



IGME

519

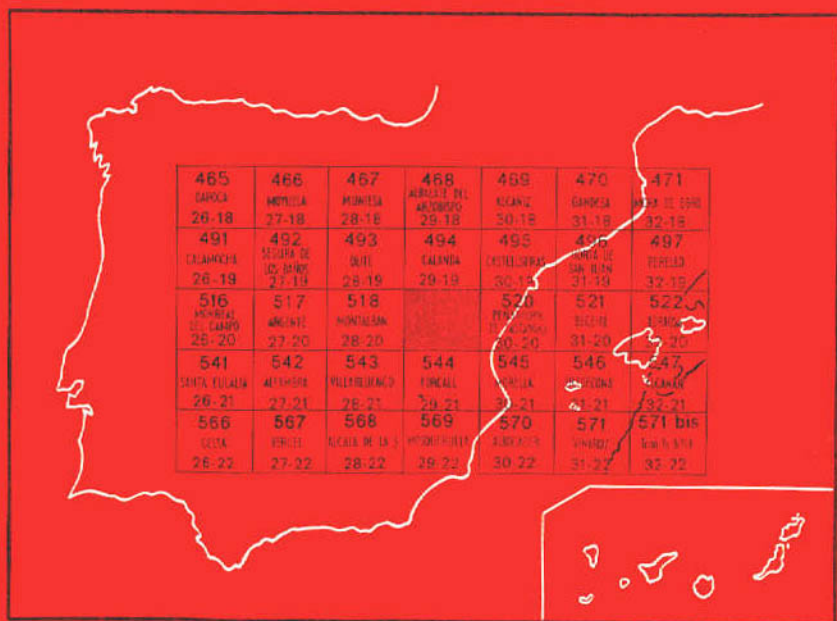
29-20

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

AGUAVIVA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

AGUAVIVA

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., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

En Cartografía y Memoria: J. Canerot, Dr. en Ciencias Geológicas, y R. Pignatelli, Lic. en Ciencias Geológicas.

En Sedimentología: María del Carmen Fernández-Luanco, Lcda. en Ciencias Geológicas.

En Micropaleontología: J. Canerot, Dr. en Ciencias Geológicas.

En Macropaleontología: Trinidad del Pan Arana, Dra. en Ciencias Naturales.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 5,806 - 1979

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja de Aguaviva, que comprende parte de las provincias de Teruel y Castellón de la Plana, está situada entre las comarcas del Bajo Aragón y del Maestrazgo, en los confines de la Cadena Celtibérica Oriental y la Cadena Catalana, al sur de la cuenca terciaria del Ebro, y en la parte septentrional del mesozoico del Maestrazgo.

Las series estratigráficas aflorantes corresponden a terrenos que abarcan desde el Triásico Superior en facies Keuper, hasta el Mioceno, con lagunas estratigráficas, a veces importantes, transgresiones y discordancias que se aprecian en el límite Dogger-Malm, el Cretácico Inferior y en diversos términos del Terciario.

Estructuralmente, la Hoja de Aguaviva está situada en la zona plegada correspondiente al arco que enlaza la Cadena Ibérica con la Cadena Catalana. Las orientaciones predominantes, tanto de pliegues como de fallas y cabalgamientos son de OSO-ENE. a E-O., si bien localmente se aprecia la interferencia de otras direcciones, como en la zona de Ladruñán, donde hay una orientación prácticamente N.-S., y en Santolea (NO.-SE.), sin duda debidas a la influencia de factores paleogeográficos en las cuencas de sedimentación.

Varias zonas pueden distinguirse por el modelo estructural que las representa:

En primer lugar la zona del NO., en los Molinos-Castellote, caracterizada por numerosos y apretados repliegues, cabalgamientos y fallas inversas, en general de poco desarrollo longitudinal y que se presentan en relevo.

La zona occidental y suroccidental, en que aparecen alineaciones, pliegues y cabalgamientos de mayor desarrollo, es decir, unidades estructurales mejor definidas.

La central (Ladruñán-Castellote), de estructuras más amplias, y direcciones anómalas respecto al conjunto de la Hoja, pero más en consonancia con las directrices ibéricas. En esta parte central no existen accidentes tectónicos intensos: ni fallas ni pliegues agudos.

Al S. y SE. destacan dos anticlinorios cuyos «núcleos» están suavemente ondulados y cuyos «flancos» son abruptos, replegados e incluso fallados. Es decir, se presentan como amplias estructuras en cofre.

Al NE., por fin, se encuentran una serie de estructuras de direcciones anómalas, si bien la predominante sigue siendo la E.-O., que pueden explicarse sobre todo en función de la influencia de la paleogeografía en el Cretácico Inferior.

Datos históricos:

Los numerosos trabajos realizados sobre la región pueden agruparse en tres grandes etapas:

— Hasta 1927, aportan observaciones puntuales de carácter esencialmente estratigráfico.

— De 1927 a 1962 aparecen las grandes síntesis regionales, cuyos principales autores son FALLOT y BATALLER; después, los alumnos de la escuela de Gotinga, dirigidos por H. STILLE, y finalmente, autores españoles como A. ALMELA y J. M. RIOS.

— A partir de 1962 se realizan estudios minuciosos, basados en la aplicación de técnicas modernas de investigación y en especial la micropaleontología.

De la primera etapa hay que destacar los trabajos de DE VERNEUIL et DE LORIERE (1854, 1863, 1868), de VILANOVA y PIERA (1859), de COQUAND (1865, 1867), de CORTAZAR (1885), etc.

La segunda etapa en los conocimientos sobre la región se inicia en 1927, con el trabajo de FALLOT y BATALLER: «Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo», obra que sorprende por la importancia y calidad de las observaciones realizadas. Este período puede considerarse finalizado en 1962 con el Libro a la Memoria del Profesor FALLOT, en que se reúnen los conocimientos adquiridos sobre la estratigrafía y evolución paleogeográfica y estructural del Bajo Aragón y del Maestrazgo.

Finalmente, durante estos últimos años, el Bajo Aragón y el Maestrazgo han sido objeto de numerosos trabajos. Algunos minuciosos y muy detallados, como los realizados bajo la dirección del Profesor A. F. DE LAPPARENT. Otros de carácter más regional, como la monografía de E. BERGER (1970).

el estudio de P. J. COMBES (1969) y las tesis de PH. MARIN (1974) y J. CANEROT (1974), nos han sido de una utilidad inestimable.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 TRIAS

1.1.1 KEUPER (T_{G3})

El Triás, en facies Keuper, es el material más antiguo que aparece en la Hoja de Aguaviva. Aflora solamente en el borde occidental, en cuatro núcleos anticlinales, como prolongación de estructuras de la vecina Hoja de Montalbán (28-20).

No puede estimarse el espesor total de este tramo, puesto que no aparece el muro, y litológicamente está constituido por arcillas abigarradas, predominando netamente el color rojo, y yesos.

En la Hoja de Montalbán está mejor representado: según PH. MARIN y otros (véase Hoja de Calanda, 29-19) las arcillas muestran asociación filítica de tipo albita-clorita, con presencia local de montmorillonita. La potencia real, teniendo en cuenta datos regionales, debe ser del orden de 150 m.

La edad de esta formación queda comprendida entre el Ladiniense terminal y parte del Rhetiense, por determinaciones hechas en la zona de Ejulve (Hoja de Montalbán), donde es fosilífero.

1.2 JURASICO

1.2.1 RHETIENSE-HETTANGIENSE (T_{A33}-J₁₁)

Hemos adoptado el criterio seguido por A. ALMELA e I. QUINTERO en la Hoja de Oliete (28-19), de agrupar el Rhetiense con el Hettangiense como una unidad cartográfica, pues sus dispositivos paleogeográficos, naturaleza, etc., parecen más de acuerdo con los del Lías suprayacente que con los del Triás, si bien se respeta su atribución cronológica al Triásico.

Está constituido por un conjunto dolomítico (dolomicritas), carnolitas, masivo, de colores rojo, gris y parduzco. El tramo es azoico, y su litología sugiere un medio de sedimentación intermareal (mediolitoral), donde tiene lugar un depósito mayor de Mg, produciendo una dolomitización sinsedimentaria.

Aflora en las cuatro estructuras citadas anteriormente para el Keuper, pero naturalmente en mucha mayor extensión, y en el núcleo de un anticlinal asimétrico y cabalgado, a unos 2 Km. al SO. de Molinos.

La potencia del conjunto dolomítico es variable, pero puede estimarse

en unos 200 m., como se ve en el anticlinal de Valderrero, en cuyo flanco S. aparece prácticamente vertical, y queda confinado entre el Keuper a muro y el Sinemuriense-Pliensbachiense a techo.

En algunos sitios (anticlinal de Alcaine, Hoja de Oliete) se han localizado sobre los últimos bancos de dolomías 6 m. de caliza bioclástica amarilla con Dasycladáceas, Solenoporáceas y Lituólidos que no determinan la edad, pero cuyas microfácies es atribuible al Hettangiense.

Inmediatamente encima del conjunto dolomítico aparecen calizas con crinoides, atribuidas al Sinemuriense, por lo que la edad del tramo Rhetiense-Hettangiense queda determinada sólo en función de techo y muro.

1.2.2 SINEMURIENSE-PLIENSBACHIENSE (J₁₂₋₁₃)

Sólo ha podido separarse este tramo en el extremo N. del anticlinal de Valderrero, donde se distingue bien delimitado entre las dolomías brechoides del Rhetiense-Hettangiense, a muro, y las margas amarillas del Toarciense, a techo.

También se ha reconocido al S. y SO. del pueblo de Molinos en sendos anticlinales, pero su poca potencia, unido a la complejidad estructural de los conjuntos jurásicos en estas zonas, nos han impedido distinguir el tramo Sinemuriense-Pliensbachiense en la cartografía, habiendo recurrido a su inclusión en un tramo comprensivo Sinemuriense a Dogger (J₁₂₋₂) por imposición de la escala del trabajo.

Está representado por unos 25 m. de calizas que en la base son litográficas (micritas) con niveles de artejos de crinoides (biomicritas), Pholadomyas y Pectínidos. Hacia el techo son bioclásticas (calcarenitas y calcirruditas biosparíticas), con abundante fauna, entre la que destacan grandes Belemnites.

Tampoco nos fue posible separarlo cartográficamente del resto del Lías ni del Dogger en la zona de Masía de Sisca, al SO. de la Hoja, por lo que allí queda también incluido en el citado tramo comprensivo (J₁₂₋₂).

1.2.3 TOARCIENSE (J₁₄)

Al igual que el tramo anterior sólo ha podido separarse cartográficamente, por imposición de escala, en el extremo N. del anticlinal de Valderrero.

Está comprendido entre el Pliensbachiense, a muro, y el Dogger, a techo. Diversos autores señalan un hiato en el Aaleniense, llegando incluso al Bajociense Inferior y Medio por arriba, y al Toarciense Superior por abajo, sobre la base de la distribución estratigráfica de las distintas especies de Ammonites encontradas y la atribución al Dogger de una sucesión estratigráfica variable y perturbada.

Los autores de la Hoja de Oliete (A. ALMELA, I. QUINTERO y otros) no están de acuerdo con esta idea. Les sorprende, desde luego, la inexistencia de ciertas especies de Ammonites del Toarciense Superior y del Aaleniese, pero indican la existencia de una representación, aunque pobre, de estos niveles, y de grupos que permiten completar el cuadro, señalando en los niveles más altos del tramo la presencia de Plagiostoma, con varias especies, e inmediatamente encima un nivel calizo poco potente, que parece una lumaquela de Ammonites, en los que se puede datar el *Graphoceras concavum* del Aaleniese terminal, como nivel de condensación en tránsito al Bajociense en sentido amplio. Por tanto, no observan hiato alguno demostrable ni paleontológica ni sedimentológicamente, sino sólo cambios batimétricos de importancia relativa.

