



IGME

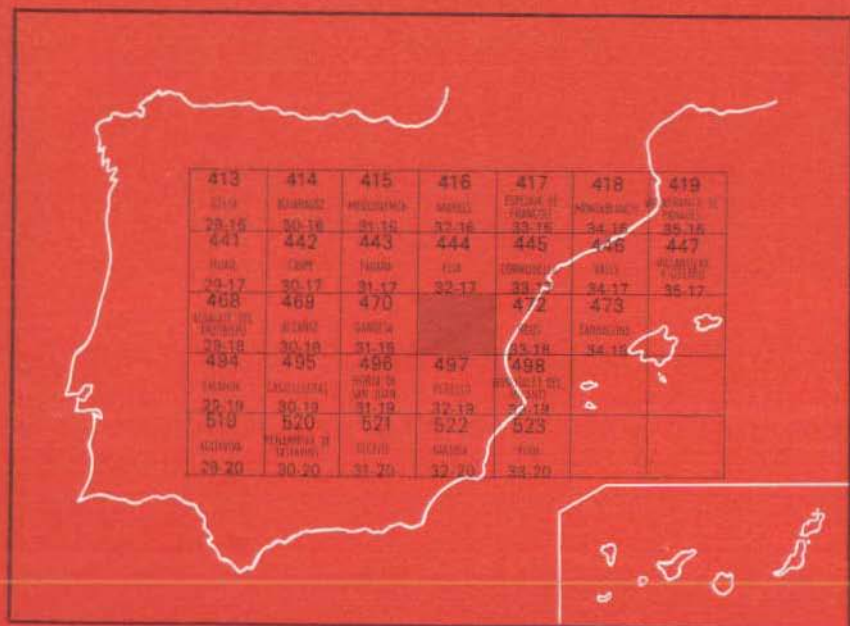
471
32-18

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MORA DE EBRO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MORA DE EBRO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por ENADIMSA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido:

En *Cartografía y Memoria*: E. Orche, Ingeniero de Minas; S. Robles y J. Rosell, Doctores en Ciencias Geológicas.

En *Micropaleontología*: L. F. Granados, Lic. en Ciencias Geológicas; F. Martínez-Fresneda, Ingeniero de Minas.

En *Macropaleontología*: H. Mansilla, Facultativo de Minas.

En *Sedimentología*: M. C. Fernández-Luanco, Lic. en Ciencias Geológicas.

En *Petrología*: A. Argüelles y T. Nodal, Licenciados en Ciencias Geológicas.

Supervisión del IGME: C. Quesada, Lic. en Ciencias Geológicas.

NOTA.—A la hora de imprimir esta Memoria, y posteriormente a su entrega al IGME, hemos tenido noticia de nuevos datos bibliográficos que aportan precisiones en la cronoestratigrafía de las dolomías J₁d, situándolas en el Rethiense-Lías Inferior. Esta datación se realiza en base a criterios de techo y muro y no a hallazgos paleontológicos, por lo que quizá sea revisable en el futuro.

Agradecemos al IGME la inclusión tardía de esta nota.

Los autores.

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 - 6.321 -1981

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

INTRODUCCION

La Hoja de Mora de Ebro está situada en la provincia de Tarragona, formando parte del sector meridional de la Cordillera Prelitoral catalana y del Valle del Ebro (fig. 1).

Estratigráficamente se han distinguido materiales comprendidos entre el Carbonífero y el Mioceno. Existen, además, importantes enclaves de rocas ígneas.

El Cuaternario ocupa grandes extensiones, como glaciares y terrazas fluviales del Ebro.

El Paleozoico está compuesto por areniscas y pizarras fundamentalmente, metamorfizadas por la acción de la granodiorita. Existe un dique de pórfido granítico de una potencia de hasta 300 m.

El Triásico es arenoso (en la base), margoso, yesífero y dolomítico, como corresponde a la facies germánica típica de esta zona.

El Jurásico es calizo-dolomítico, con facies que oscilan entre las francamente marinas a las someras.

El Cretácico aflora a partir del Albiense y son materiales arenosos, calizos y dolomíticos.

El Terciario es fundamentalmente margo-arenoso, con conglomerados en su contacto con el Mesozoico y Paleozoico. La parte alta es calco-margosa.

Tectónicamente se han distinguido varias zonas estructurales. La direc-

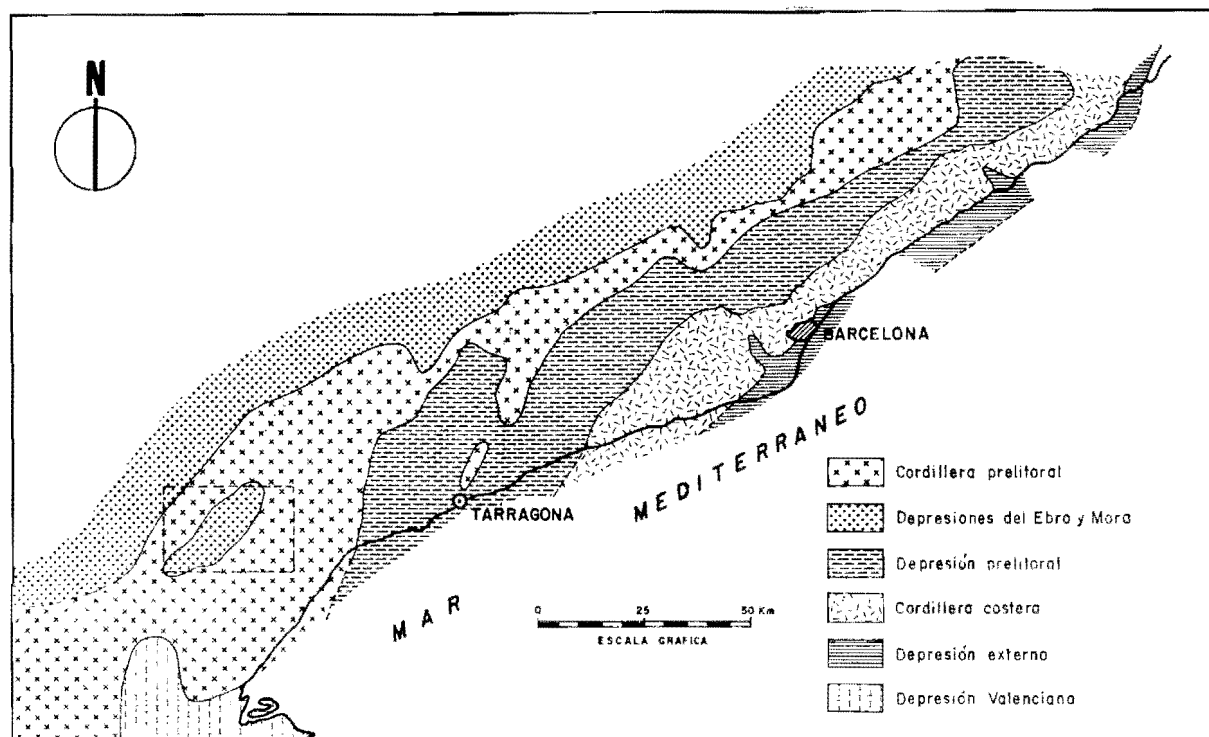


Figura 1.—Situación geológica de la Hoja de Mora de Ebro (Esquema de Llopis, 1947).

triz de los pliegues normalmente es catalánide (NE-SO), si bien aparecen direcciones aberrantes difíciles de interpretar.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 PALEOZOICO

1.1.1 CARBONIFERO (H)

Es un tramo fundamentalmente compuesto por pizarras y areniscas. El recubrimiento cuaternario, en el que están implantados gran número de cultivos, y la frecuente mala calidad y escasez de los afloramientos impiden, en buena medida, el estudio de esta formación.

En el campo se han reconocido dos tramos, fáciles de distinguir, pero cuya continuidad lateral es muy imprecisa debido a las causas antes mencionadas. Debido a esto no han podido cartografiarse por separado.

El tramo inferior es fundamentalmente pelítico, con pizarras gris oscuro azulado a negras, muy replegadas, con niveles centimétricos de lilitas y bancos de unos 20 cm. de potencia, esporádicos y lenticulares, de caliza arenosa verdosa. Existen también escasos bancos de areniscas. La potencia es de unos 100? m.

El tramo superior está compuesto por areniscas micáceas, areniscas y pizarras arenosas, de color gris a verdoso, formando un conjunto de aspecto flyschoides de unos 500? m. de potencia.

En el contacto con el Buntsandstein a veces puede verse un suelo de alteración compuesto por arcillitas y areniscas grisáceas.

La atribución de estos materiales al Carbonífero se hace por simple correlación litológica con zonas vecinas, donde ha sido datado: en la Hoja de Flix se han encontrado restos de plantas (Calamites y Stylocalamites) que pertenecen al Westfaliense-Estefaniense y tallos de Crinoides, de edad Viseense.

En el capítulo de Petrografía se detallará la composición litológica de este tramo, ligeramente metamorfozado, junto con las rocas ígneas intruidas en él.

1.2 TRIASICO

1.2.1 BUNTSANDSTEIN (T₀₁)

En líneas generales el Buntsandstein está compuesto por niveles detríticos groseros en la base (conglomerados y areniscas de elementos claramente dominantes de cuarzo y cuarcita) poco cementados y de color rojo, con una potencia que oscila entre 80 y 160 m, y un nivel superior de menor desarrollo, formado por detríticos finos cuya potencia varía entre 6 y 30 m,

y que está compuesto fundamentalmente por arcillas y limolitas rojas en las que se intercalan irregularmente pequeños niveles lenticulares de areniscas.

La característica predominante de las areniscas es poseer laminación cruzada a gran escala. Cuando los conglomerados poseen gran abundancia de matriz areniscosa se observa claramente la laminación.

En algunas capas areniscosas, pocas y coincidentes con las de granulometría menor, se observa unas veces laminación paralela y otras laminación cruzada a pequeña escala debida a «ripples» de corriente.

La laminación cruzada que presentan las areniscas es de dos tipos: planar y «festoon». Ambas son a gran escala con grupos de láminas que alcanzan longitudes de hasta 10 m y alturas que raras veces sobrepasan los 2 m. Los grupos de láminas planares generalmente van asociadas a una granulometría mayor, incluso conglomerática, existiendo una granoclasificación dentro de una misma lámina desde la parte más inferior a la superior. Las láminas «festoon» oscilan desde mediana a muy gran escala con variación de tamaños. En ellas es frecuente hallar cantos esporádicos que, a veces, distorsionan la laminación. En la parte inferior de las láminas, en las inmediaciones de la superficie erosional que sapara dos de ellas, es frecuente la existencia de cantos de arcilla.

Estas estructuras están distribuidas de la siguiente forma:

- En los niveles basales, precisamente donde abundan los tramos conglomeráticos, predomina claramente la laminación cruzada de tipo planar.
- En la parte intermedia areniscosa, la laminación es predominantemente de tipo «festoon».
- En la parte alta del tramo de areniscas y en las limolitas y delgados niveles de areniscas que se intercalan en las arcillas que coronan esta serie, aparte de los «festoons» hacen su aparición, localmente muy abundantes, las laminaciones debidas a «ripples» de corriente.

Allí donde los afloramientos lo han permitido se han medido las direcciones de máxima inclinación de las láminas de los diferentes paquetes, obteniendo las direcciones de aporte de las paleocorrientes que oscilan entre el NE y el NO, según se ve en la figura 2.

La presencia de los tipos de laminación antes aludidos, el tipo de materiales y la exposición lenticular frecuentemente en forma de canales, hace pensar en un ambiente de sedimentación continental de régimen fluvial, probablemente en cursos de corto recorrido y escasa pendiente (abancos aluviales), pues faltan las secuencias de los canales fluviales.

