense en la Sierra de Picos (Soria)". *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 35.
- SAENZ GARCIA, C. (1957).— "Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretáceo Superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica".
- SOLE SABARIS.— "Evolución del borde NE de la Meseta española durante el Terciario". *C.R. 19^{eme} Sess. Congr. Géol. Int.*, Seet 13. fac. 13. Argel.
- STEFANI, G.d (1913).— "Fossili della Creta Superiore". *Pal. Italica*. T. 19. Pisa.
- TAVANI, G. (1948).— "Fauna malac. cret. della Somalia e dell Ogaden". *Pal. Italica*. T. 43. Pisa.
- TISCHER, BEUTHER y KNEUPER-HAAK (1966).— "Geologische untersuchungen in Wealden und Utrillas schichten in westteil de Sierra de Cameros". *Beith Geol. Jb* 44.
- TISCHER, G. (1966).— "El delta weáldico de las montañas Ibéricas Occidentales y sus enlaces tectónicos". *Not. y Com. del IGME*, núm. 81.
- WIEDMANN, J. (1962).— "Contribution a la paleogeographie Crétacé vascogotique et celtibérique septentrional (Espagne)". *Libre. Mem. Prof. P. Fallot*. 1.
- WIEDMANN, J. (1965).— "Sur la possibilité d'une subdivision et des correlations du Crétacé Inferieur Iberique". *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.*, 34.

- WIEDMANN, J. (1975).— “El Cretáceo Superior de Picos de Europa (Soria)”.
Bol. Geol. y Min. T. LXXXVI-III.
- WIEDMANN, J. (1975).— “Subdivisiones y precisiones bio-estratigráficas del Cretáceo Superior en las cadenas Ibéricas”. *Comisión Nacional de Geología*.
- WRIGHT, T. (1978-86).— “Mon. Lias Ammon. of the British Island”. *Palaeont. Soc.* T. 18-19. London.

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