

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

2.1. Jurásico J

2.1.1.- Retiense - Hetangiense TA33 - J 11

Constituye un tramo de naturaleza esencialmente dolomítica y morfología de resalte que aflora a lo largo del frente de calbagamiento 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 dá lugar a carnioles rojizas o arenosas.

Hacia techo del tramo se observan algunas micritas intracásticas 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 sinéctica con aporte de lejías 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 seprable de éste en atención a sus características litológicas; pero por el contrario su límite superior es bastante artificial, lo que dá 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 sublito-
gráficas (micritas) con niveles esporádicos de entroques o criqui
na.

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: Ostrácodos, 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 margocalizas 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 biomicruditas, 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 Myáceos, 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 lumaquéllicas 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 grís - 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:

Braquiópodos - Tetrahynchia tetaedra (SOW); Tetrahynchia northamptonensis (WALK); Rhynchonella meridionalis (DESL); Lobothyris punctata (SOW); Terebratula jauberti (DESL); Terebratula subpunctata; (DAV) y Spiriferina münsteri (DAV).

Lamelibranchios - Bryphaea obliqua, (GOLD); Pseudopecten aequalis (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 Lamelibranchios además de Ostrácodos, Entroques, Ammodiscus, Lingulina tenera, Geitnitzin- nita 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 una unidad J 12-13 de unos 75 m. de potencia.

2.1.4. Toarciense 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 Toarciense - 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 - Tetrarhynchia batalleri, (DUVAR); var triftensis (FLAMAN); Rhynchonella sp; Lobothyris punctata (SOW); Epithyris submaxillata (SOW); y Spiriferina alpina (BUCH).

Lamelibránquios - Gryphaea cymbium (LAM); Pecten sp; Chlamys - - textorius (SCHLOT); Ctenostreon electra (D'ORB); Plagiostoma hesione (D'ORB); Lima toarcensis (DESL); Trigonia sp; Pleuromya cf. - - lisiana (SCHUB) y Pleuromya unioides (ROEM).

Belemnites - Belemnopsis sp.; Passalotheetis sp. y Dactylotheutis sp.

Ammonites - Harpoceras falcifer (SOW); Orthildaites orthus (BUCK); Hildoceras bifrons (BRUG); Hildoceras sublevisoni (SIMPS); Dactylioceras directum (BUCK); Grammoceras striatulum (SOW); Grammoceras distans (BUCK) y Hammatoceras insigne (ZIETEN).

De los Ammonites citados los cuatro primeros son para Moore pertenecientes al Toarciense 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 Toarciense. 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 striatulum (SOW), el Grammoceras distans, (BUCK) y el Hammatoceras insigne (ZIETEM) pertenecen a la parte alta del Toarciense, y concretamente el primero es de la hémera striatuli (número 6 de BUCKMAN).

Las especies Leioceras opalinum (REIN) y Dumortieria - -
levesquiei (D'ORB) han sido recogidas con especies toarciense, sin
duda procedentes de bancos más altos, tanto estratigráfica como
topográficamente.

El régimen intermareal instaurado al final del Pliensba-
quiense 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 acu-
sada ritmicidad, 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 Toarciense puede estimarse en unos 15 m.

2.1.5. D o g g e r J 21-24

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

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

Durante esta época hay una notoria evolución hacia secuen-
cias 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 hiper salino, 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 comicroritas recristalizadas con Ammonites y Braquípodos. Entre estos últimos se han determinado Rhynchonella sutherlandi (DAV) y Lobidothyris latovallis (BUCK), mientras que los Ammonites más definitorios son: - - Sphaeroceras brongniarti (SOW), Oppelia subradiata (SOW), Decotraustes genicularis (WAAG) y Garantiana sp.

Sobre este banco de aproximadamente un metro de potencia - continúa la secuencia carbonatada bioclástica con biomicroditas de crinoídes, intrabiomicroditas de clastos negros y microditas litográficas pardas en bancos métricos con separación de láminas de margas versicolores y casi siempre dolomitizadas.

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

Siguen alternando los paquetes de microditas más o menos litográficas con comicroditas de intraclastos hasta biomicroditas ligeramente arenosas con fauna de Terebrátulas y oosparitas recristalizadas y parcialmente dolomitizadas en capas de 35 a 50cm. de color

gris pardo que pasan progresivamente a biosparitas limo arenosas con fósiles, esparitas y biosparuditas 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:

- Sphaeridothyris 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:

- Tetrarhynchia tetraedra (GOLD)
- Waldheimia cardium, var. leckhamptonensis (WALK)

- Cribospongia cf. parallela (GOLD)
- Garantiana garanti (D'ORB)
- Leptosphinctes leptus (BUCK)
- Normannites orbigny (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 corrida, 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-Sequanense) Jp 24-31

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 Pre-nokimérica (Revista Comunicaciones de la Cátedra del Grupo XVII de la E.T.S.I.M. - Nº 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 Jp 32-33

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 caracter 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 gradada 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 biosparuditas 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 Streptocyclamina que puede datarse 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 organo-detríticas 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 Jp 32 - Cw 11

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 - Berriasiese, 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 (Berriasiese).

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 comprensivo 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.-C r e t a c e o 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. Cw 11-13

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, Kneuper-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 cantos 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 u ocre 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 cantos 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 lignitíferas.

La 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 sinclinorio de Cabrejas - Muriel Viejo - Muriel de la Fuente, donde la potencia baja, para no sobrepasar los 300 m.

2.2.2.- Facies Utrillas.Cu 13 - 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 Ap- - tense hace muy problemático el límite con la facies anterior. Este sólo es posible establecerlo por analogías a escala regional.