En la Hoja de Aguaviva, la pobre representación de estos tramos liásicos no ha permitido hacer observaciones suficientes para tomar postura ni aportar datos en uno u otro sentidos, pero reconocemos que no existe entre las margas toarcienses y el paquete calizo del Dogger que las corona ninguna señal de interrupción sedimentaria, por lo que creemos que no se puede hablar, por ahora, de la ausencia de parte del Toarciense, del Aaleniese, ni de parte del Bajociense.

La potencia máxima puede estimarse en unos 30 m. de margas de color beige predominante, donde se encuentran Braquiópodos y Lamelibranchios. Al SO. (al N. de Masía Sisca) está peor representado: unos 5 m. de marga al techo, y debajo unos 10 m. de margocaliza alternante con pasadas margosas.

1.2.4 DOGGER (J₂)

Al igual que los dos tramos anteriores sólo ha podido distinguirse cartográficamente en el extremo N. del anticlinal de Valderrero, si bien en este caso más que por imposición de la escala ha sido por la dificultad que presenta la separación del tramo suprayacente de calizas del Kimmeridgiense Inferior. Siempre que se ha sospechado su presencia en relación con las formaciones calizas liásicas se ha incluido en un tramo comprensivo (J₁₂₋₂), o si se suponía relacionado con Liásico y Kimmeridgiense (J₁₂₋₃₂) al ser muy dificultosa o imposible su separación cartográfica a la escala de trabajo.

Su litología es muy variable, pero responde a un esquema general de calizas grises y rosadas, a veces bien estratificadas, otras veces incluso lajadas, con niveles oolíticos hacia la base, y conteniendo, sobre todo en los estratos inferiores, algunos Ammonites. Hacia el centro y techo del paquete aparecen niveles rojizos y dolomíticos más masivos y cristalinos.

En el anticlinal de Valderrero aparece con una potencia de unos 25 m. de calizas algo margosas, oolíticas en la base, lajosas, y dolomías amarillentas con niveles rojizos. En el SO., en cambio (al N. de Masía Sisca),

aunque se conserva la potencia, se presenta como calizas rosadas, masivas, dolomíticas y cristalinas.

El techo de la formación está bien definido paleontológicamente a escala regional, habiéndose datado el Calloviense Inferior y Medio y faltando el Calloviense Superior.

Al norte de esta Hoja, los autores de la de Calanda (PH. MARIN y otros) señalan en el Bathoniense una gran variabilidad, con numerosas e importantes condensaciones zonales, en las que igualmente puede estar implicado el Calloviense Inferior y Medio, e incluso indican que el techo de esta formación puede estar truncado por la transgresión oxfordiense. Citan, asimismo, hard-grounds intrabathonienses.

El Calloviense, incompleto y a menudo condensado, no está bien representado más que en escasos puntos, presentando en su techo un nivel con oolitos ferruginosos y rematado por un hard-ground.

1.2.5 OXFORDIENSE-KIMMERIDGIENSE {J₃₁₋₃₂}

Como decíamos antes, el Oxfordiense se encuentra situado por encima del nivel de condensación del Calloviense Inferior y Medio, faltando, por tanto, el Calloviense Superior y también el Oxfordiense Inferior y Medio, de manera que el Oxfordiense Superior es directamente transgresivo sobre el citado nivel de condensación.

Su escaso desarrollo, así como sus características litológicas y sedimentológicas, nos inclinan a asociarlo con el mismo ciclo sedimentario del Kimmeridgiense Inferior.

En la formación Oxfordiense-Kimmeridgiense no hemos podido hacer separación alguna, a causa de la gran variabilidad del conjunto, siendo imposible correlacionar las divisiones de una zona con las de otra. Pero a grandes rasgos podría describirse como un paquete de más de 150 m. de calizas y dolomías. Hacia el N., especialmente hacia el NO., debe disminuir la potencia. De hecho, en la zona de Molinos nunca encontramos grandes espesores, pero en general no podemos dar potencias por desconocerse o el techo o el muro de la formación. Ahora bien, en la Hoja de Calanda (29-19) le atribuyen sólo de 30 a 50 m.

En zonas contiguas, concretamente en la Hoja de Montalbán (28-20), ha podido distinguirse un Kimmeridgiense Inferior calizo-margoso, bien estratificado, y un Kimmeridgiense Superior masivo. Sin embargo, en Aguaviva no ha sido posible realizar separación a causa de la gran variabilidad del conjunto.

En efecto, si bien en la base se presenta en algunos puntos, como en Masía Sisca (en el SO.), como una alternancia de 10 m. de potencia de caliza gris litográfica o sublitográfica con intercalaciones margosas, con Ammonites, Belemnites, Gasterópodos, Lamelibranchios y Braquilópodos, siguen

do unos 20 m. de marga gris azoica, y 40 m. de caliza litográfica, gris clara, con pátina blanquecina, bien estratificada, con juntas margosas y niveles de Gasterópodos, Crinoides y Braquiópodos. Luego sigue la serie, hasta unos 150 m. en total, con dos grandes paquetes de aspecto masivo, de caliza dolomítica, pero que a techo tienen sendos tramos de calizas de características semejantes a las anteriores, es decir, bien estratificadas, en lechos de unos 20 a 30 cm. con juntas margosas, lo cual destaca notablemente en la morfología.

En el anticlinal de Bordón, en cambio, existe una gran variación a causa de la dolomitización, que se produce de forma irregular y en distintos tramos. En la parte occidental aparece constituido por unos 30 m. de caliza gris clara, litográfica, en lechos de 10 a 30 cm., con juntas margosas, con niveles rosados, otros ferruginosos y otros margodolomíticos blanquecinos, amarillentos y rosados, a los que se superponen unos 70 m. de calizas bien estratificadas en lechos de laminares a 20 cm., grises, amarillentas, rosadas con niveles oolíticos y otros margodolomíticos. Hacia el E., en cambio, a la altura de Luco de Bordón, está constituido, de base a techo, por 50 m. de dolomías grises, pardas y rosadas, conservándose niveles micríticos grises, con fauna, sin dolomitizar, 40 m. de caliza gris tableada, frágil, con juntas margosas, que lateralmente pasan a dolomías masivas, y 100 m. de alternancia de dolomías grises, beige, rosadas y amarillentas, que dan en el relieve un bandeado característico, entre las que aparecen intercalaciones de calizas, a veces oolíticas, y otras llenas de microfauna. Estas intercalaciones calizas son especialmente abundantes hacia el techo de la formación.

En la zona NE. aparece también muy dolomitizado, como puede observarse en un corte hecho al S. de Abenfigo, donde aparecen, de muro a techo, 40 m. de caliza dolomítica masiva con pátina gris y amarilla, conservándose a veces restos de bancos de 10 a 15 cm. de caliza micrítica; siguen 35 m. de caliza gris bien estratificada, parcialmente dolomitizada, respetando la estratificación, en bandas alternantes calizas y calizo-dolomíticas, con niveles margosos grises y niveles rojizos y amarillentos, y por fin 75 m. de Dolomías y calizas dolomíticas amarillentas y grises claras, con nivelillos margodolomíticos blanquecinos, amarillentos y rosados. Este último tramo, en general, se presenta masivo, pero a veces localmente aparece con aspecto tableado.

A la vista de estas descripciones se ve la imposibilidad de adaptarse al esquema anteriormente expuesto para hacer una correlación de los tramos a la división de Kimmeridgiense Inferior y Kimmeridgiense Superior, y la ausencia de datos paleontológicos, ya que no hemos encontrado fauna suficiente, y las dataciones micropaleontológicas tampoco han servido para hacer la separación.

1.2.6 KIMMERIDGIENSE-PORTLANDIENSE (J₃₂₋₃₃)

Sobre las formaciones calcodolomíticas del Kimmeridgiense Superior, y bajo las calizas del Portlandiense, se ha separado en la parte oriental del anticlinal de Bordón y en el núcleo del de Villores un tramo de unos 30 m. de potencia de calizas grises, beige y rosadas, alternando con margas rojas y grises, con algún nivel oolítico, cuya edad no ha sido totalmente precisada, y que puede atribuirse al paso de Kimmeridgiense a Portlandiense.

Se trata de un paquete de características litológicas muy particulares y diferenciables cartográficamente. Algunos niveles contienen charáceas, por lo que representa un tránsito de medio claramente marino a más somero, tal vez con episodios continentales.

En efecto, a partir de este tramo puede verse cómo el resto del Malm, así como el Neocomiense, presentan una clara influencia continental.

1.2.7 PORTLANDIENSE-VALANGINIENSE (J_{33-C₁₂})

Este tramo abarca una serie que comienza en el Jurásico Superior y finaliza en el Cretácico Inferior. La separación realizada no presenta un significado estratigráfico muy riguroso, pero se ha hecho teniendo en cuenta criterios litológicos seguros, cartografiables, aunque su amplitud cronológica es variable.

En efecto, el límite inferior de la serie se fija bien sobre el Kimmeridgiense calco-dolomítico, bien sobre el tramo calcomargoso descrito en el epígrafe anterior. El límite superior está determinado bien por una superficie de hard-ground, que refleja una laguna estratigráfica de importancia variable en el Cretácico Inferior, bien por la clara aparición de un nivel de areniscas gruesas en ligera discordancia, pero bien patente, como en las proximidades de Villores, o bien por la aparición de un neto cambio litológico a la serie margo-arenosa del Hauteriviense.

La discordancia intracretácica inferior afecta al conjunto de forma variable, de manera que en algunos sitios queda el Hauteriviense directamente en contacto sobre el Portlandiense; en otros, sobre el Berriasiense, y en otros, sobre el Valanginiense. Hacia el Oeste la amplitud temporal se reduce considerablemente, en función de los efectos paleogeográficos regionales y la erosión post-jurásica y pre-hauteriviense. Se trata de depósitos regresivos que marcan el fin del ciclo sedimentario del Jurásico Superior.

En el flanco sur del anticlinal de Bordón las calizas Kimmeridgienses están cubiertas por las calizas Portlandienses con *Anchispirocyclina lusitánica* (EGGER) del Portlandiense-Berriasiense, a las que siguen calizas y margas con charáceas, *Perimneste ancora* GRAMB., *P. micandra* GRAMB., *Nodosoclavator* sp., y *Globator trochiliscoides* GRAMB., del Berriasiense-Valanginiense.

Sobre el flanco N. la serie se enriquece considerablemente en horizontes margosos con charáceas, en tanto que calizas conglomeráticas separan el Valanginiense del conjunto Hauteriviense-Barremiense que le sigue.

En Ladruñán la formación Portlandiense-Valanginiense está muy bien representada. Sobre las calizas margosas, verdosas, del Portlandiense, se distinguen dos conjuntos: el primero, con unos 45 m. de potencia, y predominio margoso, contiene una asociación de charáceas de edad berriasiense, con: *Nodosoclavator bradleyi* (HARRIS), *Dictyoclavator fieri* (DONZE), *Flabelliochara grovesi* (HARRIS), *Perimneste micandra* GRAMB. y *P. horrida* (HARRIS). El segundo, esencialmente calcáreo, reducido a unos 30 m. podría, en razón a la aparición junto a las carófitas berriasienses, de formas que, en la línea *Perimneste-Atopochara*, son próximas a este último tipo, cuya edad es barremiense, podría pertenecer al Valanginiense.

Hacia el O. y NO. el Berriasiense y el Valanginiense no se encuentran más allá de una línea que pasa por Jaganta, Castellote, Cuevas de Cañart y la Sierra de los Pinaretos.

Aunque el tramo presenta una gran variabilidad a causa precisamente de sus condiciones de depósito, puede darse una columna sintética, esquemática, en la que se reconocen, de base a techo: unos 30 m. de calizas gris oscuro, con frecuentes niveles de brecha intraformacional, en la que destacan cantitos negros. Hacia la parte superior frecuentemente aparece un nivel de calizas grises, margosas, con motas blancas. Encima, unos 40 a 45 m. de margas con niveles calcáreos, y a veces alguno de arenisca (Berriasiense), y encima, unos 25 a 30 m. de calizas beige, amarillentas, con niveles conglomeráticos (cantos negros), con intercalaciones margosas, calizas con indicios de perforaciones de raíces en las superficies superiores, o superficies rubefactadas.