Las areniscas contienen de un 70 a un 85 por 100 de cuarzo por término medio; la matriz es sericítica (por alteración de los feldespatos) y el cemento, ferruginoso. En las areniscas contenidas en el paquete mar-

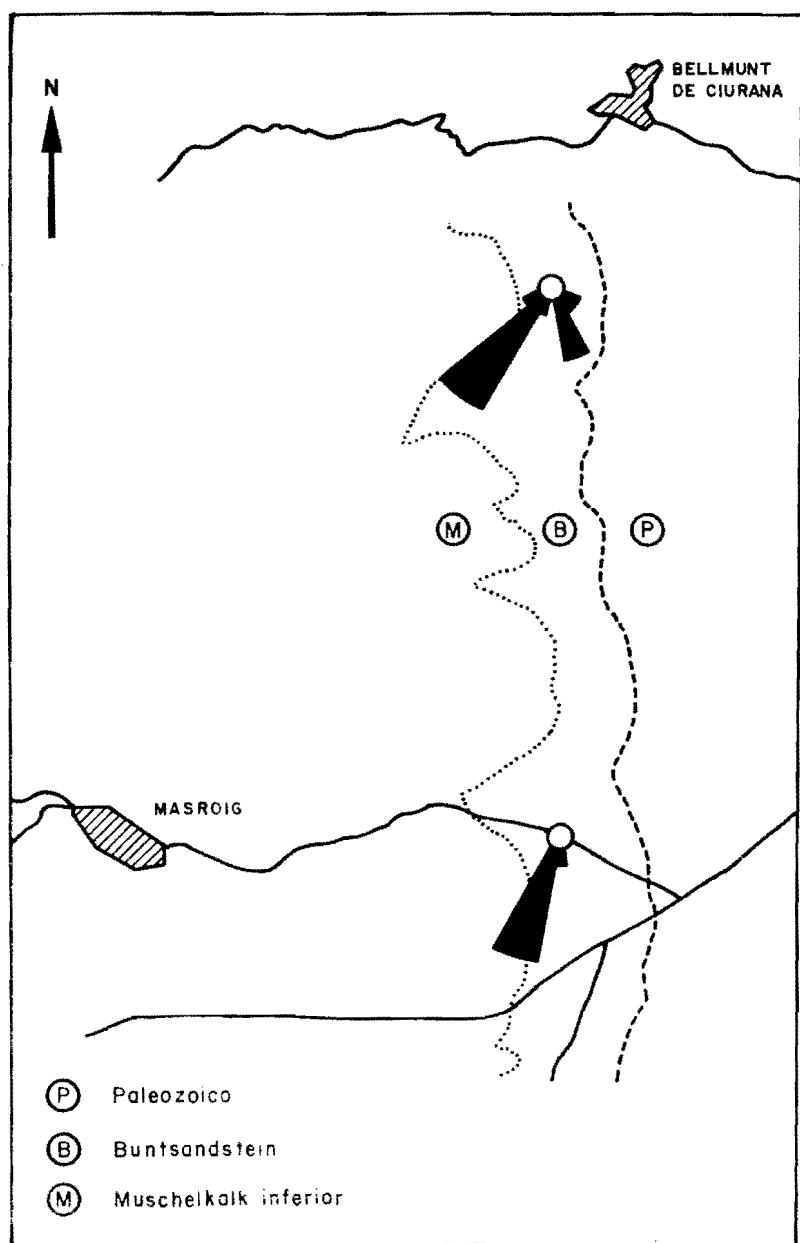


Figura 2.—Paleocorrientes del Buntsandstein.

goso superior, a veces se ha producido una sustitución secundaria de parte del cuarzo por carbonato-cálcico, dando lugar a calizas arenosas.

1.2.2 MUSCHELKALK INFERIOR (T₀₂₁)

La característica general de este tramo es que los materiales calizos que lo forman han sufrido, en parte o totalmente, una dolomitización secundaria muy intensa. Tanto en las calizas como en las dolomías son frecuentes los nódulos de sílex, ya distribuidos al azar ya alineados según la estratificación.

Los niveles menos dolomitizados poseen en muchos casos una fauna incipiente, difícil de extraer y más aún de clasificar.

En las zonas menos dolomitizadas las facies son muy constantes, así como sus potencias relativas (oscilan de 90 a 160 m).

La parte dolomitizada es muy irregular y aunque algunos niveles son de dolomías intercaladas en la serie caliza, existen series que han sido dolomitizadas por completo.

La dolomitización ha borrado en muchos casos las estructuras primarias de las calizas pero, donde pueden verse, nos indican que han estado sometidas a una gran actividad «burrowing». Cuando las capas no han sido bioturbadas, la estructura más frecuente corresponde a la laminación paralela, a veces distorsionada. Algunas de las estructuras recuerdan a las grietas de desecación («mud cracks»). Más raramente se observan laminaciones «ripple», ya sea del tipo «wave», ya de corriente. En algunas secciones se observa con frecuencia la existencia de periodos no deposicionales con una cierta erosión, deducidos o marcados por un contacto ligeramente erosional tapizado por una costra limonítica. En las cercanías del embalse de Guiments existe un nivel con estratificación cruzada a gran escala, unidireccional y planar que, en conjunto, puede interpretarse como una barra.

En algunas secciones encontramos, en la base o en sus inmediaciones, conglomerados y brechas intraformacionales constituyendo verdaderos niveles.

Las microfacies son de micritas y dolomicritas, con óxidos de hierro, en las que se ha encontrado escasa microfauna representada por Frondicularia, Equinodermos, Moluscos y Ostrácodos.

1.2.3 MUSCHELKALK MEDIO (T₀₂₂)

El tramo rojo del Muschelkalk, también denominado Muschelkalk Medio en su sentido de formación litológica es, desde el punto de vista estratigráfico, muy difícil de estudiar en este sector.

Es un nivel que, por su incompetencia relativa, derivada de su composición litológica (dominantemente arcillas y yesos), al ser sometido a los

esfuerzos tectónicos que han afectado a la zona estudiada ha sufrido unos considerables cambios en su potencia real que, no obstante, podemos cifrarla en 60-100 m.

Debido a su composición fundamentalmente arcillosa, se han implantado sobre él campos de cultivo o bien se ha desarrollado una abundante vegetación que dificulta la obtención de series estratigráficas.

En conjunto el tramo rojo está compuesto por arcillas con pasadas escasas y esporádicas de limolitas y areniscas de grano fino, carniolas en la parte superior y con mayor frecuencia yesos. La proporción de yeso en la serie es variable. Allí donde es abundante ha dado lugar a pequeñas explotaciones.

1.2.4 MUSCHELKALK SUPERIOR (T₂₃)

Está constituido fundamentalmente por calizas y dolomías a las que, en la mitad superior, se les intercalan abundantes niveles arcillosos. La distribución de las áreas dolomitizadas es irregular, excepto en la base que siempre está constituida por dolomías en las que esporádicamente se intercalan nódulos de sílex.

Las microfácies son de dolomías, dolomicritas y micritas. Normalmente suele haber óxido de hierro. La única microfauna encontrada corresponde a Briozoos. ROBLES (1974) cita abundante macrofauna de Moluscos, Equinidos, Crinoideos y Braquiópodos que difiere poco de la encontrada por VIRGILI (1958) y que caracterizan al Muschelkalk Superior.

Las series estratigráficas, en un sentido amplio, varían poco de facies de unas a otras, no así en detalle, pues el simple desplazamiento de las zonas dolomitizadas imposibilita ya una buena correlación de las mismas. Esta correlación, no obstante, puede efectuarse gracias a la posición, en el tercio medio de la serie, de un nivel con Ceratítidos que siempre posee la misma facies y posición en la columna.

La potencia media oscila sobre los 140 m.

Las estructuras primarias son raras. Posiblemente la mala calidad de los afloramientos en muchos casos imposibilita la observación de las mismas. Las más frecuentes son los «burrows», ya que hay capas de calizas o dolomías completamente bioturbadas, habiéndose borrado cualquier vestigio de las estructuras primarias que poseían. Cuando éstas se observan, la más frecuente es la laminación paralela, algunas veces distorsionada. Son muy raras las estructuras de corriente y se limitan a la laminación «ripple».

Se encuentran, asimismo, escasos niveles no deposicionales o erosionales representados por costras ferruginosas.

1.2.5 KEUPER (T₃)

Es un tramo fundamentalmente arcilloso (arcillas versicolores), con yesos, en los que se intercalan niveles irregulares de carniolas en la parte baja y alta de la serie. En menor proporción se encuentran dolomías, especialmente en el techo de la formación.

Ocasionalmente aparecen niveles con acumulación de nódulos de sílex y areniscas.

El Keuper posee ciertas características que, hasta cierto punto y al menos localmente, permiten diferenciar este nivel del Muschelkalk Medio, como son:

- La transición con su yacente es gradual, hecho que no es tan marcado entre el Muschelkalk Medio e Inferior.
- La relativa mayor abundancia de carniolas en el Keuper (alrededores de Miravet), mucho más frecuentes en la base y parte superior que en la zona media.
- La existencia de delgados niveles de calizas y margocalizas intercaladas en la serie arcillosa.

La potencia es muy variable y su máximo coincide con el del máximo desarrollo de las carniolas y yesos.

La potencia puede estimarse en 70 m, aunque hay grandes variaciones debido al distinto desarrollo de los yesos y carniolas.

Edad de los materiales triásicos

La datación del Triásico en esta región presenta dificultades derivadas de la escasez de fósiles. Las unidades litológicas que se han cartografiado no corresponden a series cronoestratigráficas, sino que son facies de edad variable. Como en los reconocimientos de campo no hemos podido encontrar macrofósiles y la microfauna es escasa y poco representativa, utilizaremos la bibliografía para dar una idea de la cronología de estas facies.

En la Memoria de la presente Hoja se hará referencia a los tres tramos litológicos que aparecen en el Muschelkalk. Estos tramos no tienen valor cronoestratigráfico, pues los términos inferior, medio y superior se refieren únicamente a su posición relativa dentro del conjunto de la serie.

El límite superior del Buntsandstein no corresponde al límite Werfense-Anisiense, pues si bien LLOPIS (1947) y VIRGILI (1958) encontraron fauna típica anisiense en la base del Muschelkalk Inferior en la provincia de Barcelona, en Guadalajara VIRGILI y HERNANDO (1974) sitúan este límite en el Ladiniense.

La macrofauna encontrada por LLOPIS y VIRGILI en los materiales del Muschelkalk Inferior de esta zona pertenece al Anisiense.

El Muschelkalk Superior está datado por VIRGILI (1958) y ROBLES (1974) y, en los últimos años, por los hallazgos de peces, reptiles y otra fauna encontrada en la Sierra de Prades (Hoja de Cornudella), en una cantera que explota las dolomías de este tramo. Dicha fauna data este tramo como Ladiniense, por lo que forzosamente el límite Anisiense-Ladiniense está situado en el Muschelkalk Medio.

Por lo que respecta al límite Ladiniense-Carniense, es muy probable que corresponda al límite Muschelkalk Superior-Keuper a tenor de la fauna encontrada por VIRGILI (1958) y VIA-VILLALTA (1971) y del hecho de que, en general, el techo del Muschelkalk Superior tiene una edad poco variable.

Las facies margosas que se encuentran en la parte inferior del Keuper deben corresponder al Carniense, mientras que la superior, que suele tener delgados bancos carbonatados entre las margas, quizá corresponda al Noriense.

1.3 JURASICO

1.3.1 LIAS INFERIOR (J_1d , J_1 y J_{1-13})

Encima del Keuper encontramos una potente serie carbonática indicadora de que se inicia el ciclo transgresivo. Se han distinguido tres formaciones que, de más antiguo a más moderno, son:

- J_1d : Está formado por dolomías (doloesparritas con huecos y dolomías en microfacies) gris claro, en bancos decimétricos con una potencia que oscila alrededor de 40 m.

Las estructuras primarias más comunes son la laminación cruzada planar a gran escala, laminación «ripple» de corriente y posibles estructuras debidas a grietas de desecación y que, en conjunto, nos hablan a favor de un medio de plataforma marina muy proximal con eventuales períodos de emersión.

- J_1 : Es un nivel dolomítico brechoide conglomerático masivo, con una potencia media de 150 m.

A este tramo le caracteriza el poseer una gran heterogeneidad de facies, tanto en sentido lateral como vertical. Aparentemente es un nivel homogéneo masivo.

En líneas generales, los tramos de la base son conglomeráticos; la naturaleza de los cantos siempre es dolomítica, con matriz y cemento formado por dolomías de textura diferente a la de los cantos. En la parte media existen áreas no conglomeráticas ni brechoides, pero sí masivas y, a veces, con niveles slumpizados. La parte superior es brechoide, con cantos angulosos y matriz y cemento de la misma naturaleza que los can-

tos. Los contactos entre los distintos tramos son frecuentemente erosionales.

La microfauna encontrada está constituida por sombras de Briozoos, Ofiuras, Equinodermos y Thaumathoporella?, que nos indican un probable Sinemuriense.

