



IGME

543

28-21

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VILLARLUENGO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VILLARLUENGO

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 los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía, Memoria, Macropaleontología y Micropaleontología*: Francisco Gautier.

Supervisión del IGME: A. Barnolas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M - 40.866 - 1980

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

1 ESTRATIGRAFIA

Situada en la provincia de Teruel, la región que comprende la Hoja número 543, Villaluengo, no presenta en afloramiento más que formaciones sedimentarias; la edad de éstas, con lagunas de importancia variable, queda comprendida entre el Trías (Keuper) y el Cuaternario. Los terrenos mesozoicos (Trías, Jurásico y Cretácico), cuyo espesor máximo sobrepasa los 2.000 metros, constituyen la mayor parte del territorio. Los que son de origen marino, lo que es esencialmente el caso del Jurásico, Barremiense Superior, Aptiense y Cretácico Superior, son básicamente de naturaleza carbonática (margas, calizas, dolomías) y frecuentemente fosilíferos; los que episódicamente se han formado en un medio deltaico o continental (Portlandiense terminal, Hauteriviense, Barremiense Inferior, Albiense), son de naturaleza eminentemente detrítica (areniscas, arenas, arcillas), pero algunas veces carbonatada (calizas y margas del Maestrichtiense-Paleoceno) y menos ricos en restos orgánicos. Plegados y fracturados, forman las alineaciones o los macizos montañosos que caracterizan la casi totalidad del dominio considerado.

Las formaciones terciarias (Oligoceno Superior (?)-Mioceno) y Cuaternario se presentan, al contrario, como simples placas residuales o rellenando cubetas antiguas o todavía actuales; de espesor, sin embargo, algunas veces importante, no ocupan más que extensiones relativamente reducidas. Su naturaleza, lo más frecuente groseramente detrítica, su origen siempre continental y, en consecuencia, la ausencia total de fósiles, hacen su estudio difícil y su atribución estratigráfica imprecisa.

1.1 TRIAS

Constituye los niveles más antiguos de la región considerada; las formaciones triásicas no ocupan más que una pequeña superficie y no están representadas más que en el Norte del territorio cartografiado. En ausencia del Buntsandstein y del Muschelkalk, que no llegan a aflorar, el Triás no está representado más que por su término superior: el Keuper, cuyos afloramientos, siempre colocados en situación tectónica anormal, no proporcionan cortes completos y significativos.

1.1.1 KEUPER (TG₃)

La estratigrafía y el espesor exacto del Keuper son imposibles de precisar en los límites de la Hoja, pues estos depósitos arcillosos forman una base plástica, siendo alargados y laminados en el núcleo de la estructura anticlinal de Miravete-Aliaga (parte septentrional) y la que ocupa la región nor-occidental (macizo de El Pantano) muy disimétrica y tectonizada. Los contactos con las masas más rígidas del Jurásico o del Cretácico son siempre anormales y mecánicos.

Desde el punto de vista de facies, el Keuper aparece bajo su aspecto característico de arcillas abigarradas, esencialmente rojizas, con pequeñas intercalaciones de dolomía escoriácea amarillenta y con pequeñas concreciones o hiladas de espesor variable de yeso fibroso blanquecino.

1.2 JURASICO

Los terrenos jurásicos están bien representados en la mitad occidental del perímetro estudiado; constituyen, de Sur a Norte, los flancos bastante abruptos, fallados y disimétricos del estrecho anticlinal de Ababuj, prolongamiento septentrional del anticlinal pinzado de Alcalá (Hoja de Alcalá de la Selva), el flanco oriental inverso de la estructura anticlinal de la Sierra de El Pobo, el fondo plano de la cubeta sinclinal de El Pobo, los macizos con estructura anticlinal compleja de La Hoyuela-Canto de la Hoz y Ballesteros-El Pantano que separan esta cubeta de la de Galve (Hoja de Alfambra). En la zona central, las formaciones jurásicas penetran su cobertera cretácica para constituir el núcleo, estrecho y muy tectonizado, del largo anticlinal de Miravete-Aliaga.

En el dominio oriental, los materiales jurásicos reaparecen localmente en el núcleo del anticlinal de Cañada de Benatanduz y, debido a la erosión, en el domo de la Fábrica, al norte de Villarluego.

En todas estas regiones, han sido reconocidos y cartografiados los diferentes términos del Jurásico típicos de las Cadenas Ibéricas; estos ponen de manifiesto una cierta estabilidad de facies y de espesor. En el anticlinal de Miravete, una tectonización intensa (laminación) y una dolomitización casi total, nos ha llevado a reagrupar varias formaciones dentro de tres grandes subdivisiones susceptibles de ser cartografiadas.

1.2.1 LIAS INFERIOR Y MEDIO (J₁₁₋₁₃)

Encima de las arcillas, con yeso, rojas del Keuper, pero siempre separadas de ellas por una superficie mecánica de despegue de importancia variable, a menudo puesta de manifiesto por la presencia de brechas dolomíticas gruesas (río Guadalopec), el Lías está representado por un potente complejo carbonatado en donde sólo la parte superior se muestra fosilífera y puede ser datado con precisión.

El Lías Inferior y Medio se inicia por un conjunto de tonos oscuros, algunas veces cavernoso o vacuolar, de dolomías, carniolas y brechas dolomíticas sin estratificación aparente, de unos cincuenta metros de potencia.

Estas «carniolas» están coronadas por una formación más netamente estratificada de calizas dolomíticas y de calizas cristalinas (50 m.), seguido de calizas en pequeños bancos con fractura astillosa, margosas, sublitográficas, intraclásticas u oolíticas, con algunos fragmentos de conchas de lamelibranchios y restos de Equinodermos (60 m. aproximadamente). La serie termina por unos 20 metros de calizas regularmente estratificadas, sucesivamente oscuras y con fragmentos de pequeños Ostreidos, cristalinas o dolomíticas con Equinodermos y bioclastos, de tonos rojizos, con Belemnites y Pectínidos. Estos últimos niveles, por analogía de facies con las regiones vecinas, podrían representar el Pliensbaquiense (Carixiense y Domeriense).

Estos diferentes horizontes del Lías Inferior y Medio son observables, frecuentemente, sólo en parte en razón de una intensa fracturación de detalle, en varios puntos de los anticlinales de Ababuj, de la Hoyuela-Canto de la Hoz y de Ballesteros-El Pantano. Varios de entre ellos permanecen localmente reconocibles, a pesar de la dolomitización que les afecta y de numerosas laminaciones en las alineaciones verticalizadas del anticlinal de Miravete. Sólo los más modernos afloran en los límites del sector estudiado del domo de la Fábrica, a norte de Villarlengo; en razón de lo reducido de los afloramientos comprendidos en la presente Hoja, sólo el Toarciense, que está superpuesto, ha podido ser cartografiado.

1.2.2 LIAS SUPERIOR-TOARCIENSE (J₁₄)

Primer nivel del Jurásico datado por la fauna que contiene (Braquiópodos

y escasos fragmentos de Ammonites), el Toarciense, espesor de 20 a 30 metros, está constituido por una serie alternante de margas, de margo-calizas amarillentas o verdosas y de calizas margosas grises en pequeños bancos que reposa sobre la superficie irregular y ferruginosa del Domeriense. Hemos encontrado (Canto de la Hoz): *Lobothyris subpunctata* (DAVID), *Homeorhynchia meridionalis* (DESL.), *Stolmorhynchia bouchardi* (DAVID), *Hildoceras bifrons* (BRUG.), pequeños Ostreidos del género *Alectryonia* y Políperos simples. Se han señalado en estos niveles (Y. DERREAL): *Harpoceras sublevisoni* (FUC.) y *Polyplectus discoides* (ZIET).

No aparece más que muy incompleto por razones tectónicas (fallas) en el anticlinal de Ababuj y en la zona anticlinal de Canto de la Hoz, el Toarciense presenta un buen ejemplo en el anticlinal de Ballesteros y en el macizo de El Pantano. Permanece identificable en el anticlinal de Miravete, especialmente en su parte septentrional y se ha podido cartografiar en el núcleo del domo de la Fábrica gracias a la profunda garganta del río Cañada.

1.2.3 DOGGER-OXFORDIENSE (J₂₋₃₁)

Encima de los niveles más blandos del Toarciense viene una formación calcárea o dolomítica generalmente bien estratificada, algunas veces masiva, cuyo espesor es del orden de 50 a 80 metros y que nosotros atribuimos al Jurásico Medio y a la base del Jurásico Superior en razón únicamente de su posición relativa y de las similitudes de facies que presenta con niveles fosilíferos de esta edad que afloran en las regiones más meridionales (Sierra de Javalambre, Hojas de Manzanera, Camarena de la Sierra, La Puebla de Valverde); la ausencia, en efecto, de macrofauna y de microfauna características, hace imposible todo análisis estratigráfico preciso y detallado y no permite individualizar aquí el Aalenense, el Bajociense, el Calloviense y la mayor parte del Oxfordiense. Es preciso, sin embargo, indicar la mención hecha (DERREAL) de la existencia en los niveles calcáreos más bajos de *Ludwigia* sp., Ammonite que caracteriza en estas regiones el Aaliense Superior. En lo que concierne a los horizontes superiores, nunca hemos observado en el territorio recorrido ni los niveles calizos rojos con *Macrocephalites*, ni los horizontes con oolitos ferruginosos o superficies limonitizadas que representa conjuntamente, en otros dominios de la Cadena Ibérica y bajo una forma más o menos condensada, la totalidad del Calloviense. Es pues posible que exista aquí, como sobre el territorio de la Hoja vecina de Alcalá de la Selva, una laguna total del Calloviense y de una parte del Oxfordiense, laguna regional que estaría en relación con una notable reducción de espesor del conjunto del Dogger.

En el anticlinal de Ababuj y en los macizos jurásicos situados al noroeste de Aguilar de Alfambra, el Dogger está constituido sucesivamente de calizas

cristalinas con fragmentos de Equinodermos (Crinoides, Equínidos) y de Lamelibranquios (Ostras), de calizas cripto o microcristalinas, de calizas intraclásticas con fragmentos de conchas y de calizas oolíticas. Localmente, en particular en el seno de la estructura de Canto de la Hoz y en la «ventana» que el río Alfambra ha excavado, las formaciones del Dogger están afectadas por una dolomitización secundaria, y los horizontes calcáreos alternan con niveles de importancia variable de dolomía rosa y de calizas dolomíticas.

En el dominio nor-oriental (domo de la Fábrica), el Dogger está representado por una barra de pátina oscura, de una treintena de metros de espesor, de dolomía friable, de color blanca o localmente rojiza (óxido de hierro), en la cual es todavía localmente observable la estructura oolítica original. Está coronado por 15 a 20 metros de calizas sublitográficas beigeas en pequeños bancos separados entre ellos por pequeños lechos margosos. Las impresiones de Ammonites, de Aptychus y de Belemnites observados en la superficie de algunos de estos bancos nos permiten atribuir estos últimos niveles a la parte superior del Oxfordiense (Argoviense-Rauraciense).

Son de esta edad las calizas grises con manchas rojizas que constituyen los niveles más antiguos visibles sobre una pequeña extensión, en el núcleo del anticlinal de Cañada de Benatanduz.

1.2.4 LIAS-DOGGER-OXFORDIENSE (J₁₁₋₃₁)

Hemos reagrupado en este conjunto todas las formaciones jurásicas del anticlinal de Miravete que, casi totalmente dolomitizadas y muy tectonizadas (serie vertical afectada de numerosas laminaciones), están comprendidas entre el Keuper y el Kimmeridgiense. Localmente, como por ejemplo en el Barranco de Mas de Vall de Pérez, los diferentes niveles descritos precedentemente o algunos de ellos, pueden reconocerse; pero su falta de continuidad por un lado, su pequeña extensión de afloramiento por otro, no han permitido cartografiarlos separadamente, al menos a la escala del mapa. Una discontinuidad de origen tectónico, unido a un cambio litológico ponen de manifiesto, frecuentemente, el paso al Kimmeridgiense, igualmente dolomitizado, habiendo dibujado un contacto mecánico entre esta formación inferior y la del Kimmeridgiense.

1.2.5 KIMMERIDGIENSE INFERIOR (J₃₂¹)

Encima de las calizas del Oxfordiense, viene una serie monótona, generalmente bien visible en la topografía (taludes o superficies planas áridas) y potencia de 100 a 200 m., de calizas margosas sublitográficas, de color gris o beige, en pequeños bancos regulares con fractura astillosa. De un modo general, los primeros metros de esta formación son más ricos en niveles margosos; en la región oriental (anticlinal de Cañada, domo de la Fábrica),

reposa sobre las calizas oxfordienses por intermedio de 20-25 metros de margas expansivas, beiges o grises. El conjunto de la formación se presenta poco fosilífero; además de escasos Foraminíferos (Miliólidos, Textuláridos, *Ammobaculites*), se han obtenido en las proximidades de Ababuj y en el anticlinal de Cañada, algunos fragmentos de Ammonites que permiten atribuir con toda certeza una edad Kimmeridgiense Inferior (*Ataxioceras* sp., *Lithacoceras subachilles* WEG., *Progeronia rotiforme* GEYER). En la región de Villarluengo, los Ammonites señalados (CHAPEROT) en diferentes niveles de la serie que ofrece allí un buen desarrollo sobre las dos vertientes de la garganta del río de Cañada, confirmando esta atribución (*Nebrodités*, *Berniceras* cf. *inconspicua* LOR., *Aspidoceras* sp., *Glauchiceras* sp., *Ataxioceras*, *Taramelliceras*, *Perisphinctes*.

1.2.6 KIMMERIDGIENSE SUPERIOR (J₃₂²⁻³)

A la serie regularmente estratificada del Kimmeridgiense Inferior, sigue una formación más masiva, en general bien visible en la topografía, que atribuimos al Kimmeridgiense Superior recordando, para evitar todo equívoco futuro que ha sido considerado como Aptiense por los autores del mapa geológico vecino de Alfambra. Esta formación se presenta bajo dos facies diferentes.