1.3 CRETACICO INFERIOR

1.3.1 HAUTERIVIENSE-BARREMIENSE (C₁₃₋₁₄)

Este tramo, bien representado en la parte meridional, en los anticlinales de Villoros y Bordón. También aparece, aunque su representación es más pobre, bordeando el anticlinorio de núcleo jurásico de Jaganta-Abenfigo, en la parte NE. de la Hoja.

No tiene un significado cronoestratigráfico muy riguroso, pues si bien la base queda perfectamente determinada como Hauteriviense, el techo, en cambio, puede no alcanzar todo el Barremiense. Sólo cuando está coronado por las margas rojas de Morella, facies continental del Bedullense Inferior, como ocurre en los citados anticlinales de Villoros y Bordón, tenemos la certeza de que abarca todo el Barremiense.

De todas formas, esta serie presenta una cierta unidad desde el punto

de vista sedimentológico y paleogeográfico. En efecto, la formación se produce en un gran ciclo sedimentario que comienza en el Hauteriviense con una transgresión marina, y que termina en el Aptiense basal con un episodio regresivo. Por lo tanto, esta separación se ha hecho con base en criterios litológicos y sedimentológicos.

Hacia el O. y N. la facies cambia notablemente, representando ambientes claramente continentales, sobre todo en la parte basal del conjunto, al tiempo que se reducen espectacularmente las potencias. Asimismo desaparece el nivel de «margas rojas de Morella», que coronaba la serie, y las calizas que se superponen al conjunto, ya en facies weald, presentan faunas de Barremiense y Beduliense, por lo que se hace imposible continuar con la neta distinción cronoestratigráfica que se hacía en el SE. de la Hoja.

Todo esto se comprende mejor a la vista del siguiente bloque diagrama, diseñado por J. CANEROT (Recherches géologiques aux confins des Chaînes Iberique et Catalane) (fig. 1).

En este diagrama se ve la disposición a escala regional de la cuenca Hauteriviense-Barremiense, que explica la distribución, a grandes rasgos, de las distintas facies en este intervalo.

Un corte realizado desde Villoses hacia el Sur, donde el conjunto Hauteriviense-Barremiense alcanza mayor potencia en el ámbito de la Hoja, nos muestra, de base a techo en primer lugar, un banco de 2 m. de potencia de areniscas gruesas en ligera discordancia angular con el conjunto Portlandiense-Valanginiense, seguido de 14 m. de margas grises y verdosas con intercalación de calizas poco potentes, de pátina amarillenta, superficies subefectadas; siguen 32 m. de calizas margosas y algún nivel de caliza cristalina, con intercalaciones escasas de margas verdes; siguen 10 m. de margas verdes; 21 m. de alternancia de margas y calizas margosas; 120 m. de margas verdes y grises alternando con calizas, calizas margosas, calizas de ostreidos, y algunos niveles métricos intercalados de arenisca y 102 m. de calizas, margocalizas, niveles de lumaquelas de ostreidos, niveles bioclásticos, e intercalaciones de margas, sobre todo en la mitad superior, de colores grises y verdes.

El conjunto es coronado por las areniscas y arcillas rojas y verdes del Beduliense Inferior (margas rojas de Morella).

Del total de 301 m., vemos que la descripción de los 199 m. inferiores se corresponden con las llamadas «Capas de Mirambel» (véase CANEROT, 1974), en las que se han determinado: *Fabanella polita* (MARTIN), *Cypridea* aff. *isasae* KNEUP-HAACK, *Dictyocythere* sp., *Atopochara trivolis triquetra* GRAMB., *Globator trochiliscoides* GRAMB., etc., cuya edad es Hauteriviense Barremiense Inferior.

Los 102 m. superiores, de carácter más calcáreo, han permitido determinar *Choffatella decipiens* SCHLUMB., *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC,

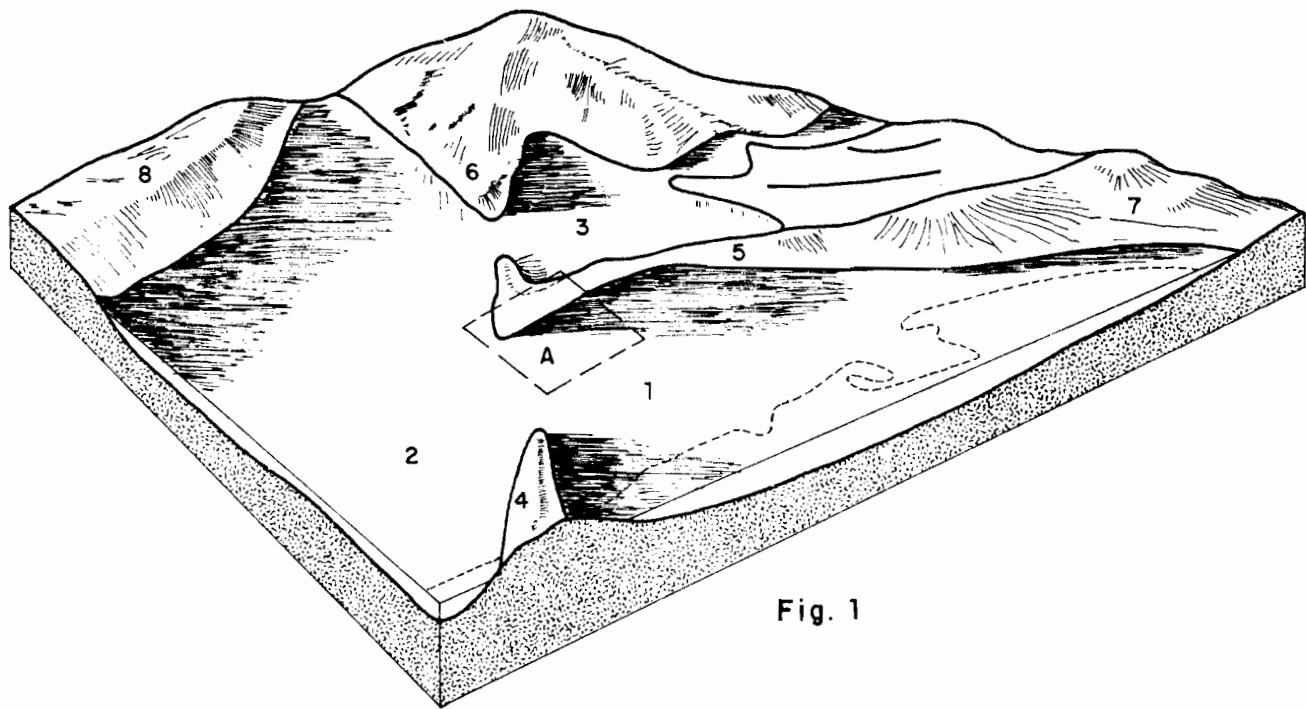


Fig. 1

1.- Cuenca del Maestrazgo Central

2.- Cubeta de Peñagolosa

3.- Cubeta de Oliete

4.- Umbral del Maestrazgo Meridional

5.- " de Ejulve-Molinos

6.- " de Montalbán

7.- Plataforma catalana

8.- Meseta Central

A.- Hoja de Aguaviva

Nautiloculina sp., *Boueina hochstetteri* TOULA *Permocalculus inopinatus*, etc., que corresponden al Barremiense Superior.

1.3.2 HAUTERIVIENSE-BARREMIENSE EN FACIES WEALD (C_{w13-14})

Como señalábamos antes, hacia la parte occidental y septentrional de la Hoja el Hauteriviense se presenta en facies de carácter más continental, sobre todo hacia la base del tramo, donde aparecen principalmente areniscas y arcillas abigarradas, mientras que hacia el techo conservan el carácter calizo y calizo margoso.

En Ladruñán, donde la serie «weald» está mejor representada, se han medido unos 80 m. de areniscas finas, arcillas arenosas, a veces yesíferas, verdes o vinosas, margas verdes con *Atopochara trivolis triquetra*, *Globator trochiliscoides*, *Flabellochara* sp., moldes internos de Lamelibranquios y Gasterópodos, nivelillos de calizas margosas con charáceas, que permiten datar el conjunto como Hauteriviense-Barremiense Inferior.

Sobre este conjunto aparecen calizas bioclásticas que hemos asociado a las claramente bedulienses que las coronan. Por tanto, como decíamos antes, en esta localidad hemos hecho una separación cronoestratigráfica diferente a la de Villores.

En el resto de los afloramientos el «weald» es menos potente y está representado casi exclusivamente por arenas, areniscas y arcillas verdes, amarillentas y rojas, salvo en el Arroyo de las Regayas, al N. de Jaganta, donde también aparecen intercalaciones de calizas con charáceas intercaladas en la serie margo-arenosa.

Este tramo aparece discordante y transgresivo sobre el Portlandiense y el Kimmeridgiense.

1.3.3 MARGAS ROJAS DE MORELLA (C_{m15}^I)

En el anticlinal de Villores es donde aparece este tramo con mayor potencia, alcanzando unos 65 m. Comienza, de base a techo, por unos 13 m. de arenisca alternando con margas gris azuladas; siguen 14 m. de arcilla roja y verde con nivelillos de areniscas blancas a verde claro; después, 9 m. de alternancia de areniscas y arcillas en finos bancos, con alguno grueso de arenisca mostrando estratificación cruzada; siguen 22 m. de arcillas y margas verdes, arenosas, con pasadas intermitentes de arenisca, y un banco de arenisca de 1 m., presentando hacia el muro un nivel carbonoso y otro hacia el techo. Termina el tramo con un banco calizo, lumaquela de Ostreidos, de unos 2 m. y finalmente unos 5 m. de marga verdosa.

Sobre esta formación encontramos ya las calizas bioclásticas grises del Beduliense, con Orbitolinas.

Este afloramiento no está lejos de la localidad tipo de las «margas rojas

de Morelia», donde J. CANEROT (1974) las describe como «una potente formación heterogénea, de tonos variables, vinoso, verde, beige o amarillento, en la que, junto a depósitos terrígenos, aparecen algunos bancos calcáreos». Hace una discusión sobre la microfauna y las distintas especies de charáceas que aparecen en el tramo, y concluye atribuyéndolo al Beduliense basal, si bien indica la posibilidad de que comenzara en el Barremiense terminal.

1.3.4 APTIENSE INFERIOR

Aparte del tramo anteriormente descrito, se han distinguido en el Aptiense Inferior dos formaciones: la inferior, esencialmente calcárea (C_{14-15}^{0-1}), o Beduliense calcáreo, y la superior, esencialmente margosa (C_{15}^1), o margas con Plicatula. En esta última destaca, especialmente en la zona sur de la Hoja, una intercalación caliza (Cc_{15}^1) o barra de Morella, que por su poca potencia en el ámbito de nuestro estudio es de difícil cartografía a la escala de trabajo.

La barra de Morella, que en la localidad tipo (Morella) se presenta con un espesor de 20 m., e intercalada hacia el centro del paquete de «margas con Plicatula», en el flanco S. del anticlinal de Villoros todavía conserva su potencia, pero situándose al techo del paquete margoso, y en contacto con el Aptiense Superior (Gargasiense). Hacia el Norte y Oeste se adelgaza rápidamente, apareciendo de nuevo como una intercalación entre las margas, hasta hacerse imposible su representación cartográfica.

El Beduliense calcáreo (C_{14-15}^{0-1}) se presenta al S. de Villoros con una potencia de unos 140 m. de calizas con importantes intercalaciones margosas, si bien en el resto de la Hoja aparece más netamente calizo, como en el anticlinal de Bordón, donde todavía se conserva el espesor. Pero éste se reduce considerablemente hacia el N. y O. Por ejemplo, en los alrededores de Ladruñán, donde no alcanza más allá de 30 m.