- J₁₋₁₃: Por encima del nivel anterior se depositan calizas bien estratificadas que, en la parte basal, siguen aún siendo dolomíticas y masivas. A medida que subimos en la serie, los bancos van disminuyendo de potencia hasta estabilizarse en 20-30 cm.

Las microfácies son de micritas y pelmicritas con Lamelibranquios, Gasterópodos, Equínidos, Ostrácodos, Lagénidos, Ophthalmidiidos, Valvulinidos, Ammodiscus, Glomospira, Textularia, Calcisphaera y Saracenaria? que caracterizan el Pliensbachiense.

En nuestra opinión la parte dolomítica basal puede pertenecer todavía al Lías Inferior, mientras que las calizas micríticas con fósiles son claramente pliensbachienses.

La potencia media es de 60 m.

1.3.2 PLIENSBACHIENSE (J₁₃)

Está constituido por calizas grises a beige con interbancos margosos que contienen abundantes Braquiópodos. El paso desde la formación infra-yacente es gradual.

En microfácies son micritas y biomicritas con Frondicularia, Epistomina, Nodosaria, *Lingulina pupa* y *L. tenera*, entre una variada microfauna, que data el Pliensbachiense.

La potencia es de unos 20 m.

1.3.3 TOARCIENSE INFERIOR-MEDIO (J₁₄¹⁻²)

Está constituido por calizas que, en microfácies son biomicritas y pelmicritas con Equínidos, Lamelibranquios, Textularia, Eggerella, Glomospira, Ophthalmidiidos y Pseudoglandulina?

La macrofauna es abundante y caracteriza al Toarciense. Son muy frecuentes los *Pecten* y *Belemnites*.

En la parte alta de este nivel, ROBLES (1974) ha reconocido las zonas de *Harpoceratoides serpentinus* y de *Hildoceras bifrons* (subzonas *H. subevisoni* e *H. semipolitum*) que indican edad Toarciense Inferior-Medio, que nosotros aceptamos, pues el tránsito al Dogger que, como veremos, está formado por calizas oolíticas con abundantes Ammonitidos, lo incluimos en el siguiente nivel.

La potencia media es de unos 20 m.

Este tramo calcáreo se halla parcialmente dolomitizado en algunos lugares y exhibe numerosas superficies costrificadas en óxidos de hierro.

En conjunto, el Toarciense Inferior-Medio es un nivel muy constante en facies y fauna.

1.3.4 TOARCIENSE SUPERIOR-BAJOCIENSE (J₁₄₋₂₂³⁻⁰)

El límite entre este nivel y el anterior está marcado por un tramo calizo, con abundantes oolitos ferruginosos, de unos 5 m de potencia como máximo, que incluye fauna característica del Toarciense Superior (*Grammoceras* sp. y *Walkeria* sp.), Aalenienso *Pseudoaptetoceras* sp. y *Euaptetoceras* sp.) y Bajociense basal (zona de *Sonninia sowerbyi*, subzona *Hyperlioceras discites*) según cita ROBLES en la obra antes mencionada. Este tramo se reconoce claramente en la Sierra de Montalt.

Encima se sitúa una serie de margas y calizas que, en microfacies son micritas y biomicritas con Filamentos, Globochaeta, Epistomina, Lenticulina, Radiolarios, Ophthalmitidos y Ammodiscidos.

En las inmediaciones de la base son muy frecuentes los restos de *Cancelliophycus*. En la parte media y superior dominan los Ammonites que, cuando la facies es predominantemente margosa, son de pirita limonitizada y de pequeño tamaño. En la parte superior, además, abundan pequeños Braquiópodos piritizados.

La macrofauna recogida está compuesta por:

Vermisphinctes vermiformis (BUCK.)

Hibolites semiastatus, QUENST.

Garantiana garantiana (D'ORB.)

Leptosphinctes leptus (BUCK.)

Parkinsonia parkinsoni (SOW.)

Bigotites petri (NIC.)

que caracteriza al Bajociense Superior (zona de *G. garantiana*). Sin embargo, ROBLES (1974) ha podido determinar las zonas de *Sonninia sowerbyi* (subzona de *Witchellia laevinskula*) y *Stephanoceras humphriesianum*, que representan la parte alta del Bajociense Inferior y el Medio.

Estimamos, por tanto, que tan sólo la extrema base del Bajociense (parte inferior y media de la zona de *S. sowerbyi*) se encuentra relativamente condensada, o incluso puede que ausente localmente, en un tramo que incluye al Toarciense Superior y Aalenienso y que está representado por los niveles oolíticos ferruginosos.

Su potencia varía entre 40 y 100 m.

1.3.5 BATHONIENSE-KIMMERIDGIENSE INFERIOR (J₂₃₋₃₂⁰⁻¹)

Al Bajociense, fundamentalmente margo-calizo, se le superponen calizas (micritas y biomicritas) entre las que se intercalan delgados niveles margocarrillosos que, a veces, se limitan a las juntas de estratificación. En la parte media se diferencia un tramo predominantemente margo-calizo. El paso desde el infrayacente es gradual y está marcado por un aumento progresivo de las capas carbonatadas.

La microfauna está compuesta por Radiolarios, Epistomina, Protoglobigerina?, Ophthalmidiidos, Globochaete, Eothrix, Lenticulina, Saccocoma, Ammodiscus y otros que caracterizan al Oxfordiense y Kimmeridgiense.

La macrofauna recogida está compuesta por:

Grossuvria sulcifera (OPPEL)

Macrocephalites?

Homoeoplanulites homoeomorpha (BUCK.)

Pseudoperisphinctes rotundatus (ROEMER)

que datan el Bathoniense y Calloviense Inferior. ROBLES (1974) y BULARD (1972) han encontrado en estos materiales Ammonites representativos del Bathoniense, Calloviense Inferior, Oxfordiense Medio y Kimmeridgiense Inferior (éstos en la parte superior del paquete) pero no del Calloviense Superior ni del Oxfordiense Inferior, por lo que, con ellos, llegamos a la conclusión de que este tiempo corresponde a una laguna estratigráfica ya observada en otras zonas de la Península.

La potencia oscila entre 30 y 100 m.

La parte inferior de este tramo, hacia la parte occidental presenta una cierta dolomitización, tanto más acusada cuanto más nos desplazamos en dirección SO.

1.3.6 OXFORDIENSE-PORTLANDIENSE (J₃₁₋₃₃)

La serie jurásica culmina con un nivel de dolomías grises, localmente brechoides, y masivas que, por los afloramientos y por su estado localmente brechificado, no permite deducir con exactitud cuál era inicialmente su litología y medio de sedimentación. El contacto con el nivel infrayacente es discordante (superficie erosional con restos de arcilla laterítica), si bien esto sólo se aprecia en la Hoja de Perelló, pues en la zona que nos ocupa la dolomitización posterior ha debido profundizar por debajo de la superficie de discordancia.

En este tramo son frecuentes las superficies de erosión.

En la Hoja de Perelló, en la que este nivel adquiere mayor desarrollo, pueden distinguirse tres tramos: uno inferior dolomítico, otro intermedio margo calcáreo, datado Neocomiense y quizá base del Portlandiense, y el

superior, nuevamente dolomítico. En nuestra Hoja sólo aflora el tramo inferior.

El yacente presenta una marcada heterocronía debido a la dolomitización irregular sufrida. Así, en la Hoja de Perelló, la base de este nivel se sitúa encima de capas datadas como Bathoniense, Calloviense Inferior, Oxfordiense y Kimmeridgiense Inferior. En la zona que nos ocupa, el yacente más antiguo lo constituye el Calloviense Inferior, por lo que asignamos a este tramo una edad Oxfordiense-Portlandiense.

La potencia, si bien es difícilmente evaluable, la ciframos en unos 250 m.

1.4 CRETACICO

1.4.1 ALBIENSE (C₁₆)

Separado por discordancia erosiva del infrayacente jurásico, nos encontramos arenas predominantemente amarillas, blancas en la base, con intercalaciones rojizas y verdosas en la parte superior. Los granos son de cuarzo de tamaño medio a fino. El cemento es ferruginoso, a veces desferrificado. La estratificación es mediana a fina. Las capas medias exhiben estratificación cruzada a gran escala y las finas, «ripples» de corriente. En la parte superior son frecuentes las concreciones diagenéticas de carbonato. Tienen «burrows» y restos fósiles de madera limonitizada. En la base son muy frecuentes las acumulaciones de limonita en forma de costra o nódulos arriñonados con frecuentes cantos de arenisca de cemento ferruginoso. El contacto inferior es netamente erosivo.

Este tipo de depósitos continentales, del que sólo podemos decir que son antecenomanienses, por similitud de facies pueden ser asimiladas a las capas de Utrillas del Maestrazgo.

Posee poca potencia: el máximo son unos 12 m, llegando en algunos sectores a quedar reducido a unos cuantos centímetros de arcillas limoníticas sobre una costra ferruginosa.

1.4.2 CENOMANIENSE (C₂₁)

Está constituido por dolomías grises estratificadas en bancos de 20 a 50 cm que, en microfacies son oosparitas dolomitizadas, azoicas. Los afloramientos están bastante enmascarados por la vegetación y su observación es difícil.

La potencia media es de unos 15 m.

1.4.3 CENOMANIENSE-TURONIENSE INFERIOR (C₂₁₋₂₂⁰⁻¹)

La parte baja está constituida por calizas crema recrystalizadas y dolomitizadas, bien estratificadas, con oolitos y fantasmas de fósiles. En la

parte superior de estas capas, ya menos dolomitizadas, ROBLES encontró Prealveolinas que indican edad Cenomaniense Superior. La potencia oscila sobre los tres metros.

Encima se sitúan unos 15 m de calizas micríticas, parcialmente dolomitizadas en la base que, en microfacies son micritas y biomicritas con *Vidalina*, *Nummofallotia*, *Stomiosphaera*, *Heterohelix*, *Hedbergella*, *Pithonella ovalis*, *P. trejoi?*, *P? dualis*, *Bonetocardiella conoidea?* y *Calcisphaerula? innominata* entre otras, características del Cenomaniense-Turonense Inferior.

1.5 TERCIARIO

1.5.1 EOCENO (T_{c2y}^A , T_{c2a}^A)

Este tramo está compuesto por arcillas rojas (T_{c2a}^A) con cristales de yeso y pequeños lentejones conglomeráticos de cantos calcáreos y cemento calizo. Hay también muy esporádicas pasadas calcáreas de 20 cm. de potencia. Las arcillas pasan lateralmente a yesos (T_{c2y}^A) con nódulos de sílex y delgadas intercalaciones arcillosas.

Ninguna de las muestras recogidas ha podido datar estos materiales, pero en la Hoja de Cornudella, en las arcillas rojas han podido clasificarse diversos tipos de Characeas que señalan la presencia del Eoceno (Cuisiense-Luteciense).

La potencia es muy variable, con un máximo de 80 m.

1.5.2 OLIGOCENO (T_{c3s}^A , T_{c3m1}^A , T_{c3cg1}^A , T_{c3cg2}^A , T_{c3as}^A , T_{c3m2}^A , T_{c3}^A)

El límite Eoceno-Oligoceno ha sido marcado en base al mencionado corte de la Hoja de Cornudella estudiado por GRAMBAST. Hay que señalar que si bien las arcillas rojas presentan fósiles eocenos característicos, los materiales suprayacentes son azoicos o contienen fauna banal, por lo que el límite Eoceno-Oligoceno hay que adoptarlo con reservas hasta que nuevos estudios aporten datos suficientes para confirmar su posición o situarlo en las formaciones superiores.

— T_{c3s}^A . Encima de los materiales anteriores se deposita una barra de areniscas, de potencia variable, con estratificación cruzada, y lentejones de conglomerados, de cantos calizos y dolomíticos fundamentalmente, con matriz arenosa y cemento calcáreo. Hay intercalaciones de yesos compactos que aumentan la potencia de este tramo.

Las areniscas a veces se acúñan y frecuentemente es difícil separarlas del tramo siguiente (cuando en éste son abundantes los niveles areniscos). Potencia máxima 20 m.

— T_{c3m1}^A . Sobre las areniscas anteriores se depositan margas amarillentas

a rojizas, con cristales de yeso e intercalaciones conglomeráticas (matriz areniscosa y cemento calizo) y yesíferas, éstas poco frecuentes. Según las zonas son abundantes los niveles areniscos y calizos, en bancos centimétricos. Las calizas a veces presentan nódulos de sílex y suelen ser oquerosas.