En la mayor parte del área considerada, la barra del Kimmeridgiense Superior, potencia de 60 a 70 m., es esencialmente calizo, algunas veces localmente dolomitizado. Comprende, en su mitad basal, un conjunto de bancos, de 0,5 a 1 metro de potencia, de calizas gris o beiges, finos, algo intraclásticos u oolíticos, separados entre ellos por pequeños lechos de margas amarillentas hojosas. En su mitad superior, los bancos de calizas se hacen más potentes, el conjunto más masivo pero frecuentemente recorrido de superficies estilolíticas y de venas de calcita; la roca es a menudo groseramente intraclástica y oolítica, algunas veces pisolítica (oncolitos); presenta numerosos fragmentos orgánicos [Lamelibránquios, Gasterópodos, radiolas y caparzones de Equínidos, Políperos, Briozoarios, Ostrácodos, espículas de Espongiarios]; Foraminíferos y Algas no son raros: *Nautiloculina oolithica* MOHL., *Conicospirillina basiliensis* MOHL., *Alveosepta jaccardi* (SCHR.), Miliólidos, Textuláridos, *Cayeuxia*, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, Cianofíceas en nódulos.

Este Kimmeridgiense calcáreo o calcáreo dolomítico presenta buena exposición, con un desarrollo constante (60-70 m.), sobre la totalidad del flanco oriental de la estructura anticlinal de El Pobo y sobre los dos flancos del anticlinal fallado de Ababuj, zona donde se presenta a menudo en posición invertida, pareciendo colocarse sobre el Portlandiense calcáreo detrítico y encima las calizas estratificadas del Kimmeridgiense Inferior. Constituye

el horizonte resistente y a menudo en resalte de los complejos anticlinales del noroeste de la Hoja cortados por el río Alfambra (El Cerro, La Hoyuela, Canto de la Hoz, Las Calderetas, Ballesteros, El Pantano). Está bien representado en la extremidad septentrional del anticlinal de Miravete, entre la carretera de Aliaga y el corte del río Guadalope. Están bien desarrollados (50 m. aproximadamente) al norte de Villaluengo, donde forma la bóveda superior, muy fallada, del domo de la Fábrica y en donde estos niveles del techo están frecuentemente dolomitizados.

En las regiones más violentamente tectonizadas (la mayor parte del anticlinal de Miravete, anticlinal de la Cañada), el Kimmeridgiense Superior corresponde a una barra enteramente dolomítica. La estratificación vertical es todavía neta al norte de Miravete, el espesor es difícil de precisar en razón de una intensa fracturación, pero debe ser próxima a los 70 m. Al norte de Cañada, la estratificación se difumina, la dolomía es fina, homogénea, algunas veces friable o vacuolar, blanquecina; el espesor es del orden de 40 a 50 m.

1.2.7 KIMMERIDGIENSE DOLOMITICO (J₃₂)

En la mayor parte del anticlinal disimétrico de Miravete, los dos conjuntos kimmeridgienses enumerados precedentemente están totalmente dolomitizados: dolomías y calizas dolomíticas en pequeños bancos en la base (Kimmeridgiense Inferior), dolomías en bancos gruesos o masivas al techo (Kimmeridgiense Superior). Es posible diferenciar puntualmente sobre el terreno (por ejemplo, en el corte natural del Barranco de Mas de Vall de Pérez); las dos formaciones presentan en el espacio numerosas discontinuidades en razón de varios acuñamientos intraformacionales y no afloran más que sobre una extensión muy limitada en razón de reducciones tectónicas de espesor y, de todas formas, de su buzamiento vertical. En consecuencia, ante la imposibilidad de cartografiar separadamente de un modo satisfactorio, hemos reagrupado dentro de un conjunto único (Kimmeridgiense dolomítico) el cual, por regla general, se presenta en continuidad estratigráfica, sobre los materiales jurásicos infrayacentes por intermedio de una superficie mecánica muy irregular.

1.2.8 PORTLANDIENSE (J³⁻⁰₃₂₋₃₃)

Con la excepción de la región nor-oriental, donde presenta una facies un poco diferente, el Portlandiense se presenta, en el dominio considerado, como una potente serie calcáreo-detrítica cuya facies (facies purbeck) marca la transición entre los sedimentos marinos del Jurásico y los depósitos deltaicos de la base del Cretácico. Es posible que el cambio litológico cartografiado (techo

del conjunto calcáreo masivo del Kimmeridgiense) no coincida exactamente con el límite stratigráfico entre los pisos Kimmeridgiense y Portlandiense y que los primeros horizontes del complejo de transición pertenezcan todavía al Kimmeridgiense; pero la ausencia de argumentos que lo prueben paleontológicamente y la simplificación que se deduce nos han incitado a cartografiar el límite litológico entre las dos formaciones y a designar la superior como Portlandiense, incluso si la leyenda de la Hoja y la notación adoptada permiten atribuirle con todo rigor al Kimmeridgiense Superior-Portlandiense.

El Portlandiense de facies purbeck aflora ampliamente, al menos en el dominio occidental, siendo numerosos los cortes que pueden realizarse. El que nos ha parecido más completo, más representativo y menos sujeto a los errores que podría entrañar la presencia de fallas algunas veces poco manifiestas, se sitúa al oeste de Aguilar de Alfambra, de un lado y otro del corte del río Alfambra. El Portlandiense se presenta allí en dos secuencias mayores: la inferior, espesor de 140 a 145 m., está formada por una alternancia de numerosos e importantes horizontes calizos marinos y de niveles arcillo-areniscosos; la segunda, de 110 a 120 m. de potencia, es esencialmente detrítica y de color granate (vino de Burdeos) y no incluye más que algunas intercalaciones de calizas gris-azuladas de origen continental. De la base al techo, encima de las calizas en bancos masivos del Kimmeridgiense, la sucesión detallada es la siguiente:

Primer conjunto de color predominantemente rojizo:

- 9 metros de arcillas con pequeñas intercalaciones de calizas margosas rojas.
- 6 metros de calizas grises en pequeños bancos, intraclásticas y bioclásticas, con Miliólidos, *Alveosepta jaccardi* (SCHR.), *Feurtillia frequens* MAYNC, algunos oogonios de Charophytas.
- 20 metros, esencialmente arcillosos, pero cubiertos por cultivos.
- 8 metros de calizas finas o intraclásticas, granos de glauconia y fragmentos de conchas, con Miliólidos, Textuláridos, *Alveosepta jaccardi*, *Nautiloculina oolithica* MOHL., *Cayeuxia* y artejos de Charofitas.
- 4 metros de arcillas rojizas con intercalaciones de areniscas medias con estratificación entrecruzada.
- 6 metros de calizas intraclásticas en pequeños bancos, con fragmentos de conchas, Miliólidos, *Feurtillia frequens*, *Trocholina*.
- 9 metros de arcillas rosas y grises.
- 9 metros de calizas rojas en pequeños bancos, areniscosos, bioclásticos y oolíticos con *Cayeuxia*.
- 20 metros de arcillas grises o rojas, intercaladas de numerosos niveles areniscosos, algunas veces calcáreos.
- 15 metros de calizas algo areniscosas, oolíticas e intraclásticas, con restos de conchas y *Cayeuxia*.

- 20 metros de areniscas con estratificación entrecruzada, con niveles conglomeráticos calcáreos y niveles de arcillas arenosas.
- 15 a 18 metros de calizas en cuatro gruesos bancos separados por pequeños horizontes arcillo-arenosos.

Segundo conjunto, de color predominantemente rojo:

- Alternancia de 5 niveles de 15 a 20 m. de arcillas rojas y grises con areniscas con estratificación entrecruzada y de 4 niveles de 8 a 10 m. de calizas gris-azuladas, algunas veces finamente intraclásticas pero a menudo muy finas, en pequeños bancos, en plaquetas u hojosas.

Los diferentes niveles del Portlandiense así descritos son bien visibles, con más o menos continuidad, sobre todo el contorno de los macizos jurásicos occidentales. Constituyen principalmente los flancos y una gran parte del fondo de la cubeta de El Pobo-Aguilar del Alfambra (las calizas del complejo inferior han dado en las proximidades de Ababuj *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER) y bonitas *Zergatella suprajurensis* (EMB.), el borde occidental de la cubeta de Camarillas y los flancos de la cubeta de Galve que se desarrolla al noroeste de la región estudiada. Con la misma facies, pero muy afectado tectónicamente, el Portlandiense reaparece episódicamente a lo largo del anticlinal de Miravete, desde los alrededores de Villarroya de los Pinares hasta las proximidades de Aliaga, al Norte.

En toda esta zona occidental, el Portlandiense está bien representado por facies muy litorales o deltaicas y con una potencia que puede alcanzar los 250 m.; pero esta potencia es inferior a la del depósito original, y además variable según los sitios, pues el Portlandiense está recubierto en discordancia por los horizontes lacustres del Hauteriviense-Barremiense (esta discordancia ha podido ser observada un poco más al Sur, en el territorio cubierto por la Hoja de Alcalá de la Selva). Es preciso señalar aquí que el parecido de facies entre el Portlandiense y las formaciones cretácicas detríticas que le siguen (facies wealdiense) siempre ha ocasionado en la transición una confusión entre estas dos formaciones denominadas, bien separadamente, bien conjuntamente, bajo el nombre de wealdiense, e incluso relacionando el conjunto al Trías (Hoja de Teruel) o, más recientemente, al Albiense-Utrillas (Hoja de Alfambra). Una observación atenta de los afloramientos, unido a un conocimiento regional suficiente, permite en lo sucesivo distinguir dos conjuntos de origen deltaico: el primero, datado como Portlandiense por su microfauna y cuya facies puede, por esta razón, ser calificada de purbeckiense, está caracterizado por la existencia de numerosos niveles calcáreos intercalados entre arcillas arenosas de colores grises y granates; el segundo, discordante, es el que merece únicamente el nombre de wealdiense en razón de su edad cretácica, está esencialmente compuesto de niveles detríticos de colores vivos, alternativamente arcillosos, rojizos o violáceos y areniscas-arenosas blancas o amarillentas.

En la región nororiental, el Portlandiense reaparece, bajo una facies más netamente marina, a favor de la alineación anticlinal de Cañada, al norte de Cañada de Benatanduz, y del domo de la Fábrica, al norte de Villarluego. Se presta mal a un estudio detallado en este último punto en razón de sus malas condiciones de afloramiento (derrubios y depósitos de pendiente) hay un corte bastante bueno sobre el periclinal sur de Cañada. Con un espesor de unos 50 metros, presenta, encima de la superficie rubefactada del Kimmeridgiense, la sucesión siguiente:

- 6 metros de calizas litográficas en pequeños bancos, con fragmentos de conchas y *Feurtillia frequens*, alternando con pequeños horizontes margosos donde ha sido recogido (CHAPEROT) *Mytilus morrisii*.
- 1 metro de areniscas amarillentas y de margas cuarzo-micáceas azuladas.
- 11 metros, en alternancia, de margas beiges y de calizas finas en pequeños bancos, lumaquélicas al techo (*Eomiodon cuneatus*).
- 9 metros de calizas litográficas beiges o amarillentas en pequeños bancos; ciertas superficies al techo de los bancos muestran bellas figuras de desecación.
- 6 metros de pequeños bancos alternantes de calizas arriñonadas, sublitográficas y de margas.
- 16 metros de calizas litográficas con escasos restos orgánicos, en pequeños bancos, tableadas o en bancos métricos. Este conjunto termina por una superficie irregular y rubefactada (hard-ground) cuyas irregularidades de disolución están rellenas por los sedimentos areniscosos que forma la base del Wealdiense suprayacente.

1.3 CRETACICO

Los terrenos cretácicos ocupan casi los cuatro quintos de la superficie cubierta por la Hoja, de los cuales más de la mitad pertenecen al Cretácico Inferior. El largo episodio regresivo que se inicia en el Portlandiense, de forma más manifiesta en el Oeste que al Este, se perpetúa durante el Neocomiense y, contrariamente a la opinión emitida por los autores del mapa geológico vecino de Alfambra, marca una importante discontinuidad en la sedimentación marina en el límite Jurásico-Cretácico. Encima, el Cretácico se organiza en dos ciclos sedimentarios mayores: el primero corresponde al período que va del Barremiense al Albiense; el segundo coincide aproximadamente con el Cretácico Superior (Albiense Superior-Vraconiense-Cenomaniense a Daniense). En este complejo sedimentario cretácico, cuyo espesor disminuye notablemente de Sur a Norte, y de forma particular en el Cretácico Inferior, se han podido establecer varias subdivisiones más numerosas en el

Cretácico Inferior de las regiones occidentales y en el Cretácico Superior de la franja septentrional.

1.3.1 HAUTERIVIENSE-BARREMIENSE INFERIOR («WEALDIENSE»)

El Cretácico se inicia por un complejo esencialmente detrítico de facies wealdiense; en el dominio occidental, donde su espesor puede sobrepasar los 200 m., hemos distinguido dos términos de litología netamente diferente. En la zona oriental el espesor no excede de 60 m.; en razón de las malas condiciones de afloramiento, el estudio de detalle se presenta imposible y no se ha podido hacer ninguna subdivisión.

1.3.1.1 Hauteriviense-Barremiense basal (C_w^c₁₃₋₁₄)

Reposando, según los lugares, sobre diferentes niveles del complejo calcáreo detrítico del Portlandiense, viene en discordancia, manifiesta solamente a escala regional (Hojas de Manzanera, Mora de Rubielos, Alcalá de la Selva), una formación predominantemente oscura, de 50 a 60 m. de espesor, que se inicia siempre en el dominio considerado por un nivel conglomerático calcáreo o arenoso, seguido de arcillas cuarzo-micáceas rojizas (20 a 25 m.) y calizas y margas negruzcas o caquí con Charophytas y Ostrácodos (25 a 30 metros).