Como ya indicábamos al hablar del Hauteriviense-Barremiense (epígrafe 1.3.1) en gran parte de la Hoja el Barremiense Superior se ha cartografiado en un tramo comprensivo junto al Beduliense calcáreo al carecer de criterios de separación, como lo era en la zona SE. la presencia del Beduliense Inferior terrígeno. Pues bien, los 30 m. de calizas detríticas, de tonos anaranjados, a veces con estratificación cruzada, de los alrededores de Ladruñán, abarcan conjuntamente el Barremiense Superior y el Beduliense calcáreo. Este tramo desaparece completamente al S. de Ladruñán y hacia el O., apareciendo como un estrecho paquete desde los Pinaretos, como una delgada alineación hasta el límite occidental de la Hoja. Más al S., vuelve a aparecer en Masía Sisca y en la zona de La Hoya, si bien se presenta en forma discontinua a consecuencia de la erosión producida

por levantamientos que tuvieron lugar en el Aptiense Superior, y por la posterior «transgresión» Albiense.

Hacia el N. y NO. también es irregular y discontinua la aparición de afloramientos del tramo. En ciertos casos no podemos descartar la presencia de niveles del Aptiense Superior, por lo que al no poder hacer separaciones se ha cartografiado como tramo comprensivo más amplio (C₁₄₋₁₅) el conjunto de calizas biodetríticas y margas de edad Barremiense Superior-Gargasiense.

Lo característico del tramo es la existencia de calizas de color gris o anaranjado, detríticas, con Orbitolinas, e intercalaciones de margas, frecuentemente orbitolínicas, en las que se ha determinado *Palorbitolina lenticularis* (BLUM.), *Pseudocyclamina hedbergi* MAYNC, *Choffatella decipiens* SCHLUMB., *Boueina hochstetteri* TOULA, *Permocalculus inopinatus* ELL., y en las margas aparecen numerosos lamelibranquios y gasterópodos.

Las margas con *Plicatula* (C₁₅¹) alcanzan una potencia máxima de unos 80 m. en el anticlinal de Villores, disminuyendo paulatinamente hacia el O. y N. de la Hoja, pero se han reconocido prácticamente en toda ella, salvo en su tercio occidental. Este tramo es especialmente rico en fauna, habiéndose determinado en él *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *lotzei*, *Choffatella decipiens*, *Palorbitolina lenticularis* y *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana parva*. Su datación como Beduliense Superior se ha hecho, además, por medio de Ammonites (PH. MARIN y J. SORNAY, 1971), habiéndose determinado: *Gargasicerias* sp., *Aconecerias* cf. *nisoides* SAR., *Deshayesites deshayesi* D'ORB., y *Colombicerias* sp.

Aparecen también abundantes equínidos: *Conulus castaneus* (BRONG), *Pyrina pygosa* AG., *Coenholectypus similis* (DESOR.), *Heteraster oblongus* (BRONG.), *H. peroni* FICHEUR, *H. subquadratus* GAUTHIER, *Toxaster collegnoi* SISM., *Typocidaris* sp., *Trochotiara trigeri* (COT.), *Pseudocidaris clunifera* (AG.), etc.

Entre los Lamelibranquios, *Plicatula placunea* LMK., *P. spinosa* D'ORB., *Neithea atava* D'ORB., etc.

Braquiópodos: *Sulcirhynchia miliani* (BATALLER), *Sellithyris cortazari* (MALL.), *S. sella* (SOW.), etc.

Al techo quedan limitadas por las formaciones calcáreas del Aptiense Superior.

1.3.5 APTIENSE SUPERIOR (C₁₅²)

Las margas con *Plicatula*, de edad Beduliense Superior, pueden alcanzar hasta el Gargasiense basal, pero al carecer de criterios paleontológicos suficientes hemos preferido atribuir las exclusivamente al Beduliense, empleando como criterio de separación el cambio litológico que se produce en el techo con el brusco paso a formaciones calizas o calizo margosas.

La mejor representación del Aptiense Superior la encontramos en Santolea, justo en el centro de la Hoja, donde aparecen con su máxima potencia unos 120 m. de margas y calizas alternantes.

En la zona SE. de la Hoja (área anticlinal de Villores, barranco de Más Fuster y parte oriental del anticlinal de Bordón), aparece sobre las margas con Picatula un grueso paquete de calizas de aspecto masivo, grises, arrecifales (Cc₁₅²) con numerosas Toucasias, que a veces se desdobra en dos, con una intercalación de margas beige plagadas de Orbitolinas.

En ellas se han determinado *Iraqia simplex* HENSON, *Orbitolinopsis* sp., *Choffatella decipiens* SCHLUMB., *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* (DOUGLAS), etc.

En Villores, inmediatamente al Sur de la Hoja, se han medido unos 20 m., faltando parte de la serie, bajo un Oligoceno discordante.

Al NE. de Luco de Bordón se han medido unos 60 m. de calizas de Toucasia, potencia que podemos considerar como máxima para esta formación arrecifal en el ámbito de la Hoja.

Sobre la caliza de Toucasia se desarrolla una potente serie de margas y calizas, que sólo afloran en contados puntos (Barranco de Más Fuster y en Bordón). En el Barranco de Más Fuster se encuentran truncadas en parte, y fosilizadas por los depósitos terrígenos oligocenos. En cambio, en Bordón están bien representadas por 60 m. de alternancia de calizas beige, finamente estratificadas, bioclásticas, frecuentemente lumaquélicas, con escasos orbitolínidos, y margas glauconíticas con Ostreidos.

A este tramo siguen, en Bordón, unos 30 m. de margas arenosas, amarillentas, con Trigonias, Ostreidos y Glauconias, y areniscas ferruginosas, coronadas por un nivel de margas lignitíferas; a continuación siguen unos 60 m. de alternancia de calizas arenosas, margas lignitíferas con Ostreidos y Trigonias, y areniscas; en la parte superior de este conjunto aparece un horizonte con margas lignitíferas en las que se han encontrado ostras, Glauconias, Políperos y numerosos Ammonites.

Todo este tramo, de 90 m. de potencia, y de carácter más terrígeno que los anteriores, representa el tránsito de un régimen marino a continental, que se produce entre el final del Aptiense (Clansayense) y el comienzo del Albiense, por eso lo denominamos como «Facies de Transición» (C₁₅₋₁₆²⁻⁰).

La Facies de Transición sólo aparece en la Hoja en Bordón y en Santolea, donde se presenta mucho más terrígena, predominando netamente las arenas, aunque hacia su techo todavía contiene alguna pasada calcárea que denuncia el carácter de transición.

En resumen, el Aptiense Superior (Gargasiense en sentido amplio) sólo está completo en dos puntos en toda la Hoja, donde se ve el paso gradual hacia los sedimentos detríticos del Albiense. En el resto, o ha sido erosionado en parte (sector SE. de la Hoja), o no llegó a depositarse, como sospechamos, en el tercio occidental.

El Clansayense no ha podido ser caracterizado con criterios paleontológicos, pero indudablemente está incluido en la serie continua que va desde el Beduliense hasta el Albiense en facies continental.

1.3.6 ALBIENSE EN FACIES «UTRILLAS» (C₁₆)

Característica fundamental del Albiense es su disposición «transgresiva» a escala regional, pues se apoya sobre cualquier término de las formaciones del Cretácico Inferior e incluso del Jurásico. También es característica su litología, verdaderamente constante, a pesar de su variabilidad; sedimentos clásticos continentales: arcillas arenosas blancas o abigarradas, ferruginosas y esporádicamente lignitíferas, o caoliniticas.

La potencia es muy variable, dependiendo de la paleogeografía de su cuenca de sedimentación, y está comprendida entre unos pocos metros y unos 150 como máximo.

Coincidimos con las observaciones hechas por los autores de las Hojas de Calanda (29-19) y Oliete (28-19), en el sentido de que la presencia o ausencia de lignitos está en relación con la presencia o ausencia del Aptiense Superior bajo la facies Utrillas.

La edad de esta facies es bastante imprecisa; sólo puede decirse que está comprendida entre un Albiense Inferior con Ammonites (Hoja de Villarluengo (28-21) y un Vraconiense con Orbitolínidos.

1.4 CRETACICO SUPERIOR

1.4.1 VRACONIENSE-CENOMANIENSE (C₁₆₋₂₁)

Sobre el Albiense arenoso encontramos en numerosos lugares un conjunto margocalizo y calizo, con Ostreidos, datado como Vraconiense o Cenomaniense Inferior, por la aparición de *Neoiraqia cuvillieri* MOULL., *Orbitolina (Mesorbitolina) sp.*, *Hensonina lenticularis* (HENSON), *Cuneolina pavonia parva* DOUV., *Pseudocyclammina rugosa* D'ORB., *Hemicyclammina sp.*, etc.

La potencia media puede estimarse en unos 25 a 30 m. y su litología es de calizas detríticas, bioclásticas, calizas margosas, bien estratificadas, en delgados lechos, con abundantes niveles de margas grises y beige, con Ostreidos, lo que da al conjunto, en la base de las potentes calizas del Cretácico Superior, un aspecto que contrasta notablemente y se hace fácil su cartografía.

1.4.2 CENOMANIENSE-TURONIENSE-¿SENONIENSE? (C₂₁₋₂₆)

Sobre el tramo calcomargoso anterior se encuentra un paquete de unos 60 m. de potencia de calizas y dolomías, de aspecto general masivo, que destaca, sobre todo en los núcleos sinclinales, como tremendos cejos, pre-

sentando relieves abruptos, generalmente paredes casi verticales, independientemente del buzamiento de las capas.

Sin embargo, visto en detalle, encontramos que el conjunto presenta, sobre todo hacia la base, una clara estratificación en bancos que varían de 25 a 40 cm.

En la base aparecen calizas gris claro y amarillentas, con Miliólidos, *Pseudocyclammina* sp., *Prealveolina cretacea brevis* REICH, etc., que indican la edad Cenomaniense. Este tramo basal, sin embargo, presenta frecuentes recristalizaciones y dolomitizaciones de forma irregular, lo que no permite separarlo claramente del resto del conjunto, netamente dolomítico.

La parte central y superior del paquete está constituida por dolomías masivas o tableadas, de colores grises y pardos, cuya edad no ha podido ser determinada. Sólo sabemos que está comprendida entre un Cenomaniense calizo en la base, y unas calizas blancas, recifales, del Senoniense, en el techo. Por lo tanto, aunque sospechamos que su verdadera edad es Turoniense, no podemos descartar que abarque en parte el Senoniense.

1.4.3 SENONIENSE CALIZO (C₂₃₋₂₆)

Sobre las dolomías turonienses descansa un paquete de unos 25 a 30 m. de calizas blancas, a veces sacaroideas, con Rudistas, que destacan del tramo anterior por su tono más claro y por su relieve más escarpado. En ellas se han determinado numerosos Radiolítidos, Miliólidos, Textuláridos, *Valvulamina*, *Cuneolina*, *Discorbis*, etc., y se atribuye al Coniaciense-Santonense, por comparación con las facies descritas en Fortanete-Montoro de Mezquita por J. CANEROT (1967). Pero los datos paleontológicos no nos permiten datar con precisión el tramo, por lo que preferimos atribuirlo al Senoniense s.l.

1.4.4 SENONIENSE CALCO-MARGOSO (Cm₂₃₋₂₆)

Sobre las calizas blancas, masivas, senonienses, aparece una sucesión de calizas en alternancia con margas, haciéndose estas últimas cada vez más abundantes hacia el techo. La potencia de este conjunto alcanza hasta unos 70 m.

Al final del tramo anterior se pasa gradualmente hacia un grueso paquete de más de 200 m. de arcillas abigarradas, predominantemente rojas, en facies netamente continental, con algún nivel intercalado de arenisca. Se ha observado también la presencia de yesos.

Reunimos estos dos tramos en una formación única por considerar que pertenecen en su conjunto a un único episodio regresivo, en el que se ve el paso de calizas y margas netamente marinas, de colores grises y blancos, luego a una mayor abundancia de margas blancas y niveles rojizos,

con intercalación de hiladas calizas, y por fin a las arcillas rojas decisivamente continentales.