Estos materiales ya se han considerado estampiensés por GRAMBAST en el mencionado corte de la Hoja de Cornudella.

La potencia es variable, con un máximo de 20 m.

- T_{c3cg1}^A . En la Depresión de Mora, al NO de García, discordantes sobre los materiales anteriores se depositan conglomerados de tonos rojos, con matriz arenosa y cemento calizo. Los cantos provienen fundamentalmente del Carbonífero y del Triásico (cuarzo, dolomía, caliza y pizarra). Existen intercalaciones de areniscas limosas, rojas, en lentejones, de un metro como máximo de potencia.

Potencia media de 40 m.

- T_{c3cg2}^A . Discordantemente sobre los materiales anteriores, cuando existen, y sobre el Mesozoico y el Terciario más antiguo se deposita una potente serie de conglomerados que alcanza los 200 m de espesor en algunos puntos. La matriz es arenosa y el cemento calizo. Los cantos son calizos y dolomíticos fundamentalmente, pero también hay cuarzo, pizarras y rocas magmáticas. Posee delgadas intercalaciones de areniscas rosadas arcillosas y arcillas. En la base suele haber paleocanales.

- T_{c3as}^A . Los conglomerados anteriores, según las zonas, presentan frecuentes intercalaciones de areniscas y margas en cambio lateral de facies. Esto nos ha permitido separar este tramo más margoso, en el que los conglomerados van desapareciendo a medida que nos desplazamos hacia el Oeste. El contacto es, pues, por cambio lateral de facies.

En la Depresión de Mora, debido a los cultivos implantados en las zonas blandas, este tramo no es reconocible y, aunque debe existir, hemos preferido no cartografiarlo por la imprecisión de sus límites.

- T_{c3m2}^A . Está constituido por margas rojo a salmón, con lentejones de conglomerados (más frecuentes en la Depresión de Mora, muy escasos en el Valle del Ebro) de cantos calcáreos, con matriz arenosa y cemento calizo y frecuentes bancos de areniscas. Hay esporádicos lechos calcáreos de pequeña potencia por lo general, aunque en las cercanías de García alcance los 5 a 6 m. En microfacies son micritas arcillosas y biomicritas con Ostrácodos, Algas, Gasterópodos, Miliólidos, Lamelibranquios, Characeas, Discorbis y Rotalinas. En las cercanías de Pinell de Bray se ha encontrado un ejemplar roto de *Rissoa dubia* DEF., que nos indica edad oligocena, siendo ésta la única determinación cronológica

que ha podido hacerse. A veces, interestratificados entre las calizas aparecen delgados lechos de sílex de 5 cm de potencia como máximo, y yesos blancos fibrosos.

- T_{c3}^A . Este tramo es compresivo de los anteriores. Como antes hemos indicado, en la Depresión de Mora es difícil de separar los niveles antes mencionados debido al recubrimiento y a los cultivos. Los conglomerados afloran en pequeña extensión en el fondo de los barrancos cercanos a Tivisa y Guimets, no siendo catografiables a esta escala. Por tanto, en este tramo están representados los conglomerados equivalentes a $T_{c3}^A cg_1$, $T_{c3}^A cg_2$ y las margas y areniscas $T_{c3}^A as$ y $T_{c3}^A m_2$.

1.5.3 OLIGOCENO-MIOCENO (T_{c3-1}^{A-B})

En el Valle del Ebro, en tránsito gradual desde las margas $T_{c3}^A m_2$ se llega conforme subimos en la serie, a un dominio de los bancos calcáreos sobre los arenosos. Este tramo está compuesto fundamentalmente por calizas grises con intercalaciones de margas blancas y areniscas, tanto más escasas cuanto más ascendemos en la serie, de forma que en la parte superior prácticamente existe una alternancia de calizas y margas, con pasadas muy esporádicas de areniscas. Es de destacar la existencia de un tramo margoso, de aspecto keuperoides, en la parte superior del llano cercano a Cañerets, nivel que no se ha separado por presentar tales oscilaciones de potencia que si bien por estar horizontal aflora claramente en algún sector, en otros queda enmascarado por los cultivos y la caliza suprayacente al perder rápidamente potencia.

La mayor frecuencia de bancos calizos parece señalar el inicio del Mioceno ya que en estos niveles se han encontrado mamíferos de edad Aquitaniense en las cercanías de Flix (GARCIA-BOADA), si bien no es descartable la edad oligocena para la base del tramo.

El contacto con $T_{c3}^A m_2$ es por cambio de facies.

La potencia es de unos 150 m aproximadamente.

1.5.4 MIOCENO ($T_{c1}^B cg$, $T_{c1}^B m$)

La atribución de estos materiales al Mioceno se debe a su disposición tectónica, ya que no se han encontrado restos fósiles. Se han distinguido dos niveles:

- $T_{c1}^B cg$. Discordantes sobre el Paleógeno se depositan conglomerados de cantos angulosos (calizos y dolomíticos) y rodados (cuarzo). La matriz es arenosa y el cemento calizo. Hacia la base, el tramo es fundamentalmente conglomerático pero, a medida que se sube en la serie comienzan

a aparecer niveles arcillosos disminuyendo la potencia de los bancos de conglomerados que, en la parte basal, son masivos. La parte superior prácticamente es una alternancia de conglomerados y margas arenosas. Hay diversas intercalaciones de yeso blanco, algunas de unos 20-30 m de potencia, que han sido explotadas.

- T_{c1}^b m. La alternancia del tramo anterior pasa a ser un conjunto de margas arenosas, asalmonadas, con delgadas intercalaciones de conglomerados y areniscas. El contacto con el nivel infrayacente es, pues, por cambio de facies lateral y vertical.

La potencia del conjunto oscila sobre los 100 a 150 m.

1.6 CUATERNARIO

1.6.1 TERRAZAS (QT_1 , QT_2 , QT)

- QT_1 . Está situada a unos 25 m. por encima del cauce actual del río Ebro. Los materiales consisten en gravas bien rodadas de composición fundamentalmente calizo-dolomítica, aunque también hay cantos de pizarras, areniscas, cuarzo, etc. La matriz es arenosa, de tamaño grueso; el escaso cemento es calizo. Hay intercalaciones de arenas y limos amarillentos, de disposición lentejonar. Sobre estos depósitos se encuentran limos asalmonados que pueden tener hasta 3 m. de espesor.
La potencia de esta terraza es de unos 30 m.
- QT_2 . Se encuentra situada a unos 10 m. sobre el cauce del río Ebro. Tiene los materiales similares a la anterior, incluso con el recubrimiento limoso que, en este caso, no supera los 2 m.
La potencia es de unos 15 m.
- QT. Agrupa al resto de las terrazas de los afluentes del Ebro; están bien desarrolladas en los ríos Ciurana y Seco. Consisten en gravas, limos y arenas con una disposición semejante a la de QT_1 .

1.6.2 ALUVIAL (QAI_1 , QAI_2)

- QAI_2 . Está constituido por gravas sueltas con cantos dolomíticos, calizos, pizarrosos, etc., y matriz arenosa gruesa y limos en la parte superior.
- QAI_1 . Son gravas no cementadas y arenas, bien representadas en el río Ciurana, donde han dado lugar a explotaciones.

1.6.3 GLACIS (QG_1 , QG_2 , QG_3)

Se han separado tres niveles de glacis de erosión. Están compuestos por gravas cementadas por costras calcáreas y limos en la parte superior. Las costras pueden llegar a alcanzar casi los 2 m. de potencia en el glacis más antiguo QG_1 .

1.6.4 CONGLOMERADOS (Qcg) Y CONOS DE DEYECCION (Qcd)

- Qcg: Está compuesto por gravas mal cementadas, limos y costras calcáreas. La diferencia con los niveles anteriores de glacis es meramente morfológica.
- Qcd: El cono de deyección cartografiado está formado por los mismos materiales que los glacis, de los que se separa por la distinta inclinación.

1.6.5 LIMOS (QLI)

Son limos asalmonados, con cantos dispersos, que rellenan las depresiones.

1.6.6 CUATERNARIO INDIFERENCIADO (Q)

Son modernos conos de deyección y suelos de alteración, de escasa importancia y poco representados en la Hoja.

2 TECTONICA

2.1 ZOCALO HERCINICO

En la Hoja de Mora hay dos niveles estructurales perfectamente definidos y de comportamiento completamente diferente: son el zócalo paleozoico y la cobertera. El primero actúa respecto a la segunda como un conjunto rígido, ayudado por el basamento granodiorítico.

El grado tan elevado de recubrimiento que tienen estos materiales hace muy laborioso y complicado un estudio estructural de los mismos.

Los escasos repliegues centimétricos y decimétricos que se han podido medir (en calizas y lilitas principalmente), indican que durante el Plegamiento Hercínico hubo dos fases de deformación que dan pliegues con ejes de direcciones N-30-O y N-30-E, ésta posterior a aquélla. La serie en conjunto presenta una estructura monoclinial, generalmente buzando al Norte.

La parte inferior, más pelítica, con lilitas y pizarras fundamentalmente está muy replegada y rota. Sin embargo, la superior (areniscosa), allí donde aflora, aparentemente está muy tranquila, sin micropliegues ni esquistosidad visibles.

Los materiales paleozoicos están afectados por un ligero metamorfismo consecuencia de la intrusión granítica, de edad carbonífero-pérmica que, en la actualidad, prácticamente está reducida a arena debido a la meteorización.

zación. Hay también diques de pórfido de potencia variable (hasta 300 m.) que incluso engloban materiales pizarreños y calizas, de esta misma edad.

En la etapa alpina, estos materiales se comportan como un zócalo rígido, produciéndose únicamente una fracturación en bloques, bien por fracturas alpinas o por fracturas hercínicas que rejuegan de nuevo. En la fracturación de la etapa de descompresión se producen espacios por los que suben fluidos mineralizantes que dan lugar a redes de filoncillos de galena y cuarzo principalmente.

2.2 COBERTERA MESO-CENOZOICA

2.2.1 ARCO VINEBRE-TIVISA-CAPSANES

2.2.1.1 Unidades, dominios, niveles y bloques tectónicos

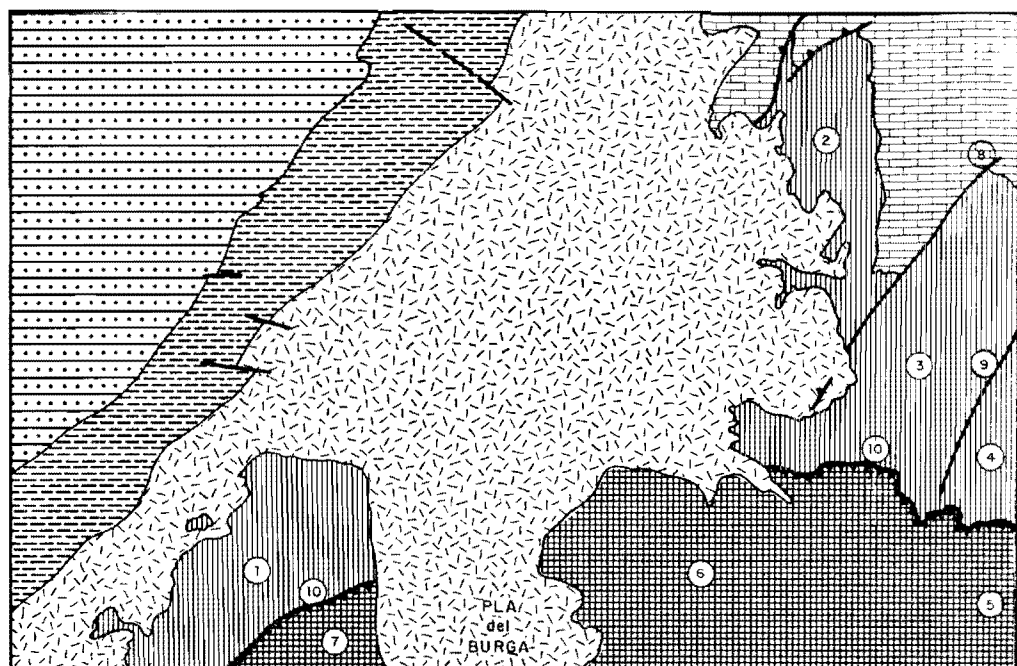
El Paleozoico que aflora en el ángulo NE de la Hoja de Mora constituye el zócalo sobre el que se apoya una potente cobertera meso-cenozoica que, desde el punto de vista tectónico, puede dividirse en dos grandes Unidades estructurales: la Septentrional y la Meridional, individualizables por su autoc-tonía y relativa aloctonía respectivamente (fig. 3).