Al norte de Ababuj, en la proximidad de la carretera de Aguilar, el corte de esta formación es el siguiente, de la base al techo:

- Encima de las calizas nodulosas y de las arcillas micáceas rojas y grises del Portlandiense, 1 m. de conglomerado rojo, ferruginoso, en pequeños bancos decimétricos, con cantos centimétricos de arcilla y arenisca.
- 25 metros de arcillas cuarzo-micáceas rojizas.
- 5 metros de calizas en bancos gruesos, grises, con pátina rojiza y pequeños niveles arcillosos, el conjunto con Charophytas y Ostrácodos.
- 8 metros de margas grises con delgadas intercalaciones de calizas arcillosas rojas.
- 3,5 metros de calizas margosas gris-amarillentas y de margas grises con Charophytas (*Globator trochiliscoides* GRAMB., *Clypeator gautieri* GRAMB., *Perimneste*, *Flabellochara*).
- 12 metros de calizas amarillentas o rojizas y margas grises con Ostrácodos (*Cypridea*, *Theriosynoecum*, *Darwinula*) y Charophytas (*Globator*, *Flabellochara*). El techo de este nivel está constituido por una caliza lumaquélica con Unióidos.
- 9 metros de niveles alternantes con espesor variable de calizas grises

o rojizas en bancos irregulares, de margo-calizas con pequeños Uniónidos y Ostrácodos, y de margas grises, rosadas a granate. Estos niveles están coronados por 3 m. de areniscas groseras con fragmentos leñosos que marcan el inicio de la serie detrítica suprayacente.

Estos depósitos, cuya asociación de Charofitas y Ostrácodos data el Haute-riviense-Barremiense y prueba el origen salobre o lacustre, son fáciles de distinguir en el terreno, encima de los terrenos de color granate del Portlandiense y en la base de la formación roja del Wealdiense. Presentan una secuencia semejante en numerosos puntos de la depresión de Apelluz-Jorcas y de las cubetas wealdenses de Ababuj-Aguilar, de Camarillas y de Galve (en Aguilar y en la zona de Ballesteros, el conglomerado basal de color gris, está constituido de elementos calcáreos provenientes de los bancos portlandienses infrayacentes).

Las facies y los espesores son igualmente idénticos en el núcleo del anticlinal de Miravete, donde la formación se encuentra a menudo en contacto tectónico con diferentes términos del Jurásico y se presenta, por esta razón, de un modo bastante discontinuo entre Los Cabezos, al Sur, y el circo de Aliaga, al Norte. Es preciso señalar su gran desarrollo a 1,5 km. al sureste de Miravete, al este de la Casa Patacas; allí forman el núcleo visible del anticlinal y en condiciones de afloramiento que no permiten precisar sus relaciones con el Portlandiense; comprende en la base 50 ó 60 metros de arcillas rojas, grises amarillentas o beige claro con pequeños nódulos de yeso fibroso rojo o blanco, fragmentos de huesos azulados (Reptiles?), pequeñas Ostras y pequeñas conchas de Lamelibranquios (Uniónidos?); al techo, 30 ó 40 metros de caliza gris o caqui bien estratificadas, con Ostrácodos y Charophytas.

Tales horizontes no han sido encontrados en el dominio más oriental (Cañada, Villarluego).

1.3.1.2 Barremiense Inferior (C_{w14})

Encima de la formación arcillo-calcárea precedente, viene la serie detrítica del Wealdiense; la más potente y regionalmente la más constante. De color predominantemente rojo granate, alcanza una potencia cercana a los 150 m. en la región de Ababuj-Aguilar-Camarillas, de 100 m. al Sur y de 50 m. en el anticlinal de Miravete-Aliaga. En su totalidad está compuesta por una alternancia de arcillas cuarzo-micáceas y limos, a veces gris verdosos, más frecuentemente violáceos o granates, y bancos de areniscas o arenas de potencia lateralmente variables o lenticulares, con estratificación cruzada, de color amarillento o blanco. En la base de esta formación estos horizontes areniscosos o arenosos, contienen frecuentemente pasadas más groseras, ricas en cantos de cuarzo de 1 a 2 cm. de longitud. Este conjunto no ha dado más que trazas orgánicas sin interés estratigráfico cerca de la Casa Mato,

al sur de Miravete (restos leñosos, fragmentos de Ostras). Pero mientras que es totalmente detrítico en la latitud de Ababuj así como en las regiones más meridionales (Hoja de Alcalá de la Selva), presenta en su mitad superior algunas delgadas intercalaciones lenticulares de calizas margosas y de margas verdosas, algunas veces con pequeñas conchas de Ostras, en las regiones más septentrionales (Ermita de la Virgen del Campo a 2,5 km. al noroeste de Camarillas, Cruz de las Almas, 0,800 km. al noroeste de Miravete).

Es por su posición entre dos niveles mejor datados, por lo que atribuimos esta formación wealdiense a la parte inferior del Barremiense. Gracias a la importancia de los niveles arcillosos rojos de que está compuesta, da lugar a depresiones o pasillos siempre bien visibles en la topografía (pasillo Allepuz-Jorcas-Camarillas, cubeta Ababuj-Aguilar, cubeta de Camarillas, doble pasillo Miravete-Aliaga.

1.3.1.3 Conjunto wealdiense indiferenciado (C_{w13-14})

En el dominio más oriental (anticlinal de Cañada, domo de Villarluego), el complejo wealdiense presenta un espesor mucho más pequeño (60 m. aproximadamente) y una facies más homogénea que, unido a la mala calidad de los afloramientos, no ha permitido subdivisiones.

El corte esquemático, levantado sobre el periclinal sur del anticlinal de Cañada (no es posible corte alguno en las proximidades de Villarluego), es el siguiente, encima de las calizas portlandienses:

- Banco de areniscas métrico, rojo ferruginoso, de grano grueso, rellenando la superficie irregular de las calizas.
- 27 metros de arcillas versicolores, enmascaradas por la vegetación.
- 2 metros de margas verdes, de calizas margosas con pequeños Lamelibranquios y de calizas arriñonadas verdosas con fósiles (dientes de peces, Charophytas?).
- 30 metros de arcillas grises y rojas, alternando con bancos de areniscas o arenas blancas.

Es posible que la primera mitad de este conjunto sea el equivalente de las margo-calizas hauterivienses de las regiones más occidentales, pero la ausencia de argumentos paleontológicos seguros no ha permitido separar en la cartografía la secuencia detrítica superior.

1.3.2 BARREMIENSE SUPERIOR-APTIENSE BASAL (?)

En la mitad occidental de la Hoja se han cartografiado uno o dos horizontes de esta edad. Aunque presente, pero con un espesor muy pequeño, este conjunto no ha sido individualizado cartográficamente en la región nor-oriental.

1.3.2.1 Horizonte carbonatado (C_{C14-15}⁰⁻¹)

Al complejo wealdiense arcillo-areniscoso rojizo, suceden depósitos cuya facies marina se afirma lentamente coronando la serie; el paso entre los materiales terrígenos deltaicos del Wealdiense y las margo-calizas muy litorales del Barremiense acontece progresivamente (zona de transición de varios metros); el límite entre las dos formaciones están sin definir; éste puede no ser sincrónico en todos los sitios donde se observa. Por conveniencia, hemos colocado entre el último banco grueso (1,5 m.) de areniscas ferruginosas que corona la serie detrítica y los primeros niveles de arcillas calcáreas grises o granates.

El corte más significativo y más continuo ha sido realizado al sur de Jorcas, a través de la colina de Hoyuela, al este de la Masía de Caudé. Es de abajo a arriba, el siguiente:

- 1 metro de arcilla calcárea y areniscosa gris, con aspecto noduloso, con numerosas Charophytas (*Flabellochara*).
- 4 metros de arcillas cuarzo-micáceas grises y granates.
- 2 metros de areniscas ferruginosas groseras, con estratificación lenticular.
- 4 metros de arcillas grises, que se hacen progresivamente calcáreas y nodulosas con numerosos Ostrácodos y Charophytas (*Globator trochiliscoides*, *Atopochara trivolvis*, *Ascidiella iberica*, *Flabellochara*).
- 2 metros de arcillas beigeas con pequeñas intercalaciones de areniscas micáceas o carbonatadas, hojosas.
- 9 metros en alternancia, de arcillas grises, granates o rosadas y de pequeños bancos de calizas lumaquéllicas (*Exogira minos* COQ., *Ex. bousingaulti* D'ORB.) o con *Choffatella decipiens* y fragmentos orgánicos (Lamelibránquios, Equínidos, Ostrácodos, Charophytas).
- 1,5 metros de areniscas arcillosas blancas, en bancos masivos con estratificación entrecruzada.
- 15 metros de arcillas micáceas grises, granates o rosadas con pequeñas intercalaciones de areniscas, calizas areniscosas, calizas lumaquéllicas y calizas intraclásticas con restos de Moluscos, Ostrácodos y dientes de peces.
- 4 metros de arcillas grises micáceas.
- 2 metros de arenisca arcillosa blanca, grosera a microconglomerática, en gruesos bancos sobresalientes, con estratificación lenticular.
- 5 metros de arcillas grises, que pasan progresivamente a calizas margosas nodulosas con restos de conchas y Charophytas.
- 3 metros en alternancia de areniscas finas tableadas, de arcillas beigeas, de calizas arenosas con Ostras y de areniscas de grano grueso, ferruginosas con superficies cubiertas de Ostras.

- 5 metros de arcillas cada vez más arenosas, que pasan progresivamente a areniscas hojosas, con restos de conchas.
- 1 metro de lumaquela de *Ostreas*, en pequeños bancos, con algunas *Charophytas*.
- 5 metros de margas grises formando talud, con finas pasadas de lumaquelas de *Ostreas*.
- 1,20 metros de calizas lumaquéticas ferruginosas, con estratificación irregular.
- 20 metros de margas grises, con pequeñas intercalaciones de areniscas de grano fino y de calizas lumaquéticas, y una pasada lenticular (1,5 a 0 m.) de caliza lumaquética roja con estratificación cruzada.
- 2 a 3 metros de calizas bioclásticas y arenosas, tableadas o en pequeños bancos irregulares, con pequeñas *Ostreas* planas y redondeadas, restos de Gasterópodos, Equínidos, Ostrácodos, *Charophytas* y *Boueina*.
- 15 metros de margas grises con pasadas de areniscas, de calizas arenosas y de calizas bioclásticas con numerosas *Choffatella decipiens*, *Charophytas* y Algas.
- 1 a 2 metros de calizas bioclásticas ferruginosas, lenticulares, con *Choffatella decipiens*.
- 5 metros de margas y margocalizas grises.
- 2 metros de calizas bioclásticas y arenosas, ferruginosas, con *Choffatella decipiens*.
- 6 a 8 metros de margas grises con intercalaciones de lumaquelas de Ostras y de calizas de grano fino, ferruginosas, con restos orgánicos, Foraminíferos (*Choffatella decipiens*, *Textulariella*, Lituólidos, Miliólidos) y Algas (*Cilindroporella sudgeni*, *Marinella lugeoni*, *Boueina*).

Estos tres últimos niveles constituyen la cresta del relieve de Hoyuela, mientras que los dos siguientes forman la superficie estructural que baja hacia el barranco de San Salvador, al Este.

- 2 metros de calizas ferruginosas finamente arenosas y bioclásticas, en pequeños bancos con estratificación cruzada, con *Choffatella decipiens*, Lituólidos, *Boueina*.
- 6 a 8 metros de margas grises, calizas margosas y, al techo, calizas rojas en planchas, bioclásticas, arenosas o intraclásticas, con Foraminíferos (*Choffatella decipiens*, *Nautiloculina*, *Sabaudia minuta*, *Nezzazata*, Lituólidos, Miliólidos) y Algas (*Cylindroporella*, *Boueina*, *Permocalculus*, *Marinella*).

El Barremiense marino, de facies litoral y esencialmente constituido por areniscas, margas y calizas bioclásticas o lumaquéticas con *Choffatellas*, presenta un espesor del orden de 125 m. en la región más meridional. Es preciso hacer notar que en esta región desaparece la barra calcárea que, más al Sur (Hojas de Alcalá de la Selva, Mora de Rubielos), ocupa el techo de

la formación, y al mismo tiempo que sufre una reducción de espesor, experimenta el paso a una serie más arcillosa.

La facies permanece constante en toda la mitad occidental de la Hoja, pero el espesor disminuye de Sur a Norte y de Oeste a Este: de un centenar de metros en los alrededores de Camarillas, es del orden de 60 m. sobre el flanco occidental del anticlinal de Miravete; sobre su flanco oriental no pasa de 40 m. al Sur y de 25 m. al Norte.

El Barremiense está representado por 25 m. aproximadamente de areniscas, margas verdes y sobre todo calizas bioclásticas y lumauquéllicas en la región oriental donde no ha sido posible distinguirlo cartográficamente del complejo aptiense (ver 1.3.3.1).

1.3.2.2 Horizonte detrítico (C_{w14-15}⁰⁻¹)

Sobre los dos flancos del sinclinal cretácico Allepuz-Jorcas-Camarillas, la serie carbonatada del Barremiense Superior está coronada por un nuevo y último episodio de facies wealdiense que, delante de los primeros niveles relacionados al Aptiense, presenta algunos metros de margas y margo-calizas gris verdosas del mismo tipo que las de la serie infrayacente.

En la prolongación del corte precedente, la sucesión en el Barranco de San Salvador, al este de la Masía de Caudé es, en 60 m., la siguiente:

- 40 metros, alternancia de bancos de areniscas o de arenas blancas ligeramente ferruginosas y de niveles de arcillas cuarzo-micáceas grises o granates.
- 20 metros, alternancia de arcillas grises y rosas y de pequeños bancos de calizas lumauquéllicas, bioclásticas, areniscosas o microcristalinas con *Choffatella decipiens*, *Nautiloculina*, *Miliólidos*, *Heteroporella*.

El espesor de este último horizonte de facies wealdiense disminuye ligeramente de Oeste a Este; pero los niveles detríticos rojos pierden su importancia hacia el Este en beneficio de los niveles margo-calcáreos verdosos superiores: así, al oeste de Miravete, las potencias respectivas son de 25 y 30 m. Más al Este todavía (flanco oriental del anticlinal de Miravete), las capas rojas han desaparecido totalmente, pero es difícil afirmar que esta ausencia esté ligada a un cambio de facies pues, correlativamente, la totalidad del Barremiense Superior verdoso sufre una notable reducción de espesor.