Este paso gradual, sin discontinuidad ninguna, a facies continentales, nos hace suponer, aunque sin demostración alguna, ya que carecemos de datos paleontológicos, que este ciclo regresivo alcanza por lo menos la parte basal del Paleoceno, aunque la mayor parte corresponda todavía al Senoniense.

En la parte inferior de la serie hemos encontrado niveles muy ricos en moldes de Lamelibranquios, y este tramo es correlacionable con el que J. CANEROT describe en el Barranco de los Degollados (Hoja de Villarluego, 28-21), coronando las dolomías turonienses, y que contiene *Miliólidos*, *Textuláridos*, *Discorbis* sp., *Mesochara* sp., *Peckesphaera* sp., etc., que le permite atribuirlo al Santoniense-Campaniense.

Por tanto, suponemos que los niveles netamente continentales deben pertenecer ya al Maestrichtiense y tal vez alcanzar el Daniense.

Este paquete de arcillas rojas y abigarradas sólo aparecen en concordancia con la parte inferior de la serie entre la Loma Altona y el pico Cielo, al SO. de Molinos, y en las proximidades de Cuevas de Cañart, pero la parte inferior de la serie (alternancia de calizas y margas) se encuentra mucho más ampliamente distribuida, ocupando en general los núcleos de sinclinales del Cretácico Superior, a veces fosilizada por sedimentos oligocénicos, o pinzaaa por cabalgamiento, bajo formaciones más antiguas.

1.5 Terciario

Toda la serie terciaria se deposita en facies continental, por lo que resulta difícil la separación, no sólo de pisos, sino incluso de Sistemas. Por otra parte, ni la litología ni las discordancias arrojan suficiente luz a los problemas cronoestratigráficos, ya que no hay una fácil correlación entre fenómenos y aspectos semejantes.

1.5.1 PALEOCENO (T_{c1})

Aflora solamente en la parte NO. de la Hoja, en el Barranco de Lucía, al O. de Molinos, y se extiende como una banda de dirección OSO.-ENE., bajo un Cretácico cabalgante, hasta el N. y NE. de Molinos, cruzando hasta el límite septentrional de la Hoja, donde se presenta discordante sobre el Senoniense.

Aparece representado por margas de color rojo ladrillo a rojo vinoso, con algunos niveles de conglomerados de matriz margoarenosa, y algún nivel de areniscas. Su potencia puede estimarse en más de 100 m., y queda cubierto en discordancia por los depósitos detríticos del Oligoceno.

En esta formación hemos encontrado algunos ejemplares de *Vidaliella gerundensis* (VIDAL), que nos sirvieron para datarla.

1.5.2 OLIGO-MIOCENO (T_{c31-1}^{A3-B})

Los diversos autores que han estudiado la región suelen dividir las formaciones del Terciario continental en cuatro grandes conjuntos: el primero abarcaría el Paleoceno, ya descrito; el segundo, con límite superior en el Stampiense; el tercero, lo terminan en el Mioceno Medio, y el cuarto abarca desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno.

En la Hoja de Aguaviva sólo hemos podido identificar con claridad el Paleoceno, no existe el cuarto término (Mioceno-Plioceno) y no está clara la neta distinción entre Stampiense y Chatiense, pues si bien en algunos puntos se ve claramente la discordancia que sirve para la separación entre ambos pisos, en la mayor parte de los afloramientos aparecen concordantes, y con idéntica litología, pues se trata de una discordancia progresiva.

Por estos motivos hemos preferido hacer dos tramos más amplios y más ambiguos en su delimitación, reconociendo, sin embargo, la importancia de la discordancia entre Stampiense y Chatiense.

Nada podemos decir sobre la presencia o ausencia del Eoceno, y únicamente basados en la datación que P. FALLOT y J. R. BATALLER (1926) hicieron en Montalbán en la parte alta de este conjunto, basándose en una abundante fauna de vertebrados y moluscos, lo atribuimos como la mayoría de los autores, al Sannoisiense-Stampiense, ampliándolo en algunas partes hasta el Mioceno, por haber hallado Planorbis y Helicidos miocénicos entre las arcillas y conglomerados de la formación, fuertemente plegada y en perfecta concordancia con los niveles inferiores, evidentemente oligocénicos.

Los mayores afloramientos se encuentran en la parte meridional y oriental de la Hoja, si bien también aparecen en todo el resto, como cubetas aisladas (caso de Cuevas de Cañart), o implicado en la tectónica, pinzado por cabalgamientos, bajo el Mesozoico, como en la zona de Molinos, o bien suavemente plegado, como en el extremo NO. de la Hoja, en el límite S. de la cuenca oligocénica de Berge.

La potencia de la formación es naturalmente muy variable, dada su génesis y naturaleza; la máxima puede estimarse en unos 200 a 250 m., aunque más al N., en la Hoja de Oliete (29-19), señalan que puede alcanzar varios miles de metros, pues corresponde a depósitos de arrasamiento típicamente post-orogénicos, aunque anteriores a la fase paroxísmica tangencial de la orogénesis alpina, con la que está implicado tectónicamente.

Estas formaciones están constituidas por una considerable serie margosa, arenisca y conglomerática en la que es imposible toda estratigrafía detallada.

Hacia la parte media de la formación aparece una importante intercala-

ción margocalcárea, de colores predominantemente blanquecinos (T_{31-32}^{A3-A}), de unos 40 m. de potencia, de aspecto lacustre, que afloran exclusivamente en el límite oriental de la Hoja, concretamente entre Aguaviva y Más de Las Matas, en el N., y unos 5 Km. al N. de Villores, en el S.

1.5.3 CHATIENSE-MIOCENO (T_{c33-1}^{A-B})

Este conjunto horizontal o subhorizontal, yace en discordancia sobre cualquiera de los términos descritos a lo largo de la presente Memoria. Sobre el término que le precede (Oligoceno-Mioceno) se presenta en discordancia progresiva, por lo que únicamente en los bordes de las cuencas es posible apreciar una separación clara entre las dos formaciones, gracias a la discordancia que allí se manifiesta. Hacia el interior de las cuencas desaparece dicha señal, y entonces la distinción es imposible, por lo que el contacto de separación es simplemente estimativo, e impreciso.

Está constituida por unos 200 m., como máximo de conglomerados rojos poligénicos, frecuentemente masivos, en irregular alternancia con areniscas y margas arenosas. En las margas rojizas encontramos Helicidos y Planorbis, idénticos a los citados al comentar el tramo anterior.

El Mioceno se depositó en pequeñas cuencas independientes entre sí, en el ámbito de esta Hoja, y así podemos observar dentro de algunas, como en la zona del Pantano de Santolea, bruscos cambios desde los bordes de la cuenca, donde afloran potentes conglomerados masivos, hasta el centro, en que únicamente aparecen sedimentos arcillosos y areniscas.

1.6 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios son de muy diverso tipo genético y están ampliamente repartidos en toda la extensión de la Hoja, rellenando depresiones, recubriendo laderas, lechos fluviales y minúsculos restos de terrazas, incartografiables.

En la mayoría de los casos ha sido despreciado en la cartografía por su poca significación, y pretendiendo resaltar más los sedimentos mesozoicos sobre los que se asientan. Sólo hemos distinguido, pues, los aluviones recientes (QAL) y hemos englobado el resto de las formaciones cuaternarias indiferenciadamente (Q).

2 TECTONICA

Las estructuras, cambios y distribución de facies, etc., que encontramos actualmente en la zona estudiada son consecuencia de las múltiples y diversas deformaciones que han afectado a las rocas sedimentarias que aflo-

ran en los confines de las Cadenas Ibérica y Catalana. Estas deformaciones son el resultado de una actividad tectónica que se desarrolla a lo largo de los tiempos primarios, secundarios y terciarios.

En el ámbito de la Hoja no podemos reconocer ningún hecho que se produjera antes del Keuper; sin embargo, la bibliografía nos ilustra acerca de lo que en la contigua Hoja de Montalbán (28-20) sucedió durante el Paleozoico.

Durante el Secundario y la mayor parte del Paleógeno, esta zona ha sido objeto de numerosas fases epirogénicas, alternando con periodos de calma tectónica relativa. El estudio estratigráfico ha mostrado que los movimientos epirogénicos son notablemente manifiestos en el Triás, en el Jurásico Medio, al final del Jurásico y comienzo del Cretácico, al final del Aptiense y comienzo del Albiense, en el Turoniense y al final del Cretácico y durante el Paleógeno.

2.1 LAS DIVERSAS FASES DIASTROFICAS

2.1.1 TECTOROGENESIS HERCINIANA

En la Hoja de Montalbán aparece el Bunt en discordancia angular sobre el Namuro-Westfaliense por medio de un nivel de conglomerados de base, caracterizado por sedimentos terrígenos, continentales; por tanto, entre el Westfaliense y el Triás se han producido movimientos tectónicos que plegaron las capas carboníferas, dando lugar a la emersión de relieves y una importante gliptogénesis.

2.1.2 LOS MOVIMIENTOS TRIASICOS

Movimientos verticales, responsables de la disminución de potencia del Bunt en la región de Montalbán-Castel de Cabra, tienen lugar durante dicho período.

Estos movimientos habrían cesado durante el Muschelkalk, o incluso haberse manifestado en sentido contrario, con un hundimiento, dando lugar a los niveles epicontinentales marinos que caracterizan este tramo.

Nuevamente durante el Keuper se produce una elevación, causante de los depósitos evaporíticos, lagunares o continentales que vienen a superponerse a los francamente marinos del Muschelkalk.

2.1.3 MOVIMIENTOS DEL JURASICO MEDIO

Tras la deposición continua del Lías se producen nuevas pulsaciones durante el Dogger, como se insinúa en la Hoja de Calanda (29-19), al describir los niveles superiores del Bathoniense, con frecuentes hard-grounds y niveles oolíticos ferruginosos.

Pero es al final del Dogger cuando tiene lugar una emersión generalizada de cierta importancia, manifestada con la ausencia de gran parte del Calloviense y del Oxfordiense Inferior y Medio.

2.1.4 LOS MOVIMIENTOS NEOKIMMERICOS

Tras el largo episodio de calma relativa del Malm, la epirogénesis neokimmerica se desarrolla desde el Jurásico terminal hasta el Aptiense, traducida en la región por desplazamientos verticales de bloques rígidos, es decir, por una fragmentación del área de sedimentación del Malm, y por el emplazamiento de esta zona de numerosas cubetas sedimentarias, separadas por umbrales episódicamente emergidos, como el de Ejulve-Molinos, que tanta influencia tiene en el ámbito de la Hoja de Aguaviva en la sedimentación del Cretácico Inferior.

Estos umbrales aparecen en el emplazamiento de antiguas zonas de mar somero del Jurásico Medio, dejando patente el papel que juegan los dispositivos, rejuveneciéndose en la evolución paleogeográfica y estructural posterior en la región estudiada.

El Aptiense marino aparece transgresivo sobre el Jurásico en la parte NO. de la Hoja, lo que puede interpretarse como un hundimiento general, ante Aptiense o Barremiense, ya que este fenómeno también se detecta en Hojas limítrofes, como la de Calanda.

Posteriormente se manifiesta un levantamiento pre-Albiense, que da lugar a una regresión generalizada, manteniéndose el régimen sedimentario, pero en tránsito a facies continentales en cubetas aisladas, en las que, además, quedan protegidos de la erosión los sedimentos finiaptienses.

Todas estas fases finijurásicas, y luego intra-Cretácico Inferior, están directamente ligadas a los movimientos del zócalo paleozoico poco profundo, y condicionan la evolución tectónica posterior.

2.1.5 LOS MOVIMIENTOS TURONIENSES

La actividad epirogénica, calmada o nula al final del Albiense y durante el Cenomaniense, se incrementa durante el Turoniense, dando lugar a una lenta elevación de las zonas de borde (a escala regional) de la cuenca de sedimentación albocenomaniense, originando la sustitución de la sedimentación marina por otra muy litoral.