La fase Aústrica produce la estructuración de la cuenca - weáldica 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 - centímetros. 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 sinclinorio de Cabrejas - Muriel Viejo - Muriel de la Fuente, también en la serie cretácica cabalgada, en torno al núcleo wealdico 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.

2.3.2.- 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 intraclasticas 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, produce

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, Spiroplectamina, 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, Clavulina, 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 monomiaros: Exogyra flabellata GOLF ; Exogyra columba DESH ; Exogyra pseudoafricana CHOFF ; Ostrea ouremensis CHOFF ; Ostrea biauriculata LAM ; y Ostrea barroisi CHOFF , así como los pectinaceos 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 CHOFF ; Isocardia criptoceras D'ORB y Thetis major SOW .

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

También son frecuentes los Equínidos con las especies: -- Tetragramma variolare COTT ; Cyphosoma cenomanesis, COTT ; Enallaster greenowi, D'ORB Hemiaster delgadobi, P de LOR y Hemiaster bellasensis ? de LOR .

Completan la macrofauna el Braquiópodo Terebratula biplacata (SOW) y los Cefalópodos Nautilus sp y Pseudotissotia barjonai (CHOFF).

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

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 (C¹₂₂) 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 plataforma exterior con débiles aportes terrígenos y energía débil del medio que permite los depósitos de micrita.

El techo(C²22) del Turonense está constituido por biocritas 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, Texturáridos, Ophthalmiidos, Discórbidos, Hedbergella, Stomiosphaera, Pithonella sphaerica y Pithonella ovalis, pudiendo haber además - Miliólidos, Glomospira, Bolivinopsis, Rotalina, Nummoloculina, Favreina y Ataxophargmideos. Casi siempre hay Algas como Heteroporella lepinae, Linoporella, Acicularia, Neomeris y Boueina, así como Ostrácodos, muy especialmente en el nivel superior, con los géneros Pterygocythereis, Venia, Krithe, Xextoleberis y Bairdia, como más frecuentes. Finalmente, se acusa en las láminas transparentes la presencia de Lamelibranchios, 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 Lamelibranchios - entre los que mencionaremos: Mytilus ligeriensis (D'ORB); Ostrea cf. rediviva (COQ); Arca ligeriensis (D'ORB); Arca guerangeri - - (D'ORB); Arca sagittata (D'ORB); Cyprina oblonga (COQ); Venusfaba SOW; Venus plana D'ORB; Isocardia ataxensis D'ORB; Cardium moutanianum D'ORB; Pholadomya ligeriensis D'ORB y Pleuromya servesensis CHOFF.

Entre los Equínidos se encuentran: Hemiaster verneuili - (DESOR); Hemiaster cf. tumidosus (CHOFF) y Cyphosoma regulare - - (AGASS).

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

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

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, C²₂₂.

2.2.5.- Coniaciense C₂₃

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 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 arreci

fal 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 sp) y de numerosas especies de Ostreas

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, tal como Miliólidos, Textuláridos, - Discórbidos, 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 Rudistos 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 comprensivo C22-23.

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 antigua, Nummofallotia, Dicyclina schlumbergeri, Pseudolituonella, Globotruncana aff. sigali, Dictyopsella, Rotalia, Ataxophragmium, Acicularia, Boveina, 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 -- Cristobal aparece junto a los Miliólidos, Textuláridos y Verneuilina, 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 acusen 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 comprensivo 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 del Neocretáceo que se extiende de Hoz de Llama a Los Castillejos.

La microfauna es de Miliólidos, Textuláridos, Rotálidos, Discórbidos, Dicyclina, Dasycladaceas y Charofitas.

La potencia de las margas no excede los 25 m.

2.2.8. Neocretaceo 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 recritalizada con dolomitización que da al tramo un aspecto carnioloide.

La disposición de esta formación es claramente lantejonar - que pasa lateralmente a caliza, de tal manera que siempre que las margas del tramo anterior están definidas, se encuentra individua-

lizado el conjunto Campaniense-Maastrichtiense, mientras que en los cambios laterales de facies o por laminación de las margas se establecen los tramos comprensivos 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 Ataxophragmíidos.

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

2.3. Terciario T

Consideramos como perteneciente al Terciario desde la facies Garumnense, 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 Garumnense $C_{g26} - T_1^A$

En concordancia con el Cretáceo terminal y suprayacente - al mismo se encuentra la serie de potencia entre 100 y 200 m, constituída 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 $C_{g26} - T_{g1}^A$

Este primer subtramo presenta en su base calizas

biogénicas con secciones de Gasterópodos y Lamelibranquios en las láminas transparentes así como Discórbidos, concreciones de Algas Clorofíceas y Cianofíceas y también Charofitas.

La microfacies de este subtramo sugiere que el depósito neocretácico terminal dolomítico y pararrecifal evoluciona a una cuenca más restringida con zonas intermareales protegidas, de energía muy baja y periodos de desecación intermitentes que producen margas dolomíticas con las que se completa el subtramo.

2.3.1.2. Subtramo medio de calizas de Gasterópodos y pisolitos T_{91}^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 subtramo leves pulsaciones en un régimen lagunar que origina oncolitos de gran tamaño.

2.3.1.3. Subtramo superior de margocalizas y areniscas T_{91}^A

Este subtramo 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 subtramo.

2.3.2.- Paleogeno $T_{C2-3}^A - T_{C2-3}^{cgA}$

Posteriormente a la sedimentación de la facies Garumniense tienen 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 — rellenando 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 alternante 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 paleogenas 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 meridional y especialmente en su parte más -- occidental adquieren gran desarrollo superficial depósitos tabula-

res 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. C u a t e r n a r i o Q

Aunque al Norte y Oeste de la muela que constituye el sinclinorio 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.

Solo 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.