La edad de este horizonte permanece imprecisa: Barremiense terminal, Aptiense basal o Barremiense-Aptiense. Podría ser, por su posición, el equivalente de las «capas rojas de Morella», que presentan un espesor de un centenar de metros en el Maestrazgo oriental y parecen poder ser relacionados en gran parte al Beduliense basal (J. CANEROT). Sin embargo, su

ausencia, sobre el flanco oriental del anticlinal de Miravete, nos invita a utilizar esta hipótesis con prudencia.

1.3.3 APTIENSE

A los niveles precedentemente descritos, bien a las «capas rojas y verdes superiores», bien directamente a las margo-calizas barremienses, sucede la potente serie, esencialmente carbonatada, del Aptiense cuyos escarpes calcáreos y los taludes margosos constituyen los rasgos característicos del paisaje. Con excepción del dominio nor-oriental, hemos establecido subdivisiones diferentes según las regiones, en función de la litología, de los espesores y de los datos paleontológicos recogidos.

1.3.3.1 El Aptiense de la región nor-oriental (C₁₄₋₁₅)

En la región de Cañada de Benatanduz y Villarluego, las capas marinas del Cretácico Inferior, cuya base puede ser considerada como Barremiense Superior, pero cuya mayor parte pertenece al Aptiense, afloran en condiciones que no han permitido hacer subdivisiones cartográficas: relativamente poco potentes, no presentan buenos cortes más que a favor de las gargantas abruptas excavadas por el río Cañada, bien en las cornisas con buzamiento débil (periclinal sur de Cañada de Benatanduz y de Villarluego), bien en una serie subvertical pero muy tectonizada y afectada por varias laminaciones (flancos del anticlinal de Cañada). Han sido, pues, representados en un conjunto único cuyo espesor disminuye desde el Sur (más de 130 metros) al Norte (110 metros), al mismo tiempo que desaparecen progresivamente los términos más altos.

Realizado en las proximidades de Cañada de Benatanduz, donde la entalladura del río no permite alcanzar los niveles del Barremiense y del Aptiense basal, la sucesión es esquemáticamente la siguiente, de la base al techo:

- 20 metros de margas y margo-calizas con Orbitolinas (Beduliense Superior).
- 40 metros de calizas con Rudistos (Gargasiense Inferior).
- 40 metros, en serie alternante, de margas, calizas margosas con Orbitolinas y Moluscos o con Rudistos y calizas bioclásticas con Orbitolinas (Gargasiense Superior).
- 30 metros de margas, arcillas arenosas, areniscas y calizas areniscas ferruginosas con Trigonias, de color ocre, ferruginoso, rojizo o violáceo (Gargasiense terminal).

En los alrededores de Villarluego, el corte presenta de abajo arriba, encima de la formación wealdiense:

- 20 metros de arcillas cuarzo-micáceas, areniscas, margas, calizas margosas y calizas con conchas o lumaquelas (Barremiense Superior).
- 15 metros de calizas gris, a menudo bioclásticas, con Orbitolinas (Beduliense Inferior).
- 35 metros de margas, margo-calizas y calizas gris amarillentas con Orbitolinas y Moluscos (Beduliense Superior).
- 20 metros de calizas con Orbitolinas, *Toucasia carinata* MATH., *Pseudo-toucasia santanderensis* DOUV. (Gargasiense Inferior).
- 28 metros, en serie alternante, de calizas con Orbitolinas o Rudistos, de margas y de calizas margosas con Orbitolinas y Moluscos (Gargasiense Superior).

Al sur del pueblo (Mas de Nobiruelas), la serie se prolonga por 12 m. aproximadamente de niveles rojizos de arcillas arenosas, areniscas y calizas arenosas con Trigonias del Gargasiense terminal; al Norte, en ausencia de estos niveles, la formación albiense reposa directamente sobre las calizas con Rudistos de los términos inferiores.

1.3.3.2 El Aptiense de la Región nor-occidental

En la región situada entre el macizo jurásico de El Pantano y la prolongación hacia el Oeste del pliegue de la Loma de la Solana (Cretácico Superior), el Cretácico Inferior marino forma una alineación discontinua de colinas donde las fallas son numerosas y el buzamiento subvertical, o incluso algunas veces netamente invertido. Hemos dividido esquemáticamente este conjunto, a menudo tectónicamente incompleto por la base y siempre de espesor reducido (80 a 100 m. en total), en dos niveles.

- En la base, una formación (C_{14-15}^{0-1}) de calizas de conchas, calizas y margo-calizas con Orbitolinas, que hemos atribuido al Beduliense y cuya base, localmente, pudiera pertenecer al Barremiense Superior.
- Al techo, soportando la formación albiense, un complejo, de edad gargasiense, de calizas con Rudistos (*Toucasia*), calizas bioclásticas, calizas de conchas, margas y margo-calizas amarillentas con Orbitolinas y, finalmente, areniscas ferruginosas, arcillas rojizas y calizas areniscas limolíticas con *Toucasia* y *Exogyra aquila*.

1.3.3.3 El Aptiense del Dominio Central

En la mayor parte del territorio estudiado, que corresponde al extenso sinclinal Allepuz-Jorcas-Camarillas y en el agudo anticlinal de Miravete-Aliaga, la formación Aptiense presenta un espesor mucho más importante y se desarrolla en cuatro grandes conjuntos, alternativamente calcáreos y margo calcáreos.

1.3.3.3.1 *Beduliense Inferior calcáreo* (Cc₁₅¹)

Encima de las calizas y margas del Barremiense terminal, el Beduliense se inicia generalmente por un potente banco de areniscas rosadas, de grano medio a grueso y con estratificación cruzada. De espesor próximo a los 10 m. al Norte, este banco disminuye rápidamente de potencia hacia el Sur a partir de Jorcas y pasa en algunos cientos de metros (Barranco de San Salvador) a tres metros de calizas areniscosas y ferruginosas ricas en restos orgánicos y Algas (*Boueina*, *Heteroporella*, *Permocalculus*). A estas areniscas o calizas arenosas, suceden margo-calizas con *Heteraster oblongus* y muy numerosas Orbitolinas (*Palorbitolina lenticularis*); siguen calizas compactas, frecuentemente bioclásticas, en gruesos bancos unidos formando cornisa, ricos en Foraminíferos (Orbitolínidos, Lituólidos, Miliólidos, Textuláridos) y en Algas. El espesor de este primer complejo de Beduliense es del orden de 70 m. al sur de Jorcas, 80 m. en Camarillas, 50 m. en el relieve de Morritas, 65 m. al oeste de Miravete, 40 m. al este del pueblo y 20 solamente en la proximidad de Aliaga.

El corte realizado al oeste de Miravete (Barranco de la Hoya Larga) da, de la base al techo, la siguiente sucesión:

- 8 a 10 metros de areniscas blancas, en banco grueso redondeado con estratificación entrecruzada.
- 10 metros de margo-calizas con Orbitolinas.
- 5 metros de calizas margosas con Orbitolinas.
- 19 metros de calizas en bancos gruesos con *Orbitolina lenticularis*, *Orbitolinopsis*, *Choffatella decipiens*, Lituólidos, *Sabaudia minuta*, Miliólidos, *Boueina*, *Permocalculus*.
- 2 metros de calizas dolomíticas rojas con Ostras.
- 2 metros de calizas beigeas con Miliólidos.
- 2 metros de calizas grises con Ostras.
- 15 metros de calizas con Foraminíferos y Algas.

A 500 m. al norte de Camarillas, la trinchera de la carretera en los bancos del Beduliense Inferior presenta, de abajo a arriba:

- 10 metros de areniscas rosadas, con grano medio a grosero.
- 30 metros, muy cubiertos, de calizas amarillo areniscosas.
- 1 metro de calizas areniscosas, intraclásticas, glauconíticas, con restos orgánicos y escasas Orbitolinas.
- 25 metros de calizas margosas, nodulosas, con numerosas Orbitolinas, siguen areniscas calcáreas blanquecinas en bancos gruesos.
- 3 metros de calizas arenosas beigeas o azuladas en bancos netos con superficie terminal limonítica.

- 10 metros de calizas en bancos masivos oolíticas y arenosas, siguen calizas bioclásticas e intraclásticas, con *Palorbitolina lenticularis*, *Orbitolinopsis*, *Choffatella decipiens*, Miliólidos, *Boueina*, *Permolcalculus*.
- 5 metros de calizas azuladas finamente bioclásticas.

1.3.3.3.2 *Beduliense Superior margoso* (Cm₁₅¹)

A los horizontes calcáreos del Beduliense Inferior, sigue una formación esencialmente margosa («Margas con Plicátulas») que dan lugar generalmente a amplias zonas deprimidas o de topografía suave cuando su buzamiento es pequeño (región de Jorcas), o pequeños valles y taludes con hierba cuando sus estratos están verticales (Morrita).

Su espesor disminuye considerablemente de Sur a Norte y de Oeste a Este: del orden de 200 m. entre Jorcas y Miravete, pasa a 150 m. en Camarillas, 100 a 120 m. debajo de Morrita; sobre el flanco oriental del anticlinal de Miravete, pasa de un centenar de metros al Sur a 300 m. aproximadamente al Norte.

Desde el punto de vista litológico, el Beduliense margoso se inicia encima de las calizas masivas infrayacentes, por algunos metros de calizas margosas, nodulosas con Orbitolinas (*Palorbitolina lenticularis*), Moluscos (*Exogira aquila* D'ORB., *Plicatula placunea* LAM., *Pholadomya*, *Trigonia*, *Strombus*) y Braquiópodos (*Sellithyris sella* SOW). Sigue con una alternancia de niveles margosos y margo-calcáreos grises o amarillentos, teniendo en general tres intercalaciones de potencia variable de calizas margosas con Orbitolinas (la primera de las cuales marca el final del primer tercio); siguen calizas intraclásticas o bioclásticas. Estos son los horizontes calcáreos que han dado en varios puntos (Hoya Redonda, al Noroeste de Jorcas; Barranco de Villarejo, al Suroeste de Miravete, bajo La Muela, al sur de Camarillas) fragmentos de Ammonites del Beduliense Superior (*Deshayesites* sp., *Chelonicerias* sp. gr. *crassum* SPATH).

1.3.3.3.3 *Gargasiense Inferior calcáreo* (Cc₁₃²)

Los primeros niveles del Gargasiense generalmente son bien identificables en el paisaje gracias al escarpe claro al que dan lugar sus bancos calcáreos encima de las superficies suaves modeladas en las margas bedulienses. Es preciso señalar reiteradamente que el límite cartográfico adoptado, es decir, la superficie que separa margas y calizas, puede no ser en todas partes sincrónica y puede no corresponder rigurosamente al límite Bedullense-Gargasiense.

De un modo general, el Gargasiense Inferior está constituido por calizas de tonos claros, grises o blancos y calizas margosas, gris azuladas o amari-

lentas; presenta numerosos Rudistos (*Toucasia carinata*, *Pseudotoucasia sandanderensis*, *Polyconites verneuilli* BAYLE), Strombus, Foraminíferos (*Mesorbitolina texana* (ROEM.), *Sabaudia minuta* (HOFK.)), Polyperos coloniales en bolas y Stromatopóridos. En la zona más meridional, entre Allepuz y Jorcas, los términos inferiores están reemplazados, en una docena de metros, por una dolomía secundaria rojiza en gruesos bancos.

Mucho menos variable que la de otros horizontes del Aptiense, el espesor de las «Calizas con Rudistos» (facies urgoniana) del Gargasiense está comprendido entre 40 y 50 m.; disminuye, sin embargo, progresivamente hacia el Norte, de 40 a 25-30 m. sobre el flanco oriental del anticlinal de Miravete.

Un buen corte de estos niveles se presenta en el borde de la carretera de Miravete, en las proximidades de Villarroya de los Pinares; de la base al techo, puede resumirse así:

- 8 metros de calizas bioclásticas con Orbitolinas.
- 1 metro de calizas margosas, nodulosas, donde aparecen las primeras *Toucasias*.
- 7 metros de calizas finas y ricas en *Toucasia* en los 5 primeros metros, después bioclásticas, dolomíticas, con Miliólidos.
- 11 metros de calizas nodulosas, masivas con Rudistos menos numerosos.
- 15 metros, en alternancia, de bancos de calizas con Rudistos y pequeños niveles margo-calizos con Strombus y Nerineas.

1.3.3.3.4 *Gargasiense Superior calcáreo-detritico* (Cm₁₅²⁻³)

La formación atribuida al Gargasiense Superior representa el paso lento y progresivo de los depósitos marinos del Aptiense a los sedimentos continentales del Albiense. Constituido por un potente complejo (más de 200 m. al Sur, un centenar de metros al Norte) de margas, calizas, arcillas y areniscas, señala, por su facies netamente regresiva, el fin del ciclo sedimentario del Cretácico Inferior.

Esta formación se subdivide esquemáticamente en dos conjuntos, de espesor sensiblemente iguales: en la base, una serie alternante de margas y calizas margosas de color gris («Capas grises» de ciertos autores), al techo, una serie arcilloso-calcáreo-areniscosa con pasadas lignitosas, de tonalidad ocre, rosa o rojiza («Capas de transición», «Capas rojas», «formación Escucha»). El primer conjunto constituye los afloramientos más recientes, sin hablar del Terciario discordante del núcleo del sinclinal de Jorcas-Camarillas; con el segundo conjunto y el Albiense suprayacente, ocupa el pasillo que sobre el flanco oriental del anticlinal de Miravete, separa las cornisas aptienses y cenomanienses desde Villarroya hasta Aliaga.