Dentro de estas Unidades pueden distinguirse diferentes dominios según la complejidad de las estructuras existentes. En la Meridional podemos diferenciar un dominio norte caracterizado por la existencia de pliegues invertidos muy apretados, cabalgamientos y fallas inversas, y un dominio sur afectado por pliegues, en conjunto, más suaves y amplios y fallas normales de dirección sensiblemente la del litoral catalán.

En las Unidades definidas se puede individualizar una serie de niveles tectónicos que englobarían a uno o más de los distintos niveles estratigráficos definidos. Estos niveles se han formado por despegues a favor de los tramos más plásticos de la serie estratigráfica. La individualización de estos niveles produce una variación tectónica en vertical. A su vez, las distintas Unidades, que engloban a los distintos dominios y niveles tectónicos, están divididos en bloques relativamente desplazados y basculados a favor de fracturas transversales u oblicuas a la dirección de las estructuras de plegamiento. Hay dos bloques principales: el de Cardó y el de Tivisa, divididos a su vez en dos o más subbloques. Es importante recordar que la división en bloques es posterior al corrimiento de una Unidad sobre la otra y, por tanto, los materiales de éstas pueden pertenecer a uno o varios bloques.

2.2.1.2 Posibles niveles de despegue

Las estructuras que suponen un fuerte acortamiento, corrimientos o cabalgamientos, están desarrolladas a favor de una clara tectónica de des-



Zócalo Hercínico



Arco Vinebre-Tivisa
— Capsanes



Unidad Septentrional



Unidad Meridional



Sierra de Caballs y zona de Camposins — Comes Llargues



Depresión de Mora



Valle del Ebro

- ① Zona de Pinell de Bray — Miravet
- ② Subbloque de Masroig — Guàrdies
- ③ Subbloque de Capsanes
- ④ Bloque de Montalt

- ⑤ Zona de Fatges
- ⑥ Sector de la Sierra de la Creu
- ⑦ Zona tridéica de Rasquera

⑧ Falla de Marsà

⑨ Falla de Montalt

⑩ Cabalgamiento de Tivisa — La Alaya.

Figura 3.—Zonas estructurales.

pegue. En ellas, de forma directa nunca participa el zócalo paleozoico. En general, el despegue tiene lugar a favor de los materiales triásicos, pues son los que presentan mayor plasticidad y, dentro de éstos, los más favorables son el tramo arcilloso del Buntsandstein Superior, el Muschelkalk Medio y el Keuper.

Estos tramos no tienen igual importancia como niveles de despegue: el más favorable es el Muschelkalk Medio, el siguiente podría ser el Buntsandstein Superior y, después, el Keuper. La explicación de este hecho puede ser que si bien el tramo arcilloso del Bunt es el primer nivel plástico de la cobertera (y por ello cabría esperar que fuese el de despegue fundamental) su potencia es relativamente pequeña (máximo 30 m.), pudiendo llegar a hacerse bastante menor, e incluso desaparecer lateralmente.

El Muschelkalk Medio es el primer nivel plástico que tiene una potencia notable y una continuidad lateral perfecta.

El Keuper tiene también una potencia notable y gran continuidad lateral, pero se encuentra encima del virtual nivel de despegue, que es el Muschelkalk Medio. En esta secundariedad del Keuper como nivel de despegue puede influir el que su potencia es menor que la del tramo rojo y que en sus facies existe, en conjunto, mayor proporción de carbonatos, lo que le da, en particular al techo, mayor competencia relativa.

En consecuencia, frente a unos esfuerzos diferenciales suficientes, ocurre el despegue zócalo-cobertera que primera y principalmente se localizará a nivel del Muschelkalk Medio. Posteriormente podrán producirse nuevos despegues que, ahora, se localizarían en el Keuper siendo, posiblemente, de menor rango.

Esta estructuración supra Muschelkalk Medio de la cobertera ha supuesto una liberación tensional a partir de dicho nivel hasta la superficie, pero no le ha ocurrido igual al resto de la cobertera infrayacente, en la cual las tensiones, y en especial si son causadas por empuje, han podido aumentar hasta alcanzar el nivel crítico que permita se realice un nuevo despegue a favor del Buntsandstein Superior y la estructuración, bien exclusivamente del Muschelkalk Inferior, o de él y algunos niveles basales de la cobertera.

2.2.1.3 Unidad Septentrional

Se caracteriza por su autoctonía y geográficamente está representada por:

- Elevaciones entre Pinell de Bray, Miravet y el río Ebro.
- Sierra de Montalt y zona de Masroig-Guiaments-Marsá.

Este último sector queda dividido en dos bloques que denominaremos de Marsá-Bellmunt y de Montalt por la falla de Montalt, de dirección N-20-E que, viniendo de la Hoja de Reus, muere en la Sierra de Montalt.

Estructuralmente, el primer sector pertenece al bloque de Cardó y el segundo al de Tivisa. Ambos están separados por la falla del Plà del Burga (fig. 3).

2.2.1.3.1 *Zona de Pinell de Bray-Miravet*

La estructura más meridional es un sinclinal invertido de dirección media N-70-E, vergente al SE, que queda oculto por los materiales discordantes al sur de Ginestar. El flanco sur, invertido, buza hasta 70° al SSE.

Al N de este sinclinal se encuentra un anticlinal de dirección sensiblemente paralela al anterior, volcado, con vergencia al NO, cuyo eje discurre por el Muschelkalk Superior. Hacia su parte media las capas se vuelven prácticamente horizontales, lo que da lugar a que el eje se difumine. Más al SO, vuelve a adquirir su carácter dando lugar incluso a laminaciones en el flanco volcado que afectan al Keuper, que incluso llega a desaparecer.

Al N de la estructura anterior se sitúa un sinclinal volcado, con vergencia al Sur, en cuyo núcleo afloran las dolomías brechoides del Lías Inferior. El eje sufre una inflexión por el Oeste y es cortado por una falla normal que hunde el bloque occidental.

La tectónica es de fracturación en bloques mediante dos sistemas principales de fracturas de direcciones N-30-60-E y N-40-O. La más importante, que hunde el bloque occidental, está relacionada con el hundimiento que da lugar a la formación de la cubeta de Mora. Esta fractura parece continuar un trecho por debajo de los materiales terciarios, tanto por el NE como por el SO.

El borde sur de la zona lo constituye el corrimiento de la Atalaya, del que trataremos más adelante.

2.2.1.3.2 *Bloque de Marsá-Bellmunt*

Este bloque, a su vez, está dividido en dos subbloques de menor envergadura por sendas líneas de fractura. La más oriental, de dirección N-20-E, es la falla de montalt (fig. 3). La más occidental, comprende dos fracturas que se extienden desde Bellmunt de Ciurana hacia el SO y las llamaremos fallas de Bellmunt (fig. 5).

a) *Subbloque de Masroig-Guiamets*

Los afloramientos triásicos junto con su zócalo, sobre el que descansan discordantemente, presentan una estructura monoclinal de dirección general N-S, buzando 20° por término medio hacia el Oeste, con repliegues de escasa magnitud y fracturas de escaso salto, no cartografiables en general.

Por el N y NO, la citada estructura es cortada por las fallas inversas

vergentes al SE. La falla más oriental tiene dirección media N-50-E y un buzamiento medio de 50°; la más occidental tiene una dirección N-15-E para cambiar después a N-40-E. Ambas fracturas producen un fuerte arrastre de los materiales triásicos en las proximidades de la superficie de falla, pues llegan a invertir los buzamientos montando los materiales paleozoicos al este de Molá sobre los términos triásicos del subbloque de Masroig-Guiamets.

Ambas fallas penetran en los materiales carboníferos, pero mientras que la oriental se atenúa y desaparece por el Sur, la occidental, fosilizada por los materiales cenozoicos, debe continuar bajo ellos una gran distancia.

b) *Subbloque de Capsanes*

Al sur de Marsá sólo afloran el Bunt y el Muschelkalk Inferior, es decir, términos de la cobertera situados por debajo del nivel de despegue fundamental. Esta zona tiene una estructura monoclinal de dirección media N-10-O, que es cortada por la falla de Marsá (fig. 5). El plano de falla no es directamente observable en el campo, pero la traza de su intersección con la topografía parece corresponder a la de un plano buzando algo menos de 90° al SE. El bloque relativamente hundido es el oriental y, por tanto, la falla sería normal, pero hay una serie de hechos que no concuerdan exactamente con este régimen:

- La suave estructura monoclinal de la zona es deformada bruscamente, al aproximarse a la falla. De N-10-O se pasa a N-40-E, con inversión en la dirección de buzamiento e incremento del mismo, pues pasa de 10° a 80°. Estas son características propias de una estructura de arrastre. Ninguna de las fallas normales existentes en la zona producen estructuras de magnitud similar.
- La dirección de dicha falla es aproximadamente la misma que la dirección media de las fallas inversas de Bellmunt y otras fuera del ámbito de la Hoja.

Los hechos mencionados abogan porque esta falla se haya generado como inversa de superficie fuertemente buzante. Posteriormente, a causa del basculamiento hacia el Oeste que ha sufrido el sector en el que se sitúa dicha falla, la superficie de la misma ha girado y en la actualidad se ve buzando unos 85° al SE.

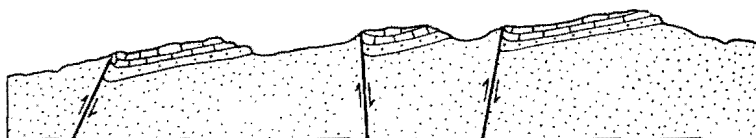
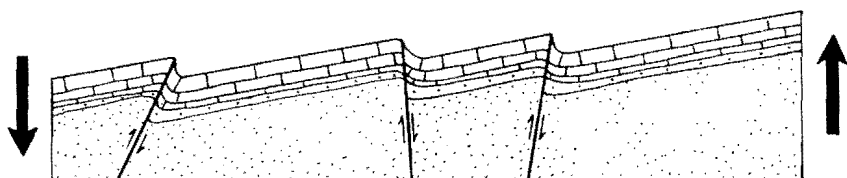
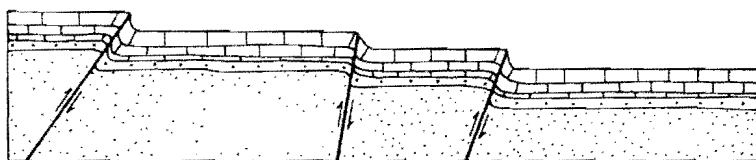
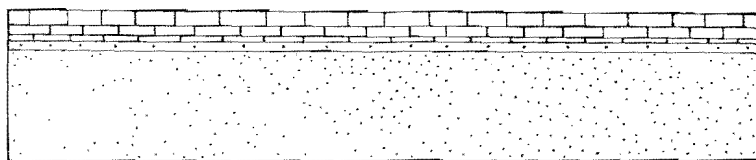
El salto de la falla, en Marsá, puede evaluarse en 150 m.

Por el Norte la falla penetra en el Paleozoico y su seguimiento es muy difícil; hacia el SO se atenúa y es fosilizada por los terrenos postorogénicos discordantes.

El funcionamiento de las fallas en el sector puede verse en el esquema de la figura 4

O.

E.