2.1.6 LOS MOVIMIENTOS FINICRETACICOS

Durante el Coniaciense y Santoniense se desarrolla un período de calma epirogénica, subrayado por la instalación casi generalizada del mar. Pero en el Senoniense Superior se manifiestan nuevas pulsaciones verticales,

que entrañan la elevación progresiva y finalmente la emersión del dominio ibérico en su conjunto, al mismo tiempo que el hundimiento de la plataforma septentrional del Ebro.

2.1.7 LA TECTOROGENESIS DEL TERCIARIO

Coincidimos con los autores de la Hoja de Oliete (A. ALMELA, I. QUINTERO y otros) al considerar las cuatro fases tectónicas de la orogenia alpina, que suelen citarse para la región, como partes de un mismo fenómeno.

La «fase» post-Cretácica que viene a justificar la deposición del Paleoceno en facies continental, con destrucción de estructuras débiles y acumulación de materiales producto de la erosión, no parece ser sino expresión de la culminación del movimiento epirogenético ya comentado en el epígrafe anterior.

Más dudosa resulta la «fase» postpaleocena, ya que no se observa discordancia angular entre el Paleoceno y los niveles inferiores de la potente serie margoarenosa con episodios conglomeráticos del Oligoceno. Únicamente los conglomerados de base de esta última formación marcan una discontinuidad, interpretable de distintos modos, y no forzosamente por medio de una fase de plegamiento. Lo que sí es cierto es que durante el Oligoceno se acentúa la erosión en toda la zona emergida, y los sedimentos desbordan la cuenca paleocénica inundando prácticamente toda la Hoja, con una discordancia generalizada sobre toda la serie subyacente, encontrándose superpuesto prácticamente a cualquier término de la serie estratigráfica.

Entre el Stampiense y el Chattiense tienen lugar indudablemente los movimientos paroxísmicos más intensos, diferenciándose grandes unidades estructurales, con agudos repliegues y cabalgamientos en los que se encuentra implicado el Oligoceno, con vergencia general hacia el NNO. Sin embargo, las discordancias intra-terciarias no pueden correlacionarse con seguridad entre sí, y la existencia de una importante discordancia progresiva que afecta al intervalo Oligoceno-Mioceno hace pensar más bien en un continuo movimiento con posible agudización en algunas épocas, pero con expresión intermitente de los fenómenos más espectaculares (cabalgamientos) en lugares diferentes y en diferentes momentos.

Durante un período tan largo en que ha tenido lugar el plegamiento, puede explicarse la sucesión de fenómenos, aunque es difícil su datación precisa. Durante una primera fase se producen amplios pliegues suaves de directrices ibéricas, y posteriormente, a consecuencia del basculamiento del zócalo, con levantamiento del S. y hundimiento del N., con eje en los antiguos umbrales del Bajo Aragón (Montalbán y Ejulve-Molinos) invirtiéndose la posición relativa de la antigua plataforma del Ebro y la cuenca del Maestrazgo, se produce una afluencia hacia el N. de la gran masa de sedimentos mesozoicos, y a favor de los niveles plásticos entre los que no sólo hay que

considerar las margas del Keuper, dando lugar a despegues de cobertera, que se repliega y se forman frentes de cabalgamiento de vergencia N., al encontrar las masas deslizadas obstáculos que bien pueden ser umbrales, o la misma masa de sedimentos terciarios que ya se habían ido depositando hacia la cuenca del Ebro a lo largo del dilatado período de erosión que se inicia con el Terciario.

Tras esa importante fase tangencial tiene lugar la deposición del Mioceno, con reajustes y suaves pliegues, reflejo de la continuidad, aunque con menor intensidad, de los empujes procedentes del Sur.

El estilo tectónico está ligado a la fase mayor tangencial, con participación del Keuper eyectivo, como se refleja en las amplias estructuras en cofre que aparecen al S. de la Hoja, y su afloramiento en los núcleos anticlinales del O.

2.2 DESCRIPCION ESTRUCTURAL

La zona estudiada forma parte de la terminación oriental de la Cadena Celtibérica, al sur de la depresión del Ebro. Corresponde a un sistema de pliegues y cabalgamientos con vergencia general hacia el N., producidos por un potente efecto de zócalo, y modelados por la interferencia de direcciones Ibérica y Catalana, así como por la influencia de la paleogeografía de las diversas etapas sedimentarias, que con su relieve determinó diferencias de espesor de los depósitos, ausencia de los mismos, antiguos umbrales, que actuarán como masas más rígidas, a veces dispuestos en dirección transversales a las de empuje.

Esquemáticamente se pueden distinguir varias unidades estructurales, que describiremos siguiendo a J. CANEROT (Recherches Geologiques, 1974).

2.2.1 AREA SINCLINAL DE SIERRA BLANCA

En la zona S. y SE. de la Hoja, es un gran surco en forma de «tilde», cuyo núcleo, suavemente ondulado, está relleno de sedimentos terciarios, en tanto que los flancos dejan aflorar sedimentos mesozoicos verticales o casi verticales. En el sector central de Luco de Bordón se trata de un pliegue simétrico, orientado, como la mayor parte de las estructuras de esta zona, de NE. a SO., pero hacia el O. se suaviza, llegando a desaparecer a la altura de La Hoya. Al E. de Luco de Bordón sufre una torsión axial hacia el E., y se emplaza en la prolongación del sinclinal de Palanques (Hoja de Peñarroya de Tastavins, 30-20).

Al SE. de Luco de Bordón se desarrolla el anticlinal de Viltores, de dirección E.-O., que a la altura de Más de Viñals cierra en amplio periclinal. Esta estructura, de núcleo laxo y ocupado por sedimentos portlandienses y hauterivienses, presenta el flanco septentrional extremadamente replega-

do, y fallado, afectando los accidentes a capas aptienses y oligocénicas, que quedan pinzadas e implicadas en la estructura. El flanco meridional, ya en la Hoja de Forcall (29-21), se presenta en cambio suave y formando parte del área sinclinal de Morella.

2.2.2 ANTICLINAL DE BORDON

Es un pliegue en cofre, con amplia charnela muy aplanada, en la potente serie calcárea y dolomítica del Jurásico Superior y terminal, mientras que los dos flancos, verticales o subverticales y localmente fallados ofrecen una sucesión calcomargosa del Cretácico Inferior. La directriz general es NE.-SO., pero entre la carretera de Olocau del Rey a Castellote y la Masía de Peñarroya sufre una inflexión, adoptando la dirección E.-O., para seguir después por la Hoja hasta el ángulo SO. de la Hoja con la dirección general NE.-SO.

A la altura de los Puertos de Bordón el flanco meridional suaviza su inclinación, apareciendo algunos suaves repliegues que afectan al Cretácico Superior allí aflorante.

En las proximidades del Guadalupe se presenta, pues, como un pliegue asimétrico, con el flanco Sur suavemente inclinado, y el septentrional fuertemente inclinado, e incluso invertido, marcando un importante cabalgamiento que desde el ángulo SO. de la Hoja se extiende, con la misma directriz que el anticlinal de Bordón, flanqueándolo por el N., hasta desaparecer bajo los depósitos terciarios que lo encubren.

Hacia el NE. el anticlinal de Bordón se oculta súbitamente bajo el Terciario horizontal de la Loma de Rocas Ciegas, presentando una terminación periclinal en la proximidad del Barranco de Torremocha.

2.2.3 AREA SINCLINAL DE LAS PLANAS

En su parte central presenta un pliegue único, muy amplio, de orientación NE.-SO., formado por conglomerados, areniscas y arcillas oligocenas y miocenas. A la altura del Cabezo Cuerno este pliegue se estrecha, en tanto que bajo los sedimentos cenozoicos surgen, afectadas de repliegues secundarios, las calizas del Cretácico Superior. Más al O., en el Barranco de la Peguera aparece bajo la forma de un sinclinal agudo, de paredes verticales, de orientación E.-O., cuyo eje está de nuevo ocupado por los sedimentos oligocenos. Este pliegue se prolonga hacia el SO., cabalgado por su flanco S. hasta el sinclinal colgado, con núcleo cenomaniense de la Masía de la Sisca.

Hacia el NE. el sinclinal de Las Planas se subdivide en numerosas ondulaciones paralelas, tales como el anticlinal agudo, de núcleo hauteriviense de la Cantera del Más Mataba, o el anticlinal de Ladrilleros, con núcleo Aptiense-Albiense. Estos diversos repliegues, bien visibles a lo largo de

una decena de kilómetros, se esfuman enseguida, tras perderse bajo los conglomerados miocenos horizontales de la Sierra de Los Mojones.

2.2.4 AREA ANTICLINAL DE LA TOCHADA

Comporta una gran ondulación anticlinal surcada sobre más de 15 Km., entre el Cabezo Gordo, al SO., fuera de la Hoja, y la aldea de Ladruñán, al NE., por el río Guadalope. Este pliegue, ya descrito por RICHTER y TEICHMULLER, ofrece en afloramiento, a lo largo de su eje, a favor de la profunda entalladura hecha por el río, toda una gama de terrenos que van desde el Triás (Cabezo Gordo), el Lías (Los Raspadores), el Dogger, el Malm (La Tochada, Los Pinaretos), al Cretácico basal (Ladruñán). En la proximidad de Ladruñán el anticlinal se inflexiona hacia el N., en dirección de Dos Torres de Mercader, donde desaparece en terminación periclinal.

2.2.5 EL SINCLINAL TRANSVERSO DE SANTOLEA

Esta estructura, muy suave, poco marcada, sigue hacia el NE. el área anticlinal de La Tochada y separa esta última del anticlinorio de Más de Zocs. El núcleo del sinclinal está ocupado por Senoniense y hacia el E. por depósitos oligocénicos. Tiene mucha importancia por su disposición según la dirección NO.-SE., observación estructural local muy importante en la determinación de la edad relativa de los plegamientos terciarios del Bajo Aragón. Las relaciones entre el sinclinal de Santolea y el surco de Las Planas no pueden definirse con precisión a consecuencia del vasto Pantano de Santolea, y la potente masa de sedimentos terciarios que ocupan la cubeta de Las Planas.

Hacia el NO. el sinclinal de Santolea se sigue hasta la Sierra de los Caballos, donde está truncado, según un ángulo de 90°, por la falla que jala el borde del sinclinal de Cuevas de Cañart.

2.2.6 ANTICLINAL DE MAS DE ZOCS

En el núcleo del anticlinorio afloran las capas jurásicas organizándose en una amplia bóveda simétrica, de orientación E.-O., que se apoya por falla al N. contra el Oligoceno del sinclinal de Más de Las Matas, y al S., igualmente por accidente, con el braquisinclinal con eje aptiense de la Ermita de La Magdalena, y el anticlinal fallado de Las Parras de Castellote, cuyo núcleo está ocupado por sedimentos de edad hauteriviense. Estos pliegues se pierden rápidamente hacia el SO. a la altura de Jaganta, bajo la masa de los sedimentos del Cretácico Superior, que forman el borde septentrional del sinclinal de Las Cachorras. En cambio, la bóveda más septentrional se continúa hasta el valle del Guadalope, donde se destacan varios repliegues

en las capas jurásicas, hasta ser encapuchado, por el O., por el Cretácico Inferior.

A grandes rasgos se ve que el anticlinorio de Más de Zocs se bifurca en dos ramas que corren, la una en el S., hacia la Muela del Tromagal, y la otra, en el N., por el Barranco del Llovedor, donde afloran los sedimentos del Cretácico Inferior. Estas dos ramas están separadas por el braquisinclinal de Castellote, pliegue agudo, con eje senoniense y oligoceno, con intensos repliegues y fallas, que se prolonga con el sinclinal de la Sierra de los Caballos, y se acaba hacia el E., desapareciendo sobre la masa jurásica del Cerro de Más de Zocs.

Hacia el E. el anticlinal jurásico mayor se prolonga hasta el río Bergantes (Hoja de Peñarroya de Tastavins, 30-20).