El corte que ilustra mejor la facies del Gargasiense Superior puede ser observado al sur de Villarroya de los Pinares, en la zona donde presenta mayor espesor. Encima de las calizas con Rudistos, puede ser resumido de la forma siguiente:

- 11 metros de margas grises con pequeñas intercalaciones de calizas nodulosas, muy fosilíferas: Lamelibranquios (*Pholadomya*, *Venus Ceryomya*, *Cyprina*, *Ostrea*), Gasterópodos (*Natica*, *Phasionella*, *Nerinea*), Braquiópodos (*Terebrátula chloris* COQ.), Equínidos (*Heteraster oblongus* D'ORB., *Pliotoxaster*, *Holaster*, *Tetragramma almerai* LAM.), fragmentos de Crustáceos.
- 100 metros, en bancos alternantes de 1 a 15 m. de potencia, de calizas nodulosas claras, bioclásticas, conchíferas o glauconíticas, algunas veces ricas en Foraminíferos (*Orbitolina (Mesorbitolina) texana*, *Sabaudia minuta*, Miliólidos, Textuláridos, Valvulinidos) y en Algas (*Boueina*, *Permocalculus*, *Neomeris*, *Marinella*), y de margas grises fosilíferas (Ostras, Trigonias, Gasterópodos, Equínidos, Orbitolinas).
- 115 metros de arcillas limosas verdosas o negras con pasadas lignitíferas y con numerosas intercalaciones de calizas arenosas, glauconíticas o ferruginosas, de color rosa, rojo o violáceo. Los restos orgánicos son numerosos (Rudistos, Pectens, *Exogyra aquila*, *Trigonia scabricola* LYC. var. *larteti* MUN-CHALM., *T. ornata* ORB., radiolas de erizos, Orbitolinas. Escasos Ammonites del género *Hypacanthoplites*, encontrados en las calizas areniscosas rojas del techo, indicando el paso Aptiense-Albiense (zona de Clansayes).

1.3.4 ALBIENSE (C₁₆¹⁻²)

A los últimos niveles atribuibles al Aptiense, sigue una formación terrígena continental (facies Utrillas) que atribuimos en su totalidad al Albiense a pesar de la ausencia de todo argumento paleontológico, pero en razón de su posición estratigráfica entre el Gargasiense terminal y el Albiense Superior-Vraconiense-Cenomaniense.

Un corte esquemático y significativo levantado al este de Villarroya, donde la formación es más potente, es de la base al techo el siguiente:

- 70 metros de arcillas cuarzo-micáceas negras, con fragmentos y pequeños horizontes lignitosos, con delgadas intercalaciones de areniscas calcáreas, niveles métricos de areniscas arcillosas con fragmentos carbonosos y lentejones calcáreos grises o rojizos.
- 110 metros, en alternancia, de areniscas micáceas blancas o amarillentas en gruesos bancos y de horizontes de arcillas grises o varicoladas.

El Albiense-Utrillas presenta buenos afloramientos en toda la mitad oriental de la Hoja. En la larga vaguada que, debajo de las cuestas calcáreas del Cretácico Superior, va de Villarroya a Aliaga, el espesor de esta formación varía de más de 150 m. al Sur a 100 m. aproximadamente al Norte. En la región plegada nor-oriental, el Albiense está igualmente bien representado bajo facies idénticas, pero en razón de su relativa plasticidad entre las masas calcáreas más rígidas, su espesor real es difícil de medir; parece ser del orden del centenar de metros.

1.3.5 ALBIENSE SUPERIOR-VRACONIENSE-CENOMANIENSE (C₁₆₋₂₁³⁻⁰)

Siguiendo el episodio continental albiense, los materiales esencialmente calcáreos de edad Albiense Superior a Cenomaniense dan testimonio de la reanudación de una sedimentación marina generalizada y marcan el inicio de un ciclo sedimentario neocretácico. Se trata en todas partes de depósitos infralitorales cuyo espesor pone de manifiesto una notable constancia en toda la mitad oriental del territorio (180 m. aproximadamente) donde la sucesión de sus escarpes calcáreos ocre aparecen netamente en el paisaje (en general, dos barras delgadas y una barra más potente se siguen en el Albiense Superior-Cenomaniense, separadas entre ellas por taludes margo-arenosos oscuros y con hierba). En la región noroccidental, donde la serie está subvertical, el espesor parece más débil (110-120 m.) y la formación presenta junto con el Turoniense-Coniaciense un relieve único blanquecino (alineamiento de la Loma de la Solana).

Dos cortes realizados sucesivamente a lo largo de la carretera Villarroya-Fortanete y Villarluengo-Cañada de Benatanduz, dan una buena imagen del Albiense-Cenomaniense oriental. Encima de las arenas y arcillas del Albiense, presentan esquemáticamente la siguiente sucesión:

Corte del Puerto de Villarroya (km. 67-69):

- 2 metros de calizas margosas nodulosas, muy ricas en restos de Lamelibranquios, Equínidos, Briozoarios, tubos de Anélidos y Orbitolinidos (*Mesorbitolina texana*, *Orbitolina* gr. *cóncava*).
- 5 metros de calizas en pequeños bancos formando barras areniscosas, intraclásticas, oolíticas o bioclásticas, con pátina ocre y fractura gris con Foraminíferos (Miliólidos, Textuláridos, Valvulinidos, *Pseudocyclamina*, *Neorbitolinopsis conulus*) y Algas (*Boueina*, *Neomeris*, *Permo-calculus*).
- 4 metros de margas y calizas margosas negras.
- 13 metros de calizas duras en pequeños bancos, de color crema o rosa, margosas y nodulosas en la base, siguen areniscosas, intraclásticas o bioclásticas; son algunas veces ricas en restos orgánicos (Lamelibránquios, Gasterópodos, Equínidos, Briozoos), Foraminíferos (Miliólidos,

Textuláridos, Valvulinidos, *Hensonina lenticularis*, *Nummoloculina*, *Neorbitolinopsis conulus*, *Mesorbitolina aperta*) y en fragmentos de Algas (*Boueina*, *Permocalculus*, *Heteroporella*); la microfauna permite atribuirle una edad Albiense Superior.

- 50 metros aproximadamente de margas oscuras y arenas o areniscas con estratificación cruzada formando talud, con dos intercalaciones de 5 y 4 m. de calizas areniscosas rojas.
- 28 metros de calizas (2.º barra), al principio con estratificación cruzada y foliación en plaquetas, siguen oolíticas o bioclásticas en pequeños bancos rojos, malvas o rosados, con fractura astillosa al techo. Los horizontes organógenos incluyen fragmentos de Ostras, de Equínidos, de Briozoarios, de tubos de Anélidos, de Ostrácodos, de Foraminíferos (Miliólidos, Textuláridos, *Cuneolina pavoni*, *Nummoloculina regularis*, *Hensonina lenticularis*, *Orbitolina durand delgai*) y Algas (*Boueina*, *Neomeris*, *Permocalculus*) de edad Vraconiense.
- 20 metros de margas y margocalizas amarillentas con Ostras (*Exogira flabelata* COQ.).
- 70 metros aproximadamente (3.º barra) de calizas margosas en la base, seguido de pequeños bancos tableados, intraclásticos, bioclásticos, oolíticos, cristalinos o dolomíticos; a 20 m. del techo, un horizonte de calizas grises de pasta fina conteniendo numerosos Foraminíferos de edad Cenomaniense ya bastante alta [Miliólidos, Textuláridos, *Cuneolina pavonia parva*, *Nummoloculina*, *Charentia*, *Praealveolina ibérica*, *P. cretacea*, *Pseudedomia drorimensis*].

Corte de Villarluego (km. 40-41):

- 8 metros (barra 1.º) de calizas areniscosas, bioclásticas e intraclásticas con Miliólidos, Textuláridos, *Neorbitolinopsis*, *Mesorbitolina*, *Boueina*, *Permocalculus*, *Neomeris*, *Heteroporella*.
- 25 metros de margas grises, arenisca roja en pequeños bancos y calizas areniscosas rojas.
- 10 metros (barra 2.º) de calizas areniscosas, bioclásticas e intraclásticas con Miliólidos, Textuláridos, Valvulinidos, *Pseudocyclammina rugosa*, *Hensonina lenticularis*, *Cuneolina pavonia*, *Nummoloculina*, *Charentia*.
- 20 a 25 metros de margas y margo calizas con Ostras (*Exogira flabelata*).
- 9 metros de calizas en pequeños bancos, intraclásticos y bioclásticos, con Miliólidos, Textuláridos, *Hemicyclammina*, *Pseudocyclammina*, *Cuneolina*, *Chrysalidina gradata*, *Neoiraquia cuvillieri*.
- 8 metros de margas y margo-calizas grises.
- 87 metros (barra 3.º) de calizas con intercalaciones margosas hojosas conteniendo algunas Ostras (7 m.), de calizas con Miliólidos, Textuláridos y *Pseudodomia* (26 m.), de calizas dolomíticas y dolomías en pequeños bancos (54 m.).

Aparece, en el examen de estos cortes, que la primera barra caliza sería de edad Albiense Superior, la segunda Vraconiense y la tercera Cenomaniense. Después de reflexión, hemos preferido cartografiar las tres barras en un conjunto único, pues la datación de los importantes horizontes margosos entre las tres barras es actualmente imposible; habría sido arbitrario colocar la primera en el Albiense o el Vraconiense y la segunda en el Vraconiense o Cenomaniense.

En el dominio nor-occidental, el corte realizado en la Loma de la Solana es diferente y puede ser resumido así, encima de la formación de facies Utrillas y de una zona sin visibilidad de una docena de metros:

- 2 metros de calizas intraclásticas y bioclásticas, ligeramente areniscosas y glauconíferas, ferruginosas, en pequeños bancos rojizos; además de numerosos fragmentos de Lamelibranquios, Gasterópodos, Briozoarios y Ostrácodos, niveles con Miliólidos y Textuláridos.
- 5 metros de calizas margosas, nodulosas, amarillentas.
- 1 metro de calizas dolomíticas finamente intraclásticas y bioclásticas.
- 4 metros de calizas nodulosas blanquecinas con Orbitolinas.
- 1 metro de calizas beigeas con secciones de Rudistos (*Caprines?*), Miliólidos y Prealveolinas.
- Laguna de visibilidad de 15 m.
- 3 metros de calizas nodulosas con Miliólidos, Textuláridos, *Prealveolina ibérica* REICH, *Cuneolina pavonia-parva*, *Lithophyllum*.
- 4 metros de calizas marmóreas blancas tableadas, después en bancos, con abundantes Ostrácodos, Miliólidos, Textuláridos, *Trochospira*.
- 12 metros, en alternancia, de calizas nodulosas y de calizas beigeas con tubos de Anélidos.
- 5 metros de calizas dolomíticas.
- 3 metros de calizas dolomíticas con fragmentos, Miliólidos, *Cuneolina* y Prealveolinas.
- 17 metros de calizas y calizas dolomíticas en pequeños bancos.
- 30 metros de calizas nodulosas, calizas marmóreas blancas y calizas dolomíticas.

1.3.6 TURONIENSE-CONIACIENSE

A la tercera barra de edad Cenomaniense sigue, en continuidad, una formación carbonatada bastante homogénea y masiva que atribuimos al Turoniense y al Coniaciense en razón de su posición stratigráfica entre el Cenomaniense y el Santoniense. En la mayor parte del territorio estudiado y por falta de una referencia litológica segura, constante y fácil de cartografiar, esta formación ha sido cartografiada en un conjunto único. En el dominio más septentrional, por el contrario, donde está subvertical, los bancos dolomí-

ticos, atribuidos al Turoniense, se han separado de los horizontes calcáreos del Coniaciense.

1.3.6.1 Formación dolomítica y Calcárea indiferenciada (C₂₂₋₂₃)

Esta formación sigue en continuidad a las calizas y calizas dolomíticas del Cenomaniense; es lo que, de un modo general, da lugar a importantes escarpes rojizos (Peñarrubia, Morrón de Pinarueco) o da soporte a bonitos bosques de pinos en el sinclinorio de Fortanete (Mal Burgo, Sierras del Templao) y en el sinclinal pinzado de Cerrallosa-Pinarueco, cerca de Villarluengo. Con una potencia de 110 m. aproximadamente, presenta, a lo largo de la carretera de Villarluengo, a la altura del Barranco de la Granja, la siguiente sucesión:

- 25 metros de dolomía masiva, blanca u ocre.
- 2,5 metros de dolomía tableada.
- 18 metros de dolomía masiva beige o rosa y crema con Miliólidos, en bancos de 0,50 a 0,20 m.
- 2 metros de calizas margosas, nodulosas, grises.
- 7 metros de calizas dolomíticas y dolomía gris rosada en bancos.
- 6 metros de calizas margosas grises.
- 8 metros de calizas grisáceas sublitográficas en bancos de 0,50 m.
- 10 metros de calizas con estructura brechoide (cantos negros) en bancos, con Miliólidos.
- 11 metros de calizas en gruesos bancos, rosados o beige, luego grises y con cantos negros y marrones.
- 10 metros, en alternancia, de bancos de calizas grises y niveles margosos nodulosos, blanquecinos.

Esta sucesión se encuentra, aproximadamente idéntica, en todo el dominio oriental, pero la dolomitización sube más o menos alta en la serie haciendo las correlaciones difíciles e introduciendo diferencias locales que dificultan una distinción regional en dos niveles superpuestos.

1.3.6.2 Formación dolomítica del Turoniense (C₂₂)

En la parte septentrional de la Hoja, mientras el conjunto de la serie presenta una reducción de espesor hacia el Oeste, el paso de las dolomías a las calizas se hace de un modo más brusco; los dos términos han podido diferenciarse en la cartografía.

Al Oeste (Loma de la Solana), hemos atribuido sólo al Turoniense el complejo dolomítico masivo, blanquecino que, en 30 ó 40 m., corona las cali-

zas cenomanienses. Estas dolomías fuertemente plegadas y verticales, alcanzan 80 ó 100 m. de potencia en los abruptos relieves al norte de Pitarque (Calzada, Los Estrechos).

1.3.6.3 Formación calcárea del Coniaciense (C₂₃)

Encima de las dolomías turonienses del dominio septentrional, la base del Senoniense (Coniaciense) está representada por calizas blancas en bancos decimétricos, ricos en Foraminíferos (Miliólidos, Textuláridos, Valvulinidos), calizas grises sublitográficas y, al techo, calizas arcillosas con pasadas métricas de calizas gris brechoides (cantos negros o marrones) y delgados niveles margosos con pequeños Rudistos tabulares. En la Loma de la Solana, sólo los niveles inferiores afloran con 20 ó 30 m. de potencia, el resto de la formación está recubierto en discordancia por el Terciario detrítico. En los escarpados relieves del borde nororiental, el Coniaciense no está completo más que en el angosto sinclinal con flancos verticales de Los Estrechos; su espesor es del orden de los 40 m.