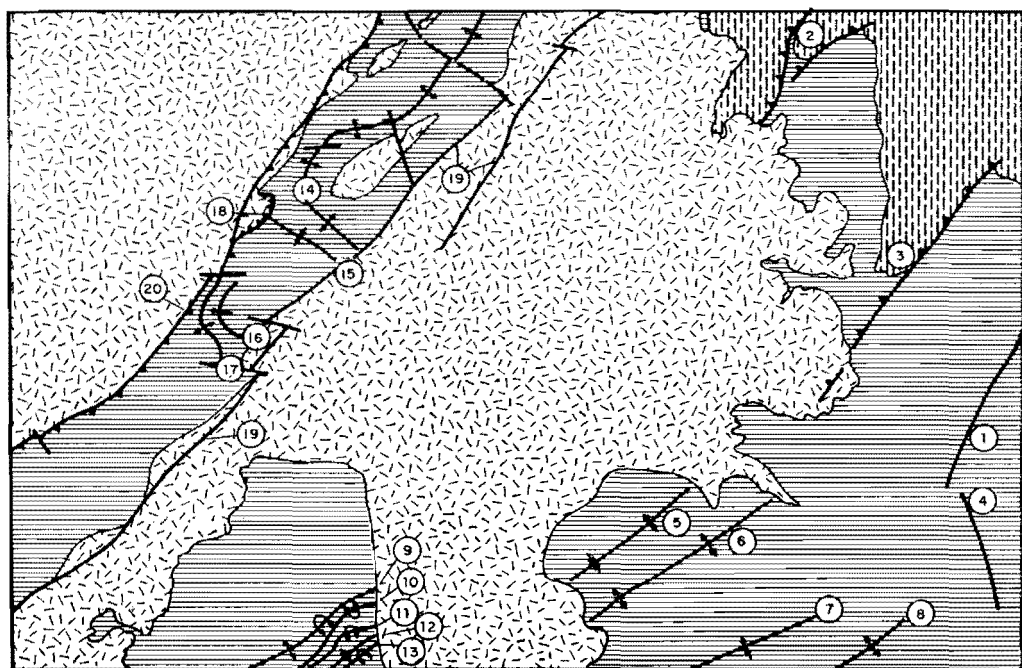


COBERTERA MESOZOICA



ZOCALO PALEOZOICO

Figura 4.—Esquema sobre el desarrollo de fallas inversas de zócalo-cobertera y basculamiento del conjunto en la Unidad Septentrional.



- ① Falla de Montalt
- ② Fallas de Bellmunt
- ③ Falla de Marsá
- ④ Falla de Fatges
- ⑤ Sinclinal de Jardín
- ⑥ Anticlinal de Tivissa
- ⑦ Sinclinal de Las Marradas
- ⑧ Anticlinal del Raco Grand.
- ⑨ Anticlinal de La Viña
- ⑩ Sinclinal de La Basa

- ⑪ Anticlinal de Hons
- ⑫ Sinclinal del Barranco de Los Merlos
- ⑬ Anticlinal del Camino de Pesolles
- ⑭ Anticlinal de Comes Llargues
- ⑮ Sinclinal de La Picoxa
- ⑯ Sinclinal de Salvaterras
- ⑰ Anticlinal de Farico
- ⑱ Cabalgamiento de la Picoxa
- ⑲ Fallas de Pinell - Molá
- ⑳ Falla del Valle del Ebro



ZOCALO HERCINICO



MESOZOICO



TERCIARIO Y CUATERNARIO

Figura 5.—Principales estructuras.

Al SE de Serra de Almos existe un anticlinal volcado, de eje E-O. El flanco sur tiene un buzamiento medio de 20°-30°. El flanco norte, por su extremo oriental buza entre 15° y 30° hacia el N, pero hacia el O aumenta progresiva y rápidamente la inclinación, pasando a ser vertical y llegando a invertirse buzando 60° hacia el sur. Este flanco, a causa del progresivo estiramiento llega a fallarse inversamente, con lo que el anticlinal se convierte en pliegue falla. Esta fractura desaparece hacia el E, cuando el anticlinal se hace normal.

Hacia el N encontramos el sinclinal correspondiente, de dirección N-80-E. El flanco S se normaliza rápidamente en sentido transversal a la estructura, igual que le ocurre de Oeste a Este, pero más lentamente.

Continuando hacia el N, el Muschelkalk Superior está muy replegado presentando 6 repliegues de dirección N-60-E que, probablemente, constituyen un anticlinorio de la misma dirección ligeramente invertido y vergente al NO. Este área se ve dislocada por la falla de Marsá.

Las elevaciones de Montaner constituyen el extremo meridional visible del subbloque de Capsanes. La dirección regional en el sector es N-60-80-E y el buzamiento de conjunto 20° al SE. Estos materiales se introducen bajo la Unidad Meridional sin que se aprecie en ellos ningún síntoma de inversión. Están afectados por una tectónica de fracturas normales, que transforman el frente de corrimiento. Estas fracturas se asocian a dos juegos de direcciones N-35-60-E y N-10-15-O.

La falla de Marsá va atenuándose hacia el SO. Al oeste del km 2 de la carretera de Tivisa a Serra de Almos el salto es muy pequeño, de forma que el Mesozoico del Cerro de Santa Ana constituiría el límite sur del subbloque Masroig-Guiamets.

Las estructuras de la zona norte y sur del subbloque de Capsanes son distintas debido a que, en el sector norte, aflora el Mesozoico por debajo del nivel de despegue (Muschelkalk Medio) y sólo se ve afectado por la fracturación del zócalo. Podemos ver el basculamiento hacia el Oeste que sufrió posteriormente el conjunto de bloques reflejado en las series monoclinales del Bunt y Muschelkalk Inferior. En el sector sur aflora una potente serie mesozoica que sufre una estructuración propia a favor del Muschelkalk Medio, que enmascara a la más profunda de basculamiento y fracturación.

2.2.1.3.3 *Bloque de Montalt* (fig. 3)

El límite meridional de este bloque lo constituye el frente de corrimiento de la Unidad Meridional. La estructura es similar a la del bloque Marsá-Bellmunt y representa su continuación hacia el E, sólo que desplazada por la falla de Montalt.

La dirección más frecuente de los materiales triásicos inferiores al Mus-

chelkalk Medio es N-O-10-O con un buzamiento medio de 15° al Oeste (aflo-
ran en la Hoja de Reus) aunque presentan variaciones de importancia quizá
debidas a arqueamientos de fondo o a fracturas.

La estructura principal la forma un sinclinal invertido con núcleo en el
Bajociense y Cretácico. En la trinchera del km 37,9 de la carretera de Fat-
ges al Collado de Llavería se ve la charnela de dicho sinclinal, que aquí
se desarrolla en los materiales del Cretácico Superior. En este punto no
existen materiales de facies Utrillas y el contacto entre el Bajociense y el
Cretácico Superior se hace por una zona de trituración, que demuestra que
ha habido un desplazamiento relativo bastante fuerte entre ambos. En este
flanco sur puede observarse que los contactos son siempre mecánicos ha-
biendo estado sometidos los materiales a un fuerte empuje de dirección
NNO-SSE que los han invertido y, en muchos casos, pinzado, pues el Mus-
chelkalk Superior, de potencia media 140 m, apenas llega a los 30. El flanco
normal presenta buzamientos de 20°-35° al SE.

La falla de Montalt tiene una dirección N-20-E y un buzamiento variable
entre 60° y 85° al ESE. La superficie de falla se observa claramente en los
materiales del Muschelkalk Inferior. En algunos puntos de este sector está
perfectamente conservada exhibiendo un nítido pulimento tanto los mate-
riales calizo-dolomíticos como la costra de mineralización ferruginosa que
recubre en buena parte la superficie de falla. En todos estos puntos donde
la superficie se conserva inalterada existen numerosas estrías que aparecen
tanto sobre la superficie de la falla primitiva, es decir, la tallada directa-
mente en los materiales calizo-dolomíticos, como en la superficie de las
capitas que pueden distinguirse en la costa ferruginosa. Tanto unas estrías
como otras son prácticamente paralelas y con un «rake» inferior a 5°. El
pulimento de la costra ferruginosa, así como su estriación tanto superficial
como en las capitas que la forman, parece indicar que esta falla ha fun-
cionado más de una vez. Al mismo tiempo, el paralelismo de las estrías
muestra que el movimiento relativo fue prácticamente siempre en la mis-
ma dirección. El hecho de que el «rake» sea inferior a 5° indica que esta
falla es fundamentalmente de desgarre. El salto horizontal es de unos 3 km.
en la parte central.

2.2.1.4 Unidad Meridional

Constituye geográficamente los alrededores de Rasquera y la Sierra de
la Creu (sur de Tivisa).

Tectónicamente se individualiza porque su frente Norte es cabalgante
sobre la Unidad Septentrional y porque, en conjunto, ha sufrido un des-
plazamiento hacia el Norte.

El frente septentrional de esta Unidad está constituido por los mate-
riales del Muschelkalk Medio y Superior, y sufre numerosas indentaciones.

Los materiales de la Unidad Meridional pertenecen a dos grandes bloques: el de Cardó, que constituye los afloramientos mesozoicos que rodean Rasquera, y el de Tivisa, cuyos materiales dan lugar a la Sierra de la Creu, separados por el Plà del Burga, valle de origen tectónico recubierto por un potente manto de pie de monte cuaternario (fig. 3).

2.2.1.4.1 *Manto de Tivisa-La Atalaya.*

El frente de esta estructura lo constituyen los materiales del Muschelkalk Medio que, en algunos casos, quedan reducidos a sólo algunos decímetros. Ellos constituyen la masa plástica que facilitó el despegue y lubricó el desplazamiento.

Los niveles triásicos están fuertemente replegados. Algunas de las complicaciones que se observan debieron producirse durante el corrimiento pero, al menos las que tienen mayor continuidad, pudieron producirse por plegamiento posterior, como es el anticlinal del km 19,5 de la carretera de Tivisa a Fatgés, cuyo núcleo está constituido por el Muschelkalk Medio. La mayoría de estos pliegues no los presentan los materiales sobrecorridos y, por lo general, tampoco el Jurásico suprayacente. Se trata de pliegues disarmónicos originados por despegue a favor de las arcillas del Muschelkalk Medio de la base de corrimiento y de las arcillas del Keuper y por la poca competencia de ellos y de los materiales del Muschelkalk Superior, en relación a los infra y suprayacentes. En Montaner existen dos pequeños isleos tectónicos. El más occidental está situado en una pequeña fosa tectónica que ha permitido su conservación. La superficie de corrimiento es sensiblemente paralela a la estratificación y se localiza sobre los niveles del Cretácico Superior. En este sector el corrimiento es de unos 2,7 km., sin «desplegar» los materiales corridos, en cuyo caso éste aumentaría un mínimo de 0,5 km. Hacia el E podría llegar a los 6 km.

Entre Tivisa y Fatgés, el frente está afectado por numerosas fallas transversales y oblicuas al mismo, que producen numerosas indentaciones. Se pueden asociar a cuatro juegos diferentes: N-30-E, N-50-E, N-90 y N-20-O.

El frente de corrimiento se sigue hacia el Oeste hasta que queda recubierto por el Cuaternario al NO de Tivisa. La envergadura en este lugar es de unos 2 km., lo que hace pensar que el corrimiento se continúa hacia el Oeste durante bastante trecho. El valle del Plà del Burga, que fosiliza el corrimiento, es de origen tectónico, pues ha sido formado por un sistema de fallas de dirección media N-20-O que hunden los labios orientales, individualizando el bloque de Cardó (zona de Rasquera y Miravet), del de Tivisa (Sierra de la Creu). Caben tres posibilidades que expliquen la continuidad lateral del corrimiento:

- a) El corrimiento puede haberse atenuado hasta desaparecer bajo los discordantes.

- b) Puede morir en la zona de fallas del borde oriental del bloque de Cardó, o
- c) Bien únicamente es desplazado por dichas fallas y continúa en la zona NO de Rasquera, en el bloque de Cardó.

Esta tercera posibilidad parece ser la más probable de acuerdo con los datos de campo. En efecto, el cabalgamiento de La Atalaya, de tipo pliegue cabalgante, tiene unas características muy semejantes a las que se observan en el manto de Tivisa en las cercanías de Fatgés. Está originado por despegue entre el Muschelkalk Inferior y Superior a favor de las arcillas del Muschelkalk Medio. Parece ser que enraiza axialmente por el Oeste, en la Hoja de Perelló, y aumenta progresivamente su salto hacia el Este.

De estos datos puede deducirse que el corrimiento de Tivisa, que en esta zona puede considerarse un manto de condiciones modestas, es la continuación del cabalgamiento de La Atalaya, que aumenta progresivamente su envergadura hacia el Este.

2.2.1.4.2 Zona de Fatgés

Se caracteriza porque en ella afloran materiales del Muschelkalk Inferior, complejamente estructurados.

Estos materiales se sitúan encima de los del Muschelkalk Medio y Superior por cabalgamiento originado a favor de las arcillas del Bunt Superior, con una envergadura mínima de 2 km. La superficie de cabalgamiento se sitúa en la base del Muschelkalk Inferior y paralela a la estratificación.

El cabalgamiento termina bruscamente en una falla de desgarre de dirección N-10-E, originada durante la formación del mismo y que permitió una estructuración mucho más compleja en el bloque oriental que en el occidental. Esta fractura es cortada al S de la carretera por la falla de Fatgés de dirección N-20-O que buza 60° hacia el OSO y hunde el bloque occidental.