2.2.7 EL SINCLINAL DE CUEVAS DE CAÑART

Corresponde a una cubeta, en cuyos bordes se encuentra el Cretácico Superior y rellena por sedimentos terciarios. Al NE. del pueblo se distinguen dos sinclinales agudos, con eje oligoceno, separados por un anticlinal en materiales cretácicos, de flanco SE. fallado. Estos tres pliegues permanecen individualizados hasta la Cantera de Castillo. Después, tras este sector montañoso se pierden en el surco sinclinal complejo de la Sierra de los Caballos y del macizo de las Rocas. A la altura de Cuevas de Cañart se funden en un sinclinal único, muy amplio, que se pinza hacia el SO., bajo la falla inversa del Barranco del Estrecho, y después reaparece en la depresión de la Valredonda, donde participa en las estructuras cabalgantes de la Sierra de Ejulve.

Más al Sur, en la proximidad del Carrascal, aparece un pequeño anticlinal que permite a las calizas y margas del Senoniense diseñar una bóveda simétrica bajo los conglomerados oligocenos. Este pliegue se injerta al NE. sobre el anticlinal de Ladruñán, a la altura del Estrecho, y se prolonga hacia el SO. en dirección de la Agustina, donde se agrieta y luego se fractura afectando en afloramiento al Malm, al Cretácico Inferior, y finalmente al Cretácico Superior de la Hoya de Villasecos.

En el sector, aún más meridional, de la Loma se individualiza un nuevo sinclinal cuyo eje, ocupado por el Cretácico Superior y el Terciario, se dispone primeramente de N. a S. adoptando la dirección del vecino anticlinal de Ladruñán, y luego, adoptando la curvatura del anticlinal de la Tochada, se inflexiona hacia el SO., para enfilar en dirección del Cerro y la Masía de los Barrancos, donde se pierde en altura encima del anticlinal transversal de la Cueva Muñoz, en la región compleja de Montoro de Mezquita (Hoja de Montalbán, 28-20).

2.2.8 LOS PLIEGUES DE LA REGION DE SENO

Separan, con una alineación ENE.-OSO., el anticlinorio de Más de Zocs del frente de cabalgamiento de Los Molinos. De S. a N. comprende el sinclinal fallado de Abenfigo; el anticlinal de Redondo, que tras una inmersión momentánea en las proximidades de Seno se prolonga hacia el E.; el sinclinal fallado de Cruceta, afectado de múltiples repliegues; el anticlinal del Barranco del Redondo; el sinclinal complejo del Pilón de San Pedro, y el anticlinal de Escalera, que, situado al O. de Más de Las Matas, presenta una dirección netamente ibérica.

El Jurásico es el tramo que con más frecuencia se encuentra en afloramiento en los anticlinales, en tanto que en el fondo de los sinclinales subsisten generalmente el Cretácico Superior o el Oligoceno.

Al E. de Seno, estos pliegues son rectos y poco fracturados. Se exponen en grandes ondulaciones, antes de desaparecer bajo las capas oligocenas discordantes que rellenan la cubeta más oriental de Más de Las Matas.

Al O. de Seno las estructuras se estrechan, luego se desvían hacia el SO., en tanto que sus flancos inversos se encuentran estirados, cizallados, o totalmente laminados. Son enseguida relevadas lateralmente por las estructuras cabalgantes de la región más occidental de Molinos y Ejulve.

2.2.9 ZONA DE MOLINOS

Estructuras cerradas, alabeadas o cabalgantes hacia el NO., en apretados pliegues, que hacia el SO. se alargan, en tanto que sus planos axiales se enderezan y reaparecen los flancos septentrionales.

El anticlinal del Cabezo de la Molinera se une enseguida, tras una lenta inflexión hacia el O. a la bóveda triásica y jurásica de Ejulve.

Las unidades más septentrionales desaparecen bajo el Mioceno discordante de la cubeta del Guadalopillo. Por el contrario, hacia el NE. se diferencian claramente dos grandes unidades cabalgantes, con accidentes inversos subordinados.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos más antiguos que afloran en la Hoja son los del Keuper. Sus sedimentos, típicamente laguno-evaporíticos, corresponden a la regresión que pone fin al ciclo sedimentario triásico.

El ciclo jurásico se inicia con el depósito de dolomías, de tipo carniolas, propias de mar somero, y se continúa con sedimentos de carácter marino más profundo durante el Jurásico Inferior y Medio. Se inicia con una trans-

gresión marina procedente del SE., que invade el Surco Ibérico en dirección hacia el NO. Esta dirección se manifiesta con el gradiente de aumento de espesores desde el SE. hacia el NO., y conserva la orientación y sentido a lo largo de todo el Jurásico Inferior. Las calizas Sinemurienses y Pliensbachienses indican un ligero hundimiento del substrato, pero la parte alta del Pliensbachiense sugiere una facies nerítica y mar agitada. La cuenca de sedimentación liásica conserva su geometría durante el Toarciense, pero en aquel período la sedimentación es más tranquila, con influencias pelágicas de margas. En el Dogger vuelve la sedimentación caliza, para terminar el ciclo en el Calloviense. La deposición del Dogger testimonia una gran estabilidad del medio, como lo demuestran las frecuentes condensaciones de fauna, niveles brechoides y arenosos, oolitos ferruginosos, hard-grounds, etcétera.

Después de un hiato sedimentario, que alcanza desde el Calloviense Superior hasta el Oxfordiense Medio, prosigue la sedimentación marina calcárea en un medio tranquilo, con influencias pelágicas durante el Kimmeridgiense, originándose una ritmita. El Kimmeridgiense Superior, con numerosos tramos dolomíticos, sobre todo hacia el techo, denuncia que, al menos localmente, el depósito se hace en aguas más someras, anunciando tal vez el levantamiento que se produce a lo largo de todo el Portlandiense, y que culmina, mediante los movimientos neokimméricos, en una emersión, tras el Valanginiense.

Ya iniciado el Hauteriviense, el mar vuelve a cubrir gran parte del ámbito de la Hoja, quedando emergidos sólo la parte occidental y el límite septentrional del ámbito de nuestro estudio. Esta disposición paleogeográfica va a determinar la deposición, hacia el SE., de materiales de mar muy somero, en tanto que hacia el N. y O. las influencias continentales son tan grandes que actualmente podemos asociar los depósitos de esas zonas con la facies Weald.

En el Barremiense se hace sentir más ampliamente la influencia marina, pero no encontramos depósitos de esa edad en el tercio occidental de la Hoja, o tal vez estén representados en el conjunto de facies Weald.

En el Aptiense Inferior tiene lugar una rápida emersión, que origina los depósitos de arcillas y arenas continentales del Beduliense Inferior (margas rojas de Morella). Pero inmediatamente el mar avanza en amplia transgresión encontrándose depósitos de Beduliense calizo en todo el ámbito de la Hoja, quedando sólo respetados de la inundación los relieves más abruptos conservados en el umbral Ejulve-Molinos, que ya había sido rebajado en gran parte y penetrado por el mar en muchos sitios.

El Beduliense está constituido por calizas neríticas de mar agitado, con intercalaciones margosas que indican episodios más tranquilos, pero hacia su techo un grueso paquete de margas con muy abundante fauna revela unas condiciones mucho más estables, que determinan en el Gargasiense

el depósito de una gruesa formación de calizas recifales, y posteriormente una alternancia de calizas y margas muy ricas en Orbitolinas.

Entre el Aptiense Superior y el Albiense se produce una paulatina elevación de la cuenca, con fragmentación en umbrales y cubetas, en las que prosigue la sedimentación que pasa gradualmente de claramente marina a terrígena en facies continental.

En el Albiense se ha culminado la emersión, y se produce una sedimentación fluvio-deltaica (facies Utrillas) de carácter «transgresivo» a nivel regional, que nivela totalmente los dispositivos paleogeográficos preexistentes, antes de la vuelta a una sedimentación nerítica durante el Cenomaniense, y que comienza en el Vraconiense.

En el Cretácico Superior, pues, se inicia una transgresión marina que invade todo el ámbito sedimentario de la Cordillera Ibérica. El máximo de la transgresión tiene lugar en el Cenomaniense Superior-Turoniense, siempre en un ambiente epicontinental.

En el Turoniense se produce una ligera elevación que origina el depósito de dolomías. Nuevamente, en el Senoniense se recuperan los fondos suficientes para que se depositen calizas de tipo recifal, con Rudistos.

A mediados del Senoniense se inicia la emersión definitiva de la cuenca, y que se manifiesta por la presencia de numerosos niveles de calizas brechificadas, regresivas, con intercalaciones margosas, y niveles de carácter continental, culminando con la aparición de cuencas lagunares y evaporíticas.

Esta emersión origina una laguna estratigráfica cuya amplitud desconocemos. Los depósitos terciarios continentales más antiguos son de edad paleocena, y tras un fuerte rejuvenecimiento de relieve en toda la zona se originan depósitos terrígenos, con gran abundancia de conglomerados, areniscas y arcillas rojas. La parte inferior de la serie está en aparente concordancia con el Cretácico, pero hacia el techo se define una discordancia progresiva que afecta al Oligoceno y Mioceno.

La serie detrítica oligocénica está implicada en accidentes tanguenciales ligados a la fase principal de la orogénesis, durante la cual sigue produciéndose la sedimentación de conglomerados y arcillas, que constituyen las capas más recientes, subhorizontales en términos generales, y que han sido datadas de modo tentativo como Chatiense-Mioceno.

La tectónica de cobertera ha funcionado, durante un largo período, de forma intermitente, dando lugar a fuertes repliegues y cabalgamientos.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 MINERIA Y CANTERAS

4.1.1 LIGNITO

En el Cretácico Inferior continental en facies «Utrillas» se localizan dos explotaciones para la extracción de lignito, situadas al SE. de Castellote

{Mina María Luisa y Mina Elvira}, y otra, al N., entre los Barrancos de Seno y Llovedor, cerca de su confluencia.

Esta zona parece desde luego la más adecuada, pues es donde la facies Utrillas alcanza su mayor desarrollo, y apoyándose sobre una serie del Aptiense Superior bastante completa, es decir, en depósitos que responden a cuencas residuales que funcionan recibiendo sedimentos en forma continua desde el Aptiense al Albiense, albergando las maycres potencias en ese tránsito. Esto está en consonancia con las observaciones que hacen los autores de la Hoja de Oliete (28-19) al hablar de la localización preferente de los yacimientos de lignito.

De hecho, en otras áreas, donde las condiciones no son idénticas, por situarse el Albiense directamente sobre tramos más antiguos, los indicios carbonosos son escasos, y en algún caso, como al S. de Molinos, se ha intentado la explotación, pero ha tenido que desecharse.

Sin embargo, los flancos del sinclinal de Santolea también parecen reunir condiciones adecuadas, y allí no hemos visto señales de explotación ni investigación alguna.

4.1.2 CAOLIN

En el seno del Utrillas se ha explotado el caolín, al O. de Molinos, y al S. de este pueblo, junto al Cabezo de Valellas y cerca del Cabezo de la Molinera.

4.1.3 YESO

Los escasos yesos, posiblemente concentrados por movilización secundaria, que contiene el Hauteriviense en su base, han sido extraídos antiguamente en la zona de El Algezar, junto al río Guadalope, en la prolongación meridional del anticlinorio de Más de Zocs.

4.1.4 CANTERAS

No hemos visto la existencia de canteras, ni para áridos ni para construcción, a pesar de existir lugares con nombres tan sugestivos como «Cantera de Castillo», «Cantera de la Calzada», «Cantera de Viñals», etc., cuyo origen no podemos explicar de forma cierta, y puede referirse o bien a zonas escarpadas, o bien a zonas en las que resultaba fácil la extracción de piedra para las construcciones locales, en época más o menos remota.

Sin embargo, existen niveles stratigráficos aptos para la explotación, aunque las dificultades de comunicación con centros de demanda lo hacen poco interesante.

4.2 HIDROGEOLOGIA

La mayor parte de las precipitaciones son drenadas por el río Guadalope, cuya cuenca de recepción ocupa más de las tres cuartas partes de la Hoja. En su curso, y situado aproximadamente en el centro de la Hoja, se ha construido un embalse cuya superficie máxima alcanza unos tres kilómetros cuadrados.