1.3.7 SENONIENSE: SANTONIENSE-MAESTRICHTIENSE (C₂₄₋₂₆)

Encima de la masa carbonatada y resistente del Turoniense-Coniaciense, las margas y calizas claras del Senoniense dan lugar a paisajes blancos y a una topografía suave característica. Estos horizontes, cuya individualidad litológica es muy neta, son en particular bien visibles en el núcleo del sinclinal pinzado y fallado de Cerrallosa-Pinarueco, al sur de Villarluengo, en el centro de la estrecha y abrupta cubeta sinclinal de Los Estrechos, al norte de Pitarque, y al fondo del canal sinclinal de Fortanete. Sus afloramientos se dividen allí en dos ramas desiguales de un lado y otro de un ligero abombamiento anticlinal del substrato cortado por la garganta del río Pitarque: una rama oriental que no se prolonga más allá de los Masicos de Gálvez más que por algunos cerros testigos, una rama occidental que, algunas veces por los testigos de simples islotes aislados por la erosión, se extienden mucho más lejos hacia el Norte (Rambla de Villarrosano).

La potencia de estos niveles senonienses es del orden de 60 a 70 m. en las regiones donde están mejor desarrollados (Fortanete y Pinarueco); disminuye notablemente hacia el Norte para no alcanzar más que una treintena de metros en Los Estrechos y en la Rambla de Villarrosano. Su sucesión detallada ha podido ser establecida en varios puntos; muy monótona, puede resumirse esquemáticamente de la forma siguiente, de la base al techo:

- 20 metros de margas blancas con intercalaciones de calizas margosas sublitográficas o intraclásticas, blanquecinas o grises con manchas negras, con Foraminíferos (Miliólidos) y fragmentos de Rudistos.

- 15 metros de calizas claras sublitográficas, arcillosas o nodulosas, con Miliólidos, Rudistos y Gasterópodos (*Viviparus*, *Pyrgulifera*), con pasadas de margas blancas o grises.
- 30 metros, en alternancia, de margas y calizas margosas blancas con Radiolíticos (*Praeradiolites*, *Radiolites*, *Biradiolites*), Foraminíferos (Miliólidos, Valvulínidos) y fragmentos de Algas (*Terquemella*). En el pequeño sinclinal de Los Estrechos, las margas claras, predominantes, encierran pequeñas concreciones cristalinas de yeso traslúcido.

1.3.8 MAESTRICHTIENSE-PALEOCENO (C₂₆-T₁^A)

Encima de la formación senoniense blanca, viene en continuidad un conjunto carbonatado y finamente detrítico, de origen salobre o lacustre, que marca el fin del ciclo sedimentario neocretácico y el retroceso definitivo del mar del dominio estudiado. Sus facies, que se pueden atribuir al Rognaciense y al Vitroliense del sureste de Francia, y la presencia desde la base de *Lychnus* nos ha llevado a relacionarlo con la parte terminal del Cretácico y la base del Paleogeno.

El corte sintético de estos niveles es el siguiente, de la base al techo:

- 15 metros de calizas en pequeños bancos, sublitográficos, gris oscuro y con cantos negros en la base, después gredosas y margosas, más claras con escasos *Lychnus* (1.ª barra).
- 2 metros de margas y calizas margosas.
- 8 metros de calizas grises sublitográficas, con niveles margosos y lechos de sílex noduloso oscuro; esta segunda barra contiene en general numerosos *Lychnus ellipticus* MATH.
- 12 metros aproximadamente de margas grises, calizas margosas y calizas gredosas, que presentan localmente algunos Gasterópodos y oogonios de Charophitas (Nodosochara).
- 20 metros aproximadamente de arcillas versicolores e irisadas, con delgadas intercalaciones de calizas nodulosas grises o rosas y concreciones ferruginosas violáceas.

Los horizontes carbonatados de facies rognaciense son los únicos representados en la parte cartografiada del sinclinal de Fortanete; dando lugar a un afloramiento bastante importante en Fortanete mismo, coronan pequeñas lomas senonienses un poco más al Norte; están mejor conservados, pero en gran parte enmascarados por los conglomerados terciarios discordantes en el extremo septentrional de la estructura (Rambla de Villarroso). Estos horizontes se encuentran igualmente en el núcleo del sinclinal pinzado de Los Estrechos, único sitio donde la serie se completa por los niveles superiores de arcillas coloreadas de facies vitroliense.

1.4 Terciario (T_{c33-1}^{A-B})

Sobre una gran parte del dominio considerado, subsisten, en discordancia sobre los terrenos mesozoicos testigos de extensión variable de una formación detrítica de color rojo naranja cuyo espesor total, difícil de precisar en los límites de la Hoja, podría ser del orden de un centenar de metros. Está formada por una alternancia de niveles conglomeráticos poligénicos (elementos de diversas caizas mesozoicas) con cemento limolítico o calcáreo y de horizontes arcillo-arenosos o limolíticos marrón-rojizo con pasadas lenticulares de areniscas o de gravas; en la cubeta de Cobatillas, al norte de la Loma de la Solana, se intercala localmente en la serie un horizonte de 10 a 15 m. de potencia de margas y de calizas gredosas blanquecinas.

Los afloramientos residuales de esta formación se encuentran hoy, bien en el fondo de ciertas depresiones (macizos jurásicos occidentales, cubeta de Cobatillas, al Norte), bien coronando ciertas zonas altas (Umbría, Muela). En todos los casos, estas regiones corresponden al núcleo de pliegues sinclinales que afectan las formaciones mesozoicas; algunas se encuentran colgadas a consecuencia de una reciente inversión del relieve. La formación detrítica constituía una extensa capa de sedimentos, en medio continental, de productos arrancados por la erosión a los relieves (pliegues anticlinales) aparecidos a continuación del plegamiento. El paso, de Oeste a Este, de la superficie superior de colmatación a una superficie plana de erosión situada hacia los 1.500 m. de altitud sobre los materiales mesozoicos, constituye una buena ilustración de esta peneplanización concluida en el Mioceno Superior (Pontiense).

En ausencia de todo argumento paleontológico local, es difícil de precisar la edad del conjunto de los depósitos continentales y de cada uno de los afloramientos aislados. La peneplanización, habiendo sido realizada en un tiempo bastante largo, los estratos correspondientes al inicio del período de desmantelamiento se presentan afectados por movimientos tectónicos (buzamientos algunas veces importantes, fallas, cabalgamiento de la Loma de la Solana) mientras que los términos superiores no están deformados y como ningún hiato llamativo ha sido descubierto en el seno de la formación, hemos atribuido el conjunto detrítico al Oligoceno terminal y al Mioceno. Sin embargo, la pertenencia al Oligoceno es muy incierta y no sabría decidir acerca de los niveles inferiores de colmatación de la cubeta de Cobatillas, al Norte; por otra parte, los depósitos cartografiados son probablemente de edad miocena; no es imposible incluso, que en el dominio meridional al menos, los términos más altos pertenezcan al Plioceno o al Villafranquiense.

1.5 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios son siempre de potencia y de extensión reducidas. Sólo los más importantes han sido cartografiados; el orden adoptado para enumerarlos y describirlos sucintamente no implica cronología alguna.

1.5.1 CONOS DE DEYECCION (Q_b)

Los derrubios son muy frecuentes al pie de las cornisas de rocas resistentes que dominan los taludes o depresiones excavadas en los niveles más blandos. Únicamente han sido cartografiados los formados claramente a partir de los escarpes calcáreos o dolomíticos de edad jurásica o cenomaniense-turonense, habiendo dado lugar a conos de bloques y de guijarros (núcleo del anticlinal de Miravete, Peñarubia, Los Estrechos).

1.5.2 DEPOSITOS DE PENDIENTE (Q_L)

Se trata de formaciones de cantos o gravas cementados secundariamente por un material arcillo-calcáreo rojizo. Esta cementación les hace algunas veces más resistentes a la erosión que los niveles a los cuales están asociados y sobre los cuales forman entonces pequeños relieves (domo de la Fábrica, al norte de Villarluengo).

1.5.3 ALUVIONES RECIENTES (Q_{A1})

En medio de los depósitos actuales y subactuales de bloques, gravas, arenas, limos y arcillas que ocupan el lecho de los cursos de agua sólo han sido cartografiados los que alcanzan un espesor o una extensión notable (ríos Blanco-Alfambra, Penilla, Guadalope, Mal Burgo-Pitarque).

2 TECTONICA

El dominio considerado pertenece sedimentaria y estructuralmente a la rama aragonesa de la Cadena Ibérica, de la cual presenta todas las características principales. Se sitúa en la zona media del antiguo surco mesozoico que separa el macizo del Ebro, al Noreste, de la plataforma castellana, al Suroeste. La serie sedimentaria mesozoica que se depositó en este surco, complicado en detalle por numerosos umbrales de fondo, explica parcial-

mente por su espesor y por su naturaleza litológica (alternancia de capas duras y de niveles blandos y plásticos) el estilo de las deformaciones desde el surgimiento de la Cadena. Flotando en cierta forma sobre los materiales arcillosos del Triás, que le han permitido desolidarizarse del zócalo y han jugado el papel de un verdadero nivel de despegue, las capas jurásicas y cretácicas están afectadas por una tectónica de cobertera típica; el plegamiento, de estilo germánico, ha dado lugar a la formación de estructuras anticlinales y sinclinales relativamente simples, algunas veces eyectivas, a menudo en cofre, mucho menos fracturado por fallas que en la región más meridional (Hojas de Mora de Rubielos, Alcalá de la Selva). La orientación de estas estructuras, francamente NO-SE (dirección ibérica) en la latitud de Fortanete, al Sur, se vuelve progresivamente NNO-SSE entre los paralelos de Villarroya de los Pinares y de Miravete, e incluso claramente N-S entre los de Miravete y de Pitarque. Más al Norte todavía, sobre el borde septentrional de la Hoja, las estructuras se vuelven más complejas y más acusadas, presentando orientaciones variadas que resultan de la continuación de las direcciones ibérica (NO) y catalana (NE), configurando en este área un carácter particular que contrasta claramente con el de la mayor parte de la Hoja.

2.1 ESTRUCTURA DE LA REGION SUR

La mayor parte del dominio estudiado corresponde estructuralmente a una sucesión regular, de Oeste a Este, de crestas anticlinales y surcos sinclinales, cuyos ejes, de dirección ibérica al Sur, adquieren una dirección submeridiana a partir del paralelo de Miravete. Mientras que los sinclinales presentan una amplitud grande, con flancos bastante abruptos, algunas veces verticales o incluso invertidos, y un fondo relativamente plano (pliegues en cofre), los anticlinales se presentan más apretados, el plegamiento es mucho más violento a nivel de las capas jurásicas que constituyen el núcleo de la cobertera. Es de señalar, por otra parte, que mientras esta cobertera se vuelve menos potente hacia el Noreste (la potencia del Barremiense-Aptiense pasa netamente de más de 600 m. a un centenar de metros), por un lado la amplitud de los pliegues disminuye y su sucesión es más rápida, y, por otro lado, el plegamiento del Jurásico es relativamente más suave y el del Cretácico más manifiesto.

Un corte esquemático de Suroeste a Noreste a través de todo el territorio presenta una cierta simetría de plegamiento con relación al anticlinal de Miravete. Este último es ligeramente disimétrico; su flanco oriental, casi vertical, es un poco más abrupto que su flanco occidental.

Al Oeste de esta estructura, el anticlinal de Ababuj se presenta volcado hacia el Oeste y el de la Sierra del Pobo hacia el Este; al Este del pliegue,

el anticlinal de Cañada se presenta deformado o débilmente volcado hacia el Este y las dos crestas siguientes más simétricas. Es difícil en estas condiciones precisar, en los límites de la Hoja, el sentido de las compresiones que han engendrado el plegamiento y cuya dirección general está orientada SO-NE.



2.1.1 EL SINCLINAL DEL POBO

Situado en el dominio Sur-Occidental, este sinclinal corresponde a la cubeta que se extiende desde El Pobo a Ababuj y Aguilar de Alfambra y que está en gran parte rellenado por los materiales detríticos horizontales del Cenozoico. Se trata de una estructura amplia y en forma de «cofre o caja» (sinclinal en «petaca»), cuyo fondo, constituido por los materiales del Portlandiense, es plano o afectado de pequeñas ondulaciones de detalle. Sus flancos, donde aparecen todos los tramos jurásicos, están bruscamente levantados, los buzamientos son frecuentemente verticales o invertidos y las fallas transversales son numerosas. Esta estructura establece la relación entre el anticlinal de la Sierra del Pobo en el Oeste (Hoja de Alfambra) y el anticlinal de Ababuj al Este.

2.1.2 EL ANTICLINAL DE ABABUJ

Se trata de un pliegue muy agudo y muy estrecho que afecta a las formaciones jurásicas y que está en gran parte enmascarado por la cobertera terciaria no deformada. Esta estructura (Loma de Ababuj) constituye la prolongación hacia el Norte de una amortiguada en la Hoja contigua de Alcalá de la Selva (Cerro Gordo), que sustituye después de una cizalla y un cambio de orientación a la alineación anticlinal aguda de Alcalá. De dirección submeridiana al Sur, se orienta claramente hacia el NNE a partir de Ababuj; se hunde bastante rápidamente a 2,5 km. al NNE del pueblo donde la terminación periclinal está formada por los materiales del Portlandiense y del Cretácico basal.

En detalle, el anticlinal de Ababuj se presenta como una estructura muy disimétrica, incompleta y volcada hacia el Oeste, cuya charnela está fallada. Sobre el flanco occidental, invertido, las capas jurásicas (Dogger a Portlan-

diense) están muy verticalizadas e invertidas; tienen un buzamiento normal e importante (40° a 50°) sobre el flanco oriental, pero este buzamiento disminuye rápidamente cuando se aleja del eje de la estructura.