2.2.1.4.3 Sector de la Sierra de la Creu (Sur de Tivisa)

Forma el sector occidental de la Unidad Meridional dentro del bloque de Tivisa.

Las estructuras principales son cinco grandes pliegues de orientación general NE-SO (fig. 5).

De Norte a Sur, el primero de ellos es el *sinclinal de Jardín*, que se localiza en las inmediaciones del vértice homónimo. Es un sinclinal normal de dirección N-50-E, ligeramente buzante al SO y vergente al NO.

Inmediatamente al Sur encontramos el *anticlinal de Tivisa*, normal, de dirección N-50-E, buzante al SO, en general simétrico y bastante apretado. Casi a lo largo de todo el núcleo existe una fractura subvertical, que sería

en muchos puntos coincidente con el plano axial. A su favor se ha producido la extrusión de las arcillas del Keuper. Los materiales que forman las elevaciones de Montaner y que constituyen el conjunto cabalgado, no exhiben esta estructura anticlinal, lo que permite deducir que se produjo por despegue a favor del Muschelkalk Medio que forma la base del conjunto cabalgante.

El tercer pliegue es el *sinclinal de la Marradas*, situado en plena Sierra de la Creu. Es normal, prácticamente simétrico, de dirección N-65-E y levemente buzante al SO.

Entre este sinclinal y el anticlinal de Tivisa hay varios pliegues de menor importancia, de dirección N-55-E, buzantes al SO y que se amortiguan en dicho sentido.

Más al Sur encontramos el *anticlinal de Racó Grand*, de dirección N-60-E, que se hace progresivamente vergente al NO hacia occidente.

Por el pueblo de Gavadá, aunque con dificultad, se deduce la existencia de un anticlinal con núcleo en el Triásico, de dirección N-40-E. En esta franja, el contacto entre las arcillas del Keuper y las dolomías suprayacentes está fuertemente mecanizado. Esto lo demuestra la existencia, casi constante entre ambos niveles, de una brecha de cantos dolomíticos empastados por las arcillas del Keuper.

Las fracturas del bloque de Tivisa pueden dividirse en dos grupos:

- a) Fallas normales de dirección comprendida entre N-40-E y N-70-E. Generalmente los planos de falla buzán entre 45° y 70° al SE y hunden los bloques meridionales.

De la naturaleza de las fallas y su sensible paralelismo con las direcciones de plegamiento, que para esta zona oscilan entre N-50-E y N-70-E, se puede deducir que se originaron en la etapa de distensión.

- b) Fallas de dirección N-20-30-E. Cortan oblicuamente a las estructuras de plegamiento. En ninguna es directamente observable la superficie de falla pero de su intersección con la topografía se puede deducir que el buzamiento es, en general, bastante fuerte, sin llegar a ser verticales, y que los materiales más modernos se sitúan siempre en el techo de la falla.

Estos accidentes tienen en conjunto características de fallas normales, pero su dirección, que es oblicua a la de las estructuras de plegamiento no permite englobarles en el mismo grupo de las descritas anteriormente, que eran paralelas a la dirección de plegamiento. Puede suponerse también una situación diferente de los esfuerzos principales para ambos grupos. Hay que tener en cuenta, además, que la falla de Montalt, descrita en la Unidad Septentrional, tiene una dirección N-20-E y al menos su último funcionamiento fue como falla de desgarre.

Para ser fracturas originadas durante la etapa de descompresión la situación de los esfuerzos principales intermedio y mínimo tendría que haber variado con relación a la situación que produjo las fallas normales paralelas a los pliegues. Por eso, cabe más bien pensar que funcionaran durante dicha etapa de descompresión pero aprovechando fracturas preexistentes o, a lo sumo, se produjeron fracturas gobernadas o influidas por ellas. Cabría pensar que fueran fracturas reactivadas, originadas durante una fase de la etapa de compresión en la que el eje intermedio de esfuerzos se situase próximo a la vertical, pero el ángulo que forman las fracturas con el eje principal de esfuerzos es superior al que deberían tener.

Podría pensarse también que fueron causadas no por compresión directa sino por un par de fuerzas que originaría fundamentalmente un solo juego de fracturas de cizalla. El par de fuerzas podría estar representado por dos fracturas de desgarre a nivel de zócalo, de las que se especula sobre su existencia en las Hojas de Tarragona, Valls y Villafranca y en ESTEBAN (1973), que dejaran entre ellas un bloque correspondiente a la zona que nos ocupa. De acuerdo con la dirección predominante NO-SE de estas fracturas, tan solo serviría un par que fuese dextrógiro que podría originar un juego de fracturas de cizalla de dirección N-30-E, pero precisamente este juego es el que no favorece la acción del par.

De todas formas, la existencia de estas fracturas de dirección N-20-30-E y con las características indicadas, es un hecho real y muy marcado dentro de la zona estudiada, y su actuación ha tenido bastante importancia en algunos aspectos de la estructuración de este sector de la Cordillera.

2.2.1.4.4 Zona triásica de Rasquera

A nivel del Triásico la estructura fundamental es de fuerte plegamiento. Son pliegues de dirección NE-SO. Entre el pueblo de Rasquera y el frente de cabalgamiento de La Atalaya existen cinco pliegues principales que, de Norte a Sur son (fig. 5):

- Anticlinal de *La Viña*, de dirección N-60-E, vergente al NO, con buzamiento máximo en los flancos de 60°, e invertido en su terminación oriental. El núcleo es el Muschelkalk Medio.
- Sinclinal de *La Basa*, de dirección N-60-E. El flanco Sur está invertido, buzando entre 35° y 90° al SE. En el núcleo aflora el Keuper.
- Anticlinal de *Hons*, de dirección media N-53-E. El flanco Sur buza 55° como máximo. El flanco Norte está invertido y tiene una inclinación mayor.
- Sinclinal del *Barranco de los Merlos*. En su núcleo aflora el Keuper. Es muy apretado, fuertemente asimétrico. El flanco meridional tiene frecuentemente buzamiento vertical.

- Anticlinal del *Camino de Pesolls*, con núcleo en el Muschelkalk Medio, tiene dirección N-45-E.

2.2.2 SIERRA DE CABALLS Y ZONA DE CAMPOSINES-COMES LLARGUES

Constituye una banda meso-cenozoica de unos 3 km. de anchura media, de dirección N-45-E, que aísla el Valle del Ebro de la Depresión de Mora. Longitudinalmente está limitada por dos fallas principales paralelas o sub-paralelas de dirección catalánide.

Estructuralmente se caracteriza por ser una zona de pliegues amplios cortados por una fracturación posterior.

Los grandes pliegues tienen predominantemente dirección NE-SO, aunque sus ejes sufren distintas inflexiones. No obstante, es extraño el giro de los ejes colocándose en dirección NO-SE, prácticamente perpendicular a la que traían. Esto sucede, de Norte a Sur, en el anticlinal de Comes-Llargues, sinclinal de La Picosá, sinclinal de Salvaterras y anticlinal de Farico (fig. 5).

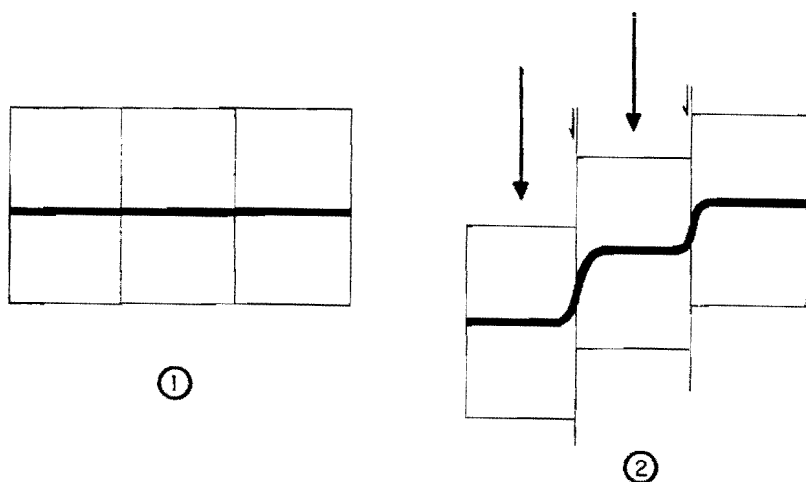
No vemos claras las causas que han producido el giro de los ejes, pero proponemos la hipótesis siguiente:

Fracturas hercínicas preexistentes, de dirección aproximada NO-SE a ONO-ESE (existe una gran falla de este tipo al E de Rasquera que penetra en la Hoja de Perelló) han sido removilizadas en la etapa alpina por empujes de dirección más o menos paralelos a su traza, produciendo, a nivel de zócalo, un movimiento con componente horizontal importante (fig. 6). Los niveles plásticos de la cobertera mesozoica (Buntsandstein Superior, Muschelkalk Medio y Superior y Keuper) han atenuado las fracturas dando lugar a un deslizamiento y arrastre amortiguado, sin romper las estructuras plegadas previamente, de los tramos superiores a ellos.

El esquema podría ser el siguiente:

- a) Plegamiento de la cobertera meso-cenozoica, con ejes NE-SO. El zócalo paleozoico, con su rigidez, impondría esta dirección.
- b) Removilización de fracturas preexistentes con movimientos de bloques del zócalo. Arrastre de las estructuras y giro de los ejes de los pliegues.
- c) Cabalgamiento de La Picosá.
- d) Fracturación inversa que da lugar a la falla del Valle del Ebro.
- e) Etapa de descompresión con fracturación normal de las estructuras.

En el borde Oeste de la banda el Mesozoico prácticamente está vertical o invertido cabalgando al Terciario continental. Sin embargo, en el Este siempre se presenta normal. Esto, junto a que la falla del Valle del Ebro sólo afecta a las capas más bajas del Oligoceno, nos ha inducido a pensar que dicha fractura se formó en la etapa compresiva. Por el contrario, las



-  Eje en materiales mesozoicos
 Empuje
 Falla de desgarre a nivel de zócalo

Figura 6.—Posible explicación del giro de los ejes en la zona de La Picos.

fallas de Pinell-Mola tienen todas las características de una fracturación normal de la etapa de descompresión que contribuyen a la formación de la Depresión de Mora.

2.2.3 DEPRESION DE MORA

La depresión de Mora es una cubeta estructural originada por un gran bloque basculado en sentido NE-SO y hundido posteriormente por fallas de dirección catalánide.

El Paleozoico, junto al Triásico que soporta, en el ángulo NE, se hunde suavemente en dirección SO, basculado por la acción de las fallas normales de Pinell-Molá (fig. 5) y la falla inversa de Marsá, ésta anterior a aquélla. Además se produce una fracturación que subdivide este bloque en otros menores que van configurando, durante la etapa de descompresión, el fondo de la cubeta, cuya mayor profundidad debe corresponder a la zona de Mora de Ebro. Esta fracturación secundaria no es visible en el campo debido al relleno de la depresión por los materiales terciarios y cuaterna-

rios, pero sí es observable a escala de foto aérea desde satélite y con su ayuda se han marcado las principales fracturas.

El relleno de la cubeta lo constituyen materiales que sólo en los bordes presentan un cierto grado de tectonización. En conjunto buzan suavemente hacia el centro de la depresión. Los materiales más antiguos (conglomeráticos y arenosos) y los fundamentalmente margosos, aparentemente sólo están afectados por la fracturación de la etapa de descompresión; las fallas normales que configuran el fondo de la cubeta se han amortiguado en superficie dando lugar a algún repliegue suave cuya continuidad lateral no ha podido seguirse debido a la naturaleza de los materiales, a los recubrimientos cuaternarios y a los cultivos que se han implantado en los materiales margosos.

2.3 TECTOGENESIS Y CRONOLOGIA DE LOS ACCIDENTES DE LA COBERTERA

1. La inestabilidad más temprana la reflejan las dolomías brechoides del Lías Inferior. Son productos resultantes de movimientos de gran radio y pequeña intensidad.

2. Suaves movimientos epirogénicos son responsables de los cambios bruscos en la sedimentación durante el Lías Medio y Dogger Inferior. Entre el depósito de los materiales pliembachenses y toarcienses ocurre un movimiento positivo; entre éstos y los del Dogger Inferior se produce un movimiento de signo contrario.

3. La probable laguna estratigráfica que afecta al Calloviense Superior y Oxfordiense Inferior puede explicarse por procesos resultantes de movimientos epirogénicos. De acuerdo con BULARD (1972) es correlacionable con la que afecta a la Cordillera Ibérica.