El Albiense, en facies Utrillas, bajo la masa carbonatada del Cretácico Superior, constituye un buen nivel acuífero en el que son numerosos los pozos poco profundos y manantiales.

El Terciario también reúne en algunos sitios condiciones favorables, si bien, dada su tremenda variabilidad, y la abundancia de niveles arcillosos presenta zonas muy contrastables en cuanto a su potencia como acuífero.

5 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. (1956).—«El Cretácico en España. II. El Maestrazgo y la Cordillera Litoral». *Congr. Geol. Inter. XX EME Sesión-México*.
- ALMELA, A.; QUINTERO, I.; GOMEZ, E., y MANSILLA, H. [1974].—«Memoria explicativa de la Hoja 493, Oliete [28-19]». *IGME*. Inédito.
- BERGER, E. (1970).—«Blockfaltung in Deckgebirge, angelegt im variscinchen Untergrund [am Beispiel der Niederaragonischen Ketten, Spanien]». *Diss. Univ. Heidelberg*, 50 p.
- BOULARD, C. et CANEROT, J. (1970).—«Données nouvelles sur l'Aptien supérieur et l'Albien dans le Bas-Aragon et le Maestrazgo (Espagne)». *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 4, 2, pp. 453-463.
- BRINKMANN, R. (1962).—«Aperçu sur les Chaines Ibériques du Nord de l'Espagne». *Mém. h. s. Soc. géol. France, Livre Mém. Prof. Paul Fallot*, t. 2, pp. 291-299.
- BULARD, P. F. (1966).—«Sur les facies et l'extension du Jurassique supérieur au Sud de Saragosse (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 263, pp. 220-223.
- (1971).—«La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure nord-est des Chaines Ibériques». *Cuadernos Geol. Ibérica*, núm. 2, páginas 425-435.
- BULARD, P. F.; CANEROT, J.; GAUTIER, F., et VIALLARD, P. (1971).—«Le Jurassique de la partie orientale des Chaines Ibériques». *Cuadernos Geol. Ibérica*, núm. 2, pp. 333-344.
- BULARD, P. F. (1972).—«Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre». *These Fac. Sciences Nice*, 353 pp., inédito.
- BULARD, P. F.; GOMEZ, J. J.; THIERRY, J.; TINTANT, H. et VIALLARD, P.

- (1974).—«La discontinuité entre Jurassique moyen et Jurassique supérieur dans les Chaînes Ibériques». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 278, pp. 2107-2110.
- BUROLLET, P. F.; DUVAL, B. et MAGNIER, P. (1958).—«Remarques sur le Jurassique au Sud du Fossé de l'Ebre». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, tomo 93, pp. 121-128.
- CANEROT, J. (1967).—«Le Crétacé supérieur dans le Bas-Aragon et le Maestrazgo (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, núm. 8, páginas 345-346.
- (1969).—«La question de l'Utrillas dans le domaine-ibérique (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, núm. 1, pp. 11-12.
- (1969).—«Observations géologiques dans la région de Montalbán Aliaga et Alcorisa (Prov. de Teruel, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. France*, t. XI, pp. 854-861.
- (1970).—«Stratigraphie et paléogéographie du Crétacé inférieur de la région d'Oliete (Prov. de Teruel, Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, núm. 4, p. 119.
- CANEROT, J. et SOUQUET, P. (1972).—«Le facies "Utrillas". Distinction du Wealdien et place dans la phase d'épandage tertiaire albi-cénomaniens». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 275, pp. 527-530.
- CANEROT, J. (1974).—«Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)». *Trabajos de Tesis, Enadimsa*, 517 pp.
- COQUAND, H. (1863).—«Description géologique de la formation crétacée de la Province de Teruel (ancien royaume d'Aragon)». *Bull. Soc. Géol. France*, t. 26, pp. 144-173.
- CORTAZAR, D. de (1885).—«Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. 12, pp. 263-607.
- CRUSAFONT, M. (1967).—«Nuevos datos sobre la edad de los sedimentos terciarios de la zona de Utrillas-Montalbán». *Acta Geol. Hispánica*, t. 2.
- DEREIMS, A. (1898).—«Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon». *Annales Hébert*, t. 2, 199 pp.
- ENPASA (1963).—«Tournées de Géologie Stratigraphique: le Jurassique des Chaînes Celtibériques». *Inédito*.
- FALLOT, P., et BATALLER, J. R. (1927).—«Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo». *Mem. Real Acad. Ciencias y Artes de Barcelona*, t. 26, pp. 1-143.
- GAUTIER, F., et MOUTERDE, R. (1964).—«Lacunes et irrégularité des dépôts à la limite du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen de la bordure nord des Chaînes Ibériques (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 258, páginas 3064-3067.
- HAHNE, C. (1930).—«Stratigraphische und Tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien)». *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, t. 82, pp. 79-112.
- LOTZE, F. (1929).—«Stratigraphie und Tektonik der Keltiberischen Grundge-

- birges (Spaniens)». *Beitr. Geol. West. Medit. Gebiet., Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl.*, t. 2, 320 pp.
- MARIN, P., et SORNAY, J. (1971).—«Précisions sur l'Age des formations aptiennes aux confins de l'Aragón et du Maestrazgo (provinces de Teruel et Castellón de la Plana, Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, numéro 3, pp. 165-167.
- MARIN, P., et TOULOUSE, D. (1972).—«Le Jurassique moyen et supérieur du Nord de la Province de Teruel (Espagne): un exemple du passage Dogger-Malm dans la région d'Ariño-Olite». *Estudios Geol.*, vol. XXVIII, pp. 111-118.
- (1972).—«Le Lias du Nord de la Province de Teruel (Espagne): précisions d'ordre chronostratigraphique». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 274, pp. 3356-3358.
- MARIN, P. (1974).—«Stratigraphie et évolution paléogéographique post-hercynienne de la Chaîne Celtibérique orientale aux confins de l'Aragon et du Haut-Maestrazgo (Provinces de Teruel et Castellón de la Plana, Espagne). I. Le soclepaléozoïque et sa couverture permo?-triasique». *Doct. Univ. Claude-Bernard Lyon, I*, 231 pp., inédito.
- MARIN, P.; PALLARD, B.; DUVAL, B., et MIROSCHEJ, A. de (1974).—«Memoria explicativa de la Hoja 494, Calanda [29-19]». *MAGNA*, inédito.
- MIROSCHEJ, A. de (1971).—«Recherches géologiques aux confins du Maestrazgo et du Bassin de l'Ebre entre Alcorisa, Calanda et Forcall (Provinces de Teruel et Castellón de la Plana, Espagne)». *Dipl. Et. Sup. Univ. Dijon*, 184 pp., inédito.
- MOISSRNET, E., et CANEROT, J. (1972).—«Géologie et relief dans la région de Montalbán (Province de Teruel)». *Melanges Casa Velázquez*, t. VIII, pp. 5-47.
- MOULLADE, M.; BILOTTE, M.; BUSNARDO, R.; CANEROT, J.; FOURCADE, E., et PEYBERNES, B. (1972).—«Valeur stratigraphique et description de *Neoiquia cuvillieri*, n. sp., Orbitolinidé nouveau du Vraconien-Cénomaniens des Pyrénées françaises et de la Péninsule Ibérique». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 275, pp. 2319-2322.
- MOULLADE, M. (1974).—«Zones de Foraminifères du Crétacé inférieur mésogéen». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 278, pp. 1813-1816.
- PALLARD, B. (1971).—«Etude géologique détaillée entre Alcorisa, Las Cuevas de Cañart et Bordón (Province de Teruel, Espagne)». *Dipl. Et. Supl. Univ. Nantes*, 97 pp., inédito.
- PLAZIAT, J. C. (1968).—«Stratigraphie continentale et sédimentologie: l'age des couches a "*Bulimus*" *gerundensis* VIDAL de la province de Barcelone (Espagne)». *Bull. Soc. Géol. France*, t. X, pp. 49-55.
- (1970).—«La transgression de l'Eocène moyen en Haut-Aragon et Navarre, et son rôle dans la définition des grandes ensembles du domaine sud-pyrénéen». *C. R. 94e Cong. Nat. Soc. Sav. Pau*, t. II, pp. 293-304.

- QUINTERO, I., y REVILLA, J. (1959).—«Algunos yacimientos del Jurásico y Aptiense de la provincia de Teruel». *Not. y Com. del IGME*, v. 56.
- RAT, P. (1969).—«Regard sur le Crétacé inférieur mésogéen du Sud de la France et du Nord de l'Espagne». *Rev. Bulgarian Geol. Soc.*, vol. XXX, núm. 1, pp. 55-56.
- (s. f.).—«L'accroissement de taille et les modifications architecturales corrélatives chez les Orbitolines. in Evolutionary trends in Foraminifera, pp. 93-110, Elsevier Publ. Comp.
- REY, J. (1967).—«Sur l'âge barrémien du gisement du type de Choffatella decipiens SCHLUMB a Port do Cavalinho (Portugal)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, núm. 4, p. 136.
- (1973).—«Observations sur l'écologie des Orbitolines et des Choffatelles dans le Crétacé inférieur d'Estremadura (Portugal)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, p. 276, pp. 2527-2520.
- RICHTER, G., y TEICHMULLER, R. (1933).—«Die Entwicklung der Keltiberischen Ketter». *Beitr. Geol. West. Medit. Gebiet., Abh. Ges. Wiss. Göttingen Match. Phys. Kl.*, t. 7, pp. 1-118.
- SAEFTEL, H. (1961).—«Paleogeografía del Albiense en las Cadenas Celtibéricas de España». *Not. Com. Inst. Geol. Min. de España*, núm. 63, páginas 163-192.
- SAEZ GARCIA, C. (1957).—«Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretácico Superior y de la extensión de las facies lacustres del Cretácico Superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica». *Las Ciencias*, t. XXII, núm. 4, pp. 689-697.
- SCHROEDER, R. (1964).—«Orbitoliniden-Biostratigraphie des Urgons nordostlich von Teruel (Spanien)». *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 8, pp. 462-474.
- TISCHER, G. (1966).—«El delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos». *Not. y Com. IGME*, vol. 81.
- VERNEUIL, E. de et LORIERE, G. de (1854).—«Observations géologiques et tableau d'altitudes observées en Espagne». *Bull. Soc. Géol. France*, 2 ème sér., t. XI, pp. 661-711.
- VERNEUIL, E. de et LARTET, L. (1863).—«Sur le calcaire a *Lychnus* des environs de Segura et sur le Tertiaire, le Néocomien, le Jurassique, le Lias et les terrains triasiques et dévoniens des environs de Montalbán, Aragón». *Bull. Soc. Géol. France*, t. 20, pp. 684-689.
- (1863).—«Note sur le calcaire a *Lychnus* environs de Segura (Aragón)». *Bull. Soc. Géol. France*, 2 ème sér., t. XX, pp. 684-698, 1 pl., 1 coupe.
- VERNEUIL, E. de et KIRUERE, G. de (1868).—«Description des fossiles dy Néocomien supérieur de Utrillas et ses eburvins (province de Teruel), 1 vol., 30 p., 3 pls. Imprimé chez Edmond Monnoyer - Le Mans.
- VIALARD, P., et GRAMBAST, L. (1970).—«Sur l'âge post-Stampien moyen du plissement majeur dans le Chaîne Ibérique Castellane». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, núm. 1, p. 9.

- VIANEY-LIAUD, M. (1972).—«L'évolution du genre *Theridomys* a l'Oligocène moyen. Intéret biostratigraphique». *Bull. Mus. Nat. Hist. Paris*, sér. 3, número 98, *Sciences Terre*, núm. 18, pp. 295-370.
- VOÑAMPVA y PIERA, J. (1859).—«Memoria geognóstico-agrícola sobre la provincia de Castellón», 229 pp., 4 pls., figs.
- WIEDMANN, J. (1963).—«Sur la possibilité d'une subdivisión et des corrélations du Crétacé inférieur ibérique». *Mem. BRGM*, núm. 34, pp. 819-823.
- (1964).—«Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Cephalopodes». *Estudios Geol.*, vol. XX, pp. 107-148.

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