2.1.3 EL SINCLINAL JORCAS-CAMARILLAS

El anticlinal de Ababuj está flanqueado al Este por una cubeta sinclinal de gran radio de curvatura que corresponde a un repliegue secundario de las capas cretácicas del flanco oriental del anticlinal de Alcalá-Ababuj. Por inversión del relieve, en esta cubeta, cuyo núcleo está ocupado por la formación discordante del Terciario, se sitúan los puntos culminantes de la región occidental.

Al Sur (región de Jorcas), el eje de la estructura está orientado sensiblemente NNO-SSE; el pliegue está ensanchado, los buzamientos de los diferentes terrenos del Cretácico Inferior, concretamente del Aptiense que presenta aquí un buen desarrollo, son débiles y no sobrepasan 10°. Como en la región más meridional de Gúdar-Allepuz (Hoja de Alcalá de la Selva), la estructura está afectada por numerosas fallas subverticales, de pequeño salto, que divergen a partir de la zona anticlinal vecina y que determinan una fracturación de los terrenos cretácicos en «teclas de piano».

En la parte septentrional, a partir de la región de Camarillas, la orientación se inflexiona netamente hacia el Norte e incluso hacia el NNE; la estructura se vuelve más estrecha, las formaciones aptienses, cuyo espesor disminuye, están frecuentemente afectadas de buzamientos comprendidos entre 40° y 70°; algunas veces verticales (Camarillas).

La regularidad general del edificio sinclinal está interrumpida por cuatro fallas o flexuras transversales que han jugado en sentido vertical y horizontal, claramente aquellas más extremas que pasan por Jorcas y Camarillas. El accidente de Camarillas afecta claramente los conglomerados terciarios, que se ponen subverticales en las proximidades de la falla antes de ser cortados.

Finalmente, el borde oriental del pliegue presenta, entre Camarillas y Miravete (Barranco de la Tejera), un pequeño repliegue transverso de extensión limitada pero acusado, que pone de manifiesto una fase de compresión y de acortamiento de dirección meridiana, perpendicular y posterior a los esfuerzos que han engendrado el plegamiento principal. Este repliegue secundario podría ser, en esta región, el testimonio más meridional de las estructuras que caracterizan el borde norte de la Hoja.

2.1.4 EL ANTICLINAL DE MIRAVETE

Al sinclinal de Jorcas-Camarillas, sucede hacia el Este un pliegue anticlinal

muy apretado, estrecho (2 km.) que se alarga sobre casi 14 km. (Sierra de la Lastra) desde Aliaga al Norte (fuera de los límites de la Hoja) hasta las proximidades de Villarroya de los Pinares al Sur, donde se amortigua muy rápidamente en el seno del Cretácico Inferior. De dirección ligeramente oblicua al sur (SSE-NNO), adquiere rápidamente una orientación meridiana a partir de Miravete.

El Cretácico en este anticlinal presenta buzamientos importantes (40° a 80° sobre el flanco oeste, 45° a 90° sobre el flanco este, con tendencia a volcarse en la zona norte), pero su regularidad no es alterada más que por algunas fallas normales transversales, de pequeño salto, más numerosas al noreste de Villarroya. El núcleo de la estructura, constituido por terrenos jurásicos, en la base de los cuales aparecen localmente arcillas yesíferas del Keuper, está por el contrario mucho más tectonizado (numerosas laminaciones direccionales, trituración, dolomitización); a este nivel el pliegue es muy disimétrico e incompleto; el Jurásico aparece bajo la forma de una lámina vertical que, considerando aparte los materiales portlandienses que forman una aureola más continua y están en contacto mecánico con niveles más antiguos, no corresponde más que al flanco oriental de la estructura; el flanco occidental no está representado más que sobre un kilómetro aproximadamente en la región central (Mas de los Clérigos), por una lámina vertical de dolomías y calizas dolomíticas del Lías contra la cual se apoyan las capas portlandienses y wealdienses muy verticalizadas. Las terminaciones periclinales están por el contrario mejor representadas, aunque falladas, truncadas e irregulares. Sobre toda la longitud de la estructura, los materiales arcillosos del Wealdiense han permitido una disarmonía entre las deformaciones violentas de los bancos jurásicos y el plegamiento más suave de las capas cretácicas.

2.1.5 EL SINCLINAL DE FORTANETE

En continuación hacia el Este del anticlinal de Miravete, se encuentra el sinclinal de Fortanete, que corresponde a una ancha cubeta de aproximadamente 8 km. de ancho que divide, a lo largo de más de 20 km., todo el territorio estudiado, para prolongarse hacia el Sureste más allá de Fortanete.

El fondo visible de esta cubeta está constituido por los potentes y resistentes bancos calcáreo-dolomíticos del Cenomaniense-Turoniense; regularmente plegados, presentan buzamientos bastante importantes en los bordes y sobre la zona de cierre al Norte (40° a 50°), pero no están más que muy débilmente inclinados (5° a 10°) en el núcleo, ligeramente ondulado, de la estructura. Están coronados por la formación blanda y blanquecina del Senoniense, que está algunas veces reducida por la erosión al estado de cerros testigos y sostiene localmente las calizas continentales más resistentes del Cretácico terminal. El pliegue es de dirección ibérica al Sur (NO-SE); en razón de un ligero abombamiento del fondo en el cual el río Pitarque se

encaja en una garganta estrecha (Mal Burgo), dividiéndose en dos ramas a 4 km. al noroeste de Fortanete; su rama oriental, corta, no sobrepasa los Masicos de Gálvez y toma una orientación NNO-SSE; su rama occidental, la más importante, llega hasta las proximidades de Aliaga donde, después de una inflexión progresiva, adquiere una dirección submeridiana; en su extremo Norte (zona Fuente del Manzano-Umbría), las formaciones conglomeráticas terciarias que recubren en discordancia los materiales del Cretácico Superior están, como ellos, plegados en sinclinal, con buzamientos importantes al Este.

Aparte del abombamiento suave de Mal Burgo, el subsuelo de la cubeta está afectado de otras ondulaciones secundarias de pequeña amplitud, que no se desarrollan paralelamente más que sobre una distancia corta: ondulaciones sinclinales y anticlinales de Sierras del Templo, al Sur, de la Cima, al Norte.

2.1.6 EL ANTICLINAL DE CAÑADA

Esta bonita estructura, de orientación NNO-SSE, de 10 km. de largo por 2 de ancho, continúa hacia el Este al amplio sinclinal de Fortanete. Se trata de un anticlinal disimétrico, inclinado e incluso localmente ligeramente volcado hacia el Este, que afecta, en su parte visible, las formaciones del Jurásico Superior y del Cretácico.

La regularidad armoniosa del pliegue está verosímilmente en relación con el espesor, relativamente débil, de la cubierta cretácica en esta zona (el Aptiense alcanza apenas 130 m. de espesor en vez de los 600 m. del dominio occidental). Esta regularidad se acompaña siempre en detalle por numerosas fallas transversales que fracturan el flanco occidental de la estructura y sus terminaciones periclinales. Sobre este flanco Oeste, el buzamiento máximo de las capas es del orden de 45°, pero disminuye cuando se aproxima al núcleo, ancho y plano de la estructura. Sobre el flanco oriental, las capas adquieren rápidamente un buzamiento vertical, algunas sufren localmente laminaciones, y se encuentran ligeramente volcadas hacia el Este. El núcleo del pliegue, cuyo techo plano corresponde por su altitud próxima a los 1.500 metros, a la peneplanicie finimiocena, está profundamente cortado por el Barranco del Masico Nuevo, que permite alcanzar las formaciones calcáreas del Oxfordiense.

2.1.7 EL SINCLINAL DE CERRALLOSA-PINARUECO

Esta estructura, que sucede hacia el Este a la cresta anticlinal de Cañada, corresponde a un estrecho sinclinal pinzado y fallado según su eje, de dirección NNO-SSE, que afecta a los potentes bancos del Cretácico Superior. El

flanco occidental del pliegue es vertical o localmente invertido, las dolomías turonienses están esculpidas por la erosión en forma de tubos de órganos grandiosos y pintorescos. El flanco oriental está menos inclinado, el buzamiento de las capas cenomanienses-turonienses y senonienses está comprendido entre 20° y 30°. En razón de lo acusado del pliegue y de la rigidez del fondo, la charnela del sinclinal está puesta de manifiesto por una falla direccional que ocasiona, localmente al menos (corte del río Cañada), un ligero cabalgamiento de las dolomías turonienses de flanco oeste sobre las margocalizas blancas y afectadas de pequeños repliegues apretados del Senoniense del flanco este.

La estructura se ensancha y se hace más regular en dirección sureste donde, de nuevo pinzada a la altura de la Cañada de Benatanduz, da lugar al apretado sinclinal de Los Estrechos que atraviesa la carretera Cañada-Cantavieja (Hoja de Forcall). Se hace muy agudo hacia el Noroeste (sinclinal colgado de las Nogueras), pero cambia bruscamente de dirección para orientarse al NNE antes de alcanzar el valle encajado del río Pitarque.

2.1.8 ZONA ANTICLINAL DE VILLARLUENGO

Más allá de la estructura sinclinal precedente, la región de Villarluengo está esencialmente caracterizada por la presencia de un amplio abombamiento anticlinal (domo de la Fábrica) a favor del cual reaparecen las capas jurásicas. Únicamente el periclinal sur de esta estructura forma parte del dominio estudiado. La profunda entalladura que ha excavado el río Cañada permite observar una serie jurásica y cretácica con buzamientos relativamente débiles, pero afectada de numerosas fallas paralelas de dirección Este-Oeste, frecuentemente inversas. Al noroeste de Villarluengo, el flanco occidental de este pliegue se complica por repliegues estrechos y apretados de dirección NNO-SSE (braquianticlinal del Cretácico Inferior de la Torre, braquisinclinal colgado del Cretácico Superior de Monte Santo); estas estructuras se acompañan de fallas normales direccionales que cortan los estratos rígidos incompetentes (Aptiense, Jurásico Superior).

Como el sinclinal Cerrallosa-Pinarueco, el conjunto de pliegues de esta región sufre un cambio de dirección en las proximidades del río Pitarque y se orienta hacia el NNE.

2.2 ESTRUCTURA DEL BORDE NORTE

La parte septentrional del dominio estudiado corresponde tectónicamente a una región más compleja donde las unidades estructurales están en general menos definidas y de extensión más limitada; su orientación, menos

evidente y menos constante, resulta de la intervención combinada de compresiones de dirección meridiana y de pulsiones de dirección Este-Oeste.

2.2.1 ZONA ANTICLINAL NOROCCIDENTAL

La amplia región situada al Noroeste de una línea pasando por Aguilar de Alfambra y Camarillas constituye un dominio estructural complejo, afectado por numerosas fallas, algunas de ellas importantes por su salto y repliegues de orientación variada; corresponde esquemáticamente a un anticlinal de dirección NE-SO, del cual se destaca hacia el Noroeste una bifurcación de dirección ibérica. El núcleo de este anticlinal está constituido por las formaciones jurásicas (Dogger y Kimmeridgiense) de los macizos de la Hoyuela-Canto de la Hoz. El flanco sur de la estructura está afectado por repliegues secundarios NE-SO, donde las pendientes son bastante fuertes (cubeta sinclinal de la Rambla Catalana, parcialmente rellena por el Terciario detrítico subhorizontal; cresta anticlinal de El Cerro, cortado transversalmente por el río Alfambra). Las capas kimmeridgienses y portlandienses del flanco norte presentan un buzamiento importante (50°-80°). Tras haber sido seccionado por una falla, el pliegue está constituido hacia el Norte por otra estructura anticlinal muy acusada de núcleo liásico (Ballesteros-El Pantano) que adquiere rápidamente una dirección NO-SE y se complica con un accidente direccional que ha dado lugar a una subida diapírica de las arcillas del Keuper.

Un accidente importante, que por inflexión progresiva pasa de una dirección NO-SE a una dirección SO-NE, flanquea todo el flanco norte de esta zona anticlinal. Mientras que al sur de la colina de Morrita, vuelve a cortar oblicuamente los afloramientos cretácicos subverticales, se presenta como una falla inversa poco inclinada que lleva las calizas del Gargasiense Inferior a cabalgar sobre algunas decenas de metros a los niveles superiores del Aptiense. Las formaciones cretácicas subverticales (Cretácico Inferior, al este de Morrita) o con buzamiento netamente invertido (Cretácico Superior de la Loma de la Solana) desaparecen al Norte bajo el relleno terciario de la cubeta de Jarque-Cobatillas (río Guadalope, rama occidental). Prácticamente horizontales en el centro de la cuenca, los materiales terciarios se muestran débilmente plegados, en superficie, en anticlinal, a veces flanqueado de sinclinal, en la cercanía del contacto con la barra mesozoica. En la pequeña entalladura que el arroyo de Pelugrima ha excavado en esta barrera en el lugar en que ésta entra en contacto con el Terciario, se observa netamente un cabalgamiento de las calizas y calizas dolomíticas cenomanienses sobre los bancos conglomeráticos verticalizados del Terciario. La inversión de las capas detríticas afecta aquí a los niveles que corresponden a la parte media del relleno y que, sin excluir la posibilidad de una edad Oligocena Superior, nosotros referimos al Mioceno. Se atenúa rápida, pero progresivamente (2

a 300 m.), yendo hacia el Norte; sobre el frente de la alineación cretácica, los niveles más recientes del Terciario, poco deformados, parecen apoyarse normalmente sobre el sustrato cretácico. Una perfecta continuidad de sedimentación caracteriza pues, en este punto, la formación terciaria; el fenómeno observado, de orden puramente tectónico e interpretado como un cabalgamiento, y posiblemente producido durante el depósito de los terrenos terciarios, no necesita aquí, a nuestro juicio, para ser explicado, la intervención de una discordancia progresiva en el seno del Terciario propuesta por diversos autores y todavía menos la distinción cartográfica entre dos formaciones detríticas, una ante-orogénica y la otra post-orogénica. El frente de cabalgamiento puede ser observado a lo largo de más de 500 metros en las dos laderas del arroyo de Pelugrma y, menos netamente, en una longitud idéntica un poco más al Oeste. Bordea probablemente toda la longitud del muro cretácico, pero está enmascarado, «cicatrizado», por los depósitos más recientes del Mioceno cuyas deformaciones locales, menos importantes que las de los terrenos inferiores, prueban de todas maneras un empuje hacia el Norte de la barra cretácica.