4. Es muy probable que, con posterioridad al Kimmeridgiense Inferior y antes del Portlandiense, ocurra un movimiento ascensional que afecte a toda la región estudiada. Este movimiento tiene como consecuencia la erosión de parte de los materiales del Malm, de forma que las dolomías masivas J₃₁₋₃₃ reposan discordantemente sobre los términos de diferente edad dentro del Malm. El que sólo se haya observado estos hechos en dos sectores del Bloque de Cardó, nos impide darle valor regional cierto a dicho movimiento.

5. La ausencia del Cretácico Inferior en la Unidad Septentrional y su gran desarrollo en la Meridional (aflorante en la Hoja de Perelló), unido al acuñaamiento que sufren parte de dichos materiales hacia el NNE, indican que en este tiempo debió ocurrir una marcada subsidencia diferencial en la cuenca, que es mayor hacia el SSO, como consecuencia del hundimiento paulatino de grandes bloques del zócalo.

6. Durante el Cenomaniense se inicia una nueva transgresión, fuerte

aunque breve. Hasta el Maastrichtiense, no aflorante en la Hoja, que son los materiales preorogénicos más jóvenes datados con relativa seguridad en la Unidad Septentrional (ROBLES, 1974), han privado los movimientos verticales, que han producido transgresiones de diferente magnitud regional.

7. La etapa orogénica de compresión, se realiza en sentido SSE-NNO aproximadamente. La orogenia se localiza fundamentalmente en el Oligoceno, aunque algunos accidentes han podido iniciarse en el Eoceno e incluso Paleoceno. La Unidad Meridional se comporta con bastante independencia del zócalo paleozoico. Se caracteriza por despegues a nivel del Triás y corrimiento hacia el N-NNO. El cabalgamiento sobre la Unidad Septentrional es post Maastrichtiense y posiblemente intrapaleocena, aunque ha podido evolucionar algo más después. Posteriormente se acentúa el plegamiento y se producen nuevos cabalgamientos en la cobertera. La etapa de distensión es muy manifiesta desde la base del Mioceno. Da lugar a fallas normales sensiblemente paralelas a la dirección de plegamiento. Otras, oblicuas a la dirección de los pliegues, rejuegan como normales, a pesar de haberse producido en la etapa de compresión con diferente carácter (principalmente de desgarre). Los dos conjuntos de fallas producen un basculamiento hacia el Oeste de grandes bloques, ayudado por fallas de nueva creación cuya actuación ha continuado durante el Plioceno.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales carboníferos de la Hoja pueden considerarse como el resultado de la colmatación de una cuenca en la que los primeros materiales que se depositan son predominantemente arcillosos. Posteriormente son sustituidos por elementos cada vez más detríticos.

Todos estos materiales son plegados por la Orogénesis Herciniana según dos fases principales. Más tarde se erosionan, aunque no podemos precisar si la etapa erosiva se inicia en el Pérmico o en el Buntsandstein.

La granodiorita asciende probablemente durante el Carbonífero Superior Pérmico, dando lugar al metamorfismo de los materiales paleozoicos. El dique porfídico tiene también esta edad.

Sobre la superficie de erosión de los materiales paleozoicos y en régimen fluvial, de acuerdo con los tipos de laminación y exposición en forma de canales, se depositaron los materiales detríticos rojos del Buntsandstein, probablemente en forma de abanicos aluviales de no gran pendiente. Las paleocorrientes señalan que el aporte provenía fundamentalmente de entre el NE y NO.

Las facies carbonatadas del Muschelkalk se originan en un medio intermareal y, a lo sumo, de plataforma carbonática para el Muschelkalk Superior, que supone transgresiones marinas débiles por su carácter, pero

amplias por su extensión. Entre estas dos transgresiones marinas existe un período de regresión en el que se deposita el tramo rojo keuperóide en un medio que, para VIRGILI (1958), es marino poco profundo, ubicado en el borde de un continente con relieve suave. El medio sedimentario que existía en la región durante el depósito de los materiales del Muschelkalk Superior es claramente marino aunque, probablemente, sin llegar a ser de profundidad. Cabe pensar que se tratase de una plataforma carbonática somera, con aporte de material detrítico fino que, posiblemente, quedaba sin cubrir por las aguas de forma esporádica.

El depósito arcilloso del Keuper manifiesta una nueva regresión. Poco a poco, la cuenca adquiere características continentales y se depositan las arcillas y yesos. El relieve debió ser muy suave, dando lugar a pequeñas cuencas lagunares en las que se depositan las evaporitas.

Al comienzo del Lias la cuenca se hace ligeramente más subsidente: se inicia la transgresión jurásica. Los materiales calcáreos basales se depositan en un medio de plataforma marina muy proximal y posteriormente se dolomitizan.

El nivel de dolomías brechoide-conglomeráticas masivas debió formarse en un momento de elevada energía en el medio sedimentario. Puede relacionarse con una cierta inestabilidad tectónica, producto de movimientos de gran radio del zócalo, de carácter epirogénico y que abarcarían a la zona donde primitivamente se habían depositado los materiales que lo integran. En los bordes de este megadomo se formarían grandes conos de conglomerados (probablemente submarinos). Al finalizar, o casi al finalizar este movimiento, se depositaron calizas, posteriormente dolomitizadas que debido a los últimos impulsos se brechifican. Hasta el Pliensbachense la sedimentación se realiza en un mar tranquilo y de poca profundidad. Durante el Toarciense Inferior y Medio, el medio es marino muy bien desarrollado pero proximal. En el Toarciense Superior y Bajociense basal la sedimentación es escasa. En el Bajociense Inferior el medio sedimentario se manifiesta claramente marino, de plataforma continental con características distales que se mantienen durante el Bathoniense y Calloviense Inferior. Es muy probable la existencia de una laguna estratigráfica a nivel del Calloviense Superior y Oxfordiense Inferior que sería correlacionable con la que afecta a la Cordillera Ibérica. Durante el Oxfordiense Medio y Superior y Kimmeridgiense Inferior el medio es marino, de plataforma.

Con posterioridad al Kimmeridgiense Inferior y antes del Portlandiense (?) la zona queda emergida y sometida a erosión, como lo prueban los residuos lateríticos en el contacto, en este caso discordante, entre las calizas del Oxfordiense y Kimmeridgiense con las dolomías suprayacentes.

La fuerte dolomitización sufrida por los materiales Portlandienses no permite deducir cuál era el medio existente en la zona durante el tiempo que éstos representan. Es claro que la región estuvo sometida a frecuentes

períodos de emersión, como lo demuestran las numerosas superficies de erosión costrificadas y con restos lateríticos. Es muy probable que el claro medio marino existente durante el Dogger y parte del Malm se abandone definitivamente tras la emersión post-kimmeridgiense inferior y que la transgresión subsiguiente sólo permita la instalación de un medio de transición o muy poco marino. Si es así, durante el Jurásico terminal se depositan micritas que corresponden a plataformas muy amplias y regulares, someras, que se extendían hacia el Maestrazgo nord-oriental.

El Cretácico Inferior marino no está representado en la Hoja, probablemente debido a que los materiales depositados fueron escasos y a las frecuentes etapas de erosión, que llega a profundizar hasta el Lías Superior. El Cretácico Inferior está muy bien desarrollado en la zona de Perelló (Hoja de Perelló), donde alcanza una potencia de 900 m. debido a que la zona presenta una fuerte subsidencia, tanto mayor cuanto más nos desplazamos hacia el Sur. Durante el depósito de los materiales detríticos de facies Utrillas (Albiense) la zona estaba en régimen continental.

El Cretácico Superior se inicia con una transgresión, depositándose calizas durante el Cenomaniense y Turoniense.

En el Senoniense, que no aflora en la Hoja, el medio es regresivo, con facies marinas muy proximales.

El carácter continental de los sedimentos se acentúa durante el Eoceno por colmatación de la cuenca de sedimentación mesozoica y degradación del área fuente. En estas condiciones se depositaron los materiales eocenos (T_{c2v}^A y T_{c2a}^A) y oligocenos (T_{c3s}^A y T_{c3m1}^A) que se hallan en la misma área sedimentaria que el Mesozoico, si bien dividida ya en pequeñas cuencas terciarias. Los sedimentos de estos tramos presentan facies lagunares salobres, de aguas muy cálidas, con influencias marinas en los últimos niveles. El inicio de la orogénesis alpina se localiza fundamentalmente en el Oligoceno, aunque quizá los efectos del plegamiento se hacen sentir durante el Eoceno y quizá antes en algunos sectores.

La orogénesis alpina afecta al zócalo paleozoico, fracturándolo en gran número de bloques que arrastran a la cobertera mesocenozoica. En el zócalo se producen fallas que afectan a la cobertera, así como algún arqueamiento de radio medio. Las dos Unidades tectónicas de la cobertera se comportan de distinta manera. La Septentrional tiene una estructura bastante influenciada por el zócalo, si bien también exhibe estructuras de plegamiento y cabalgamiento, propias e independientes del zócalo, originadas por despegue a nivel del Triás; la Meridional tiene una estructura muy independiente del zócalo. Se caracteriza por su despegue con base en el Triás y corrimiento hacia el N-NNO. Internamente tiene una estructura de plegamiento y cabalgamiento. A escala regional, todo este sector de las Catalánides está constituido por una serie de bloques que se van hundiendo hacia el NO dando lugar en el norte de Barcelona y Lérida a la formación

de depresiones que son rápidamente ocupadas por el mar. Hacia el SO los episodios marinos son progresivamente más cortos y modernos, aunque nunca sobrepasan el Eoceno; además hay amplias zonas deltaicas tanto más recientes cuanto más al sur están situadas. Los materiales mesozoicos y terciarios preorogénicos, a medida que se plegaban iban emergiendo, dando lugar a la deposición sinorogénica en discordancia progresiva de todos los conglomerados cuyas facies de sedimentación son de regímenes fluviales (deltas) con influencias marinas (playas).

En la etapa de descompresión se produce una fracturación normal de dirección principal NE-SO. Los terciarios postorogénicos se depositan en régimen lagunar con una cierta influencia marina y, mientras que en el Valle del Ebro las calizas y margas $T_{c3-1}^{A,B}$ se sedimentan en facies lagunares salobres y sapropélicas, de aguas tranquilas y sin influencias marinas, los conglomerados y margas (T_{c1cg}^B y T_{c1m}^B) de la Depresión de Mora indican probablemente un nuevo descenso del fondo de la cubeta, que ya presentaba ciertas características marinas en el depósito de las margas T_{c3m2}^A .

Posteriormente se produce la erosión de todos los materiales, dando lugar a glacis de potencia y extensión considerables. El río Ebro deposita dos terrazas bien desarrolladas, en parte recubiertas por nuevos niveles de glacis.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS IGNEAS

a) Rocas intrusivas ($\gamma\eta^2$)

Están compuestas fundamentalmente por granodioritas biotíticas, localmente con hornblenda.

Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. A veces contiene hornblenda. Los accesorios son caolín, opaco, esfena, apatito, óxidos de hierro, sericita, circón y mineral de epidota.

La textura es hipidiomórfica de grano fino a medio, tendiendo a la porfídica.

Existe una fracturación intensa cementada posteriormente por carbonatos que incluso sustituyen parcialmente a la plagioclasa.

El estado de meteorización es considerable, presentándose, en general, en forma de arena.

b) Rocas filonianas (FO^2)

Las rocas de este tipo más frecuentes son los pórfidos graníticos. Sola-

mente se ha cartografiado el dique de mayor tamaño, pues los demás tienen escasa entidad y no son representables a esta escala, ya que tienen de 1 a 2 m. de potencia.

Todos tienen una composición similar, con cuarzo, sericita, mica blanca y feldespato potásico como minerales principales y caolín, biotita, esfena, apatito, circón, rutilo, mineral de hierro, clorita y opaco como accesorios.

La textura es porfídica con matriz finogranular de cuarzo y sericita. Hay fenocristales heterométricos de cuarzo, mica blanca, feldespato (a veces totalmente sericitizado o caolinizado) y biotita moscovitizada.

Los procesos de alteración de los pórfidos graníticos son de naturaleza hidrotermal, pertenecientes a la facies cuarzo-sericitica.

La potencia del dique cartografiado, que buza 60°, puede llegar a más de 300 m. en las cercanías de Molá. A veces engloba pizarras.

A lo largo de su corrida, de