2.2.2 ZONA PLEGADA NORORIENTAL

Entre la región de Aliaga y la de Villarluengo, los terrenos del Cretácico Superior están afectados por una serie de pliegues muy cortos, con frecuencia agudos, de orientaciones diversas (zona Hoyas-San Cristóbal-El Horno Martina). El apretado sinclinal de Los Estrechos, al noreste de Pitarque, un poco más importante, se presenta como un pliegue en cofre triangular engendrado por un pinzamiento de las barras resistentes rígidas del Cenomaniense-Turoniense. Mientras que el fondo de la cubeta, ocupado por el Cretácico terminal y los niveles de base del Paleógeno, es plano, las paredes son abruptas. Las capas calizo-dolomíticas que las componen verticales, localmente invertidas, sufren, sin roturas, bruscos cambios de dirección que dan a la estructura un carácter original. Al Este de este curioso pliegue, las estructuras ibéricas descritas en el capítulo precedente sufren también un cambio de dirección que las orienta hacia el NNE en la cercanía de su terminación periclinal norte.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los datos estratigráficos y tectónicos, expuestos o resumidos en los capítulos precedentes, son insuficientes para reconstruir con precisión y certeza la historia completa de la región a lo largo de los tiempos geológicos;

no obstante, permiten reconstruir las líneas principales de su evolución a partir de los tiempos mesozoicos.

En ausencia de toda posibilidad de observaciones sobre el zócalo paleozoico y, prácticamente, sobre la totalidad del Triás, la región estudiada no proporciona ningún elemento nuevo sobre la historia geológica de la Cadena Ibérica durante estos períodos, tal como ha podido ser considerada en los dominios vecinos.

Una sedimentación marina generalizada, caracteriza los tiempos jurásicos que, esquemáticamente, podemos ordenar en dos grandes episodios. El primero se inicia con el Lías, que ve afirmarse progresivamente las condiciones marinas (depósito de dolomías, calizas dolomíticas, calizas y margas) y que se continúa al comienzo del Dogger. Este período está caracterizado por la existencia de zonas altas sobre las cuales se depositan sedimentos dolomíticos u oolíticos (Domo de la Fábrica). El fin de este primer episodio sedimentario corresponde con bastante certeza al comienzo del Calloviense, cuya existencia no ha podido ser caracterizada, como en las zonas vecinas, por depósitos ferruginosos y una condensación de fauna de Ammonites.

Tras un hiato sedimentario que podría corresponder a una gran parte del Oxfordiense, podemos establecer el segundo conjunto jurásico que se caracteriza por el recomienzo general de una activa sedimentación carbonatada que se continúa durante todo el Kimmeridgiense. Los efectos de una regresión, más sensibles al Oeste que al Este, se traducen desde el final de esta época por la intercalación de horizontes arcillo-areniscosos entre los bancos calizos; se afirman durante el Portlandiense, cuyos depósitos tienen una facies purbeckiense. La retirada progresiva del mar jurásico hacia el Este, está ligada a una fase lejana de movimientos neokimméricos que conducen a la emersión de las plataformas castellana y aragonesa.

Como en las regiones más meridionales, el comienzo del Cretácico ha debido corresponder a un período de sedimentación de tipo deltaico; pero, en la totalidad del dominio considerado, los depósitos correspondientes, así como una parte del Portlandiense subyacente, son eliminados por la erosión como consecuencia de nuevos movimientos kimméricos que conllevan deformaciones y una elevación del fondo. Un régimen lacustre luego deltaico, es responsable durante el Hauteriviense y el comienzo del Barremiense, del depósito discordante de estos dos términos, carbonatado, luego detrítico, del complejo wealdico.

Durante el Barremiense, el mar, avanzando de Este a Oeste, de una manera progresiva y pulsátil, invade de nuevo la totalidad del territorio. El comienzo del Primer ciclo cretácico, de edad barremiense-aptiense, está marcado por el depósito de sedimentos muy litorales (arcillas arenosas, areniscas, calizas areniscosas, lumaquelas de ostras, calizas bioclásticas). Parece cierto que en esta latitud del mar barremiense-aptiense no ha debido de

avanzar hacia el Oeste mucho más allá del límite occidental del dominio estudiado.

Un medio marino epicontinental reina durante la totalidad de los tiempos aptienses, predomina, en el depósito, una potente serie calizo-margosa rica en Orbitolinas, y, en el Gargasiense, en Rudistos. La sedimentación Aptiense, se muestra menos activa sobre una cresta o alto fondo de la región nororiental. Los primeros signos de una regresión generalizada aparecen antes del final del Gargasiense; movimientos epirogénicos confieren al sustrato un carácter de inestabilidad que se traduce generalmente por un paso progresivo del régimen marino aptiense al régimen continental albiense y localmente (Villarluengo) por una erosión de los términos más altos de la serie aptiense.

La mayor parte de los tiempos albienses corresponden a un período de elevación generalizada, erosión y extensión de depósitos detríticos (formación en facies Utrillas) que vuelve a dar al paisaje su uniformidad. El mar vuelve en transgresión antes del final del período albiense; en el Vraconiense, toda la Cadena Ibérica queda recubierta por el mar, permaneciendo así durante todo el Cretácico Superior (ciclo sedimentario neocretácico). La sedimentación permanece epicontinental durante el Cenomaniense; el Turoniense corresponde todavía a depósitos de plataforma continental; el Coniaciense testimonia la existencia de removilizaciones (calizas brechoides) y aporte de foraminíferos planctónicos. La sedimentación se hace muy litoral durante el Senoniense (niveles de Algas y Radiolítidos); la retirada del mar se confirma en el final de los tiempos cretácicos, un régimen lacustre (Daniense), luego continental (Paleoceno) se establece definitivamente sobre el país.

Movimientos orogénicos importantes se producen en el Terciario, en una época de la que los datos recogidos en la región estudiada no permiten precisar el comienzo y desarrollo exactos. Una primera fase de compresión, que como en los dominios vecinos, podría ser de edad oligocena-miocena basal, engendra las principales estructuras observables.

Una intensa erosión se ejerce sobre los pliegues nuevamente formados y ocasiona la extensión de un importante manto detrítico; por erosión de las crestas y relleno de las cubetas, el fenómeno conducirá a una peneplanización que terminará al final del Pontiense. Pero simultáneamente, durante el depósito del manto detrítico y atenuándose antes del final de la sedimentación, se desarrollan nuevos esfuerzos de compresión. Esencialmente de dirección meridiana, son generadores de cabalgamientos en dirección del Norte y repliegues orientados hacia el Noreste que deforman o cortan las estructuras existentes. Esta segunda fase de plegamiento estaba concluida antes del final del Pontiense cuyos depósitos cicatrizan los accidentes y no son más que débilmente y muy localmente deformados por movimientos tardíos de reajuste. Son muy posiblemente, movimientos verticales de conjunto

los que han conducido al hundimiento progresivo de los cursos de agua durante el Cuaternario y determinado la disección y desaparición casi total de la superficie de peneplanización fini-pontiense. La erosión reciente es responsable de la morfología actual, que permanece estrechamente ligada a la tendencia de las estructuras antiguas.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

La región estudiada, desde el punto de vista estricto de geología económica, sólo ofrece un interés restringido.

En el plano minero, en nuestros días no existe ninguna actividad en la zona estudiada y ningún nuevo indicio permite suponer la vuelta a explotación de antiguas extracciones (yesos del Trías y lignitos del Aptiense terminal en la región noroccidental, lignitos del Aptiense y del Albiense en la parte norte del anticlinal de Miravete).

Desde el punto de vista hidrogeológico, la alternancia de formaciones permeables e impermeables, es propicia a la existencia de mantos acuíferos. Las surgencias naturales (fuentes) son numerosas, en particular en la base de las barras calizas del Bedouliense y Gargasiense y de la formación calizo-dolomítica del Ceno-Turoniense. Las más importantes han sido captadas para el suministro de agua a los pueblos, las otras contribuyen a engrosar los afluentes del Ebro (río Guadalope) y del Turia (río Alfambra).

5 BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M. J.; RAMIREZ DEL POZO, J., y RIBA, O. (1971).—«Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)». *Estudios Geológicos*, vol. XXVII, Instituto «Lucas Mallada», C. S. I. C. (España).
- ALLARD, J. F. (1959).—«Description géologique des montagnes et des plaines autour d'Ababuj (Provincia de Teruel, Espagne)». *D. E. S. Université Poitiers*.
- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1952).—«Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la cuenca del Ebro». *Inst. Geol. y Min. de España, Libro Jubilar*, t. II, Madrid.
- BARBE, B. (1960).—«Etudes géologiques dans l'anticlinal de Miravete (Province de Teruel, Espagne)». *D. E. S. (titre incertain, Université non connue)*.
- BULARD, P. F.; CANEROT, J.; GAUTIER, F., y VIALARD, P. (1971).—«Le Jurassique de la partie orientale des Chaînes Ibériques: aperçu strati-

- graphique et paléogéographique». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 2, Madrid.
- CANEROT, J. (1974).—«Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)». Thèse Sciences, Toulouse. *ENADIMSA, Trabajos de Tesis*, núm. 4, Madrid.
- CHAPEROT, P. (1963).—«Description géologique de la région de Villarluego (Province de Teruel, Espagne)». *D. E. S. Université Paris*.
- CORTAZAR, D. (1885).—«Bosquejo físico-geológico y minero de la provincia de Teruel». *Bol. Com. Map. Geol. España*, t. XII, Madrid.
- DERREAL, Y. (1959).—«Etude géologique de la région comprise entre Camarillas et Galve (Province de Teruel, Espagne)». *D. E. S. Université Poitiers*.
- FALLOT, P., y BATALLER, R. (1926).—«Sur l'allure d'ensemble et sur l'âge des plissements dans les montagnes du Bas Aragon et du Maestrazgo (Espagne)». *Compt. Rend. Acad. Sci.*, t. 282, Paris.
- (1927).—«Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo». *Mem. Real Acad. Cienc. y Art.*, vol. XX, núm. 8, Barcelona.
- GAUTIER, F., y MONGIN, D. (1965).—«Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Wealdien de l'Est de la province de Teruel (Espagne)». *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 2.^o série, t. 37, Paris.
- GAUTIER, F. (1967).—«Nouvelles observations sur le Tertiaire continental de la Chaîne Ibérique au Sud-Est de Teruel (Espagne)». *Compt. Rend. Som. Soc. Géol. France*, fasc. 2, Paris.
- (1968).—«Sur la stratigraphie et les facies du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au Nord de Teruel (Espagne)». *Compt. Rend. Som. Soc. Géol. France*, fasc. 2, Paris.
- GAUTIER, F.; MOISSENET, E., y VIALARD, P. (1972).—«Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du fossé néogène de Teruel (Chaînes Ibériques, Espagne)». *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 3.^o série, núm. 77, Paris.
- GUENEAU, J. (1963).—«Etude géologique de la région de Fortanete (Province de Teruel, Espagne)». *D. E. S. Université Lyon*.
- HAHNE, K. (1943).—«La cadena Celtibérica al Este de la línea Cuenca-Teruel-Alfambra». *Public. Alem. Geol. España*, t. II, Madrid.
- (1944).—«Investigaciones estratigráficas y tectónicas en las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona». *Public. Alem. Geol. España*, t. II, Madrid.
- IGME.—«Memoria explicativa y mapa geológico de España a escala 1:50.000».
- (1931).—«Hoja núm. 567, Teruel». Redacción por Dupuy de Lome, E., y de Gorostizaga, J.
- (1959).—«Hoja núm. 542, Alfambra». Redacción por Trigueros, E.; Navarro, A., y Villalón, C.
- (1971).—«Hoja núm. 591, Mora de Rubielos». Redacción por Gautier, F.
- (1974).—«Hoja núm. 614, Manzanera». Redacción por Gautier, F.
- (En prensa).—«Hoja núm. 568, Alcalá de la Selva». Redacción por Gautier, F.

- «Memoria explicativa y mapa geológico de España a escala 1:200.000».
- (1972).—«Hoja núm. 47, Teruel». Redacción por Riba, O.
- PAILHE, P. (1971).—«Caractères morphologiques de la dépression d'El Pobo (Mont Celtibériques orientaux)». *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. 42, fasc. 1.
- RIBA, O. (1959).—«Estudio geológico de la Sierra de Albarracín». *Cons. Sup. Invest. Cientif.*, Madrid.
- RIBA, O., y RIOS, J. M. (1962).—«Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne)». *Mém. hors-série Soc. Géol. France, Livre a la Mémoire du Professeur P. Fallot*, t. I, París.
- RICHTER, G., y TEICHMULLER, R. (1963).—«Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten». *Abh. der Ges. der Wiss. zu Gottingen, Math-Phys. Klasse III*, Heft 7, Berlín.
- ROWLAND, M. (1961).—«Etude géologique du secteur central de l'anticlinal d'Aliaga (Province de Teruel, Espagne)». *D. E. S. Université Dijon*.
- ROYO GOMEZ, J. (1921).—«La facies continental en el Cretácico inferior ibérico». *Asoc. Esp. Prog. Cienc. Cong. Oporto*, t. VI, Madrid.
- (1926).—«Tectónica del Terciario continental ibérico». *Compt. Rend. Cong. Geol. Intern. Madrid*, t. II, Madrid.
- SAENZ, C. (1932).—«Notas para el estudio de la facies Wealdica española». *Asoc. Esp. Prog. Cienc., Cong. Lisboa*, t. V, Madrid.
- TRIGUEROS, E.; NAVARRO, A., y VILLALON, C. (1959).—«El límite Jurásico-Cretáceo al N de Teruel». *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. España*, t. 53, Madrid.
- VIALLARD, P. (1973).—«Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique sud-occidentale». Thèse ec. Nat., *Trav. Lab. Géol. Méditer.*, Université P. Sabatier, Toulouse.
- WEISSER, D. (1959).—«Acerca de la estratigrafía del Urgo-Aptense en las Cadenas Celtibéricas de España». *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. España*, núm. 55, Madrid.

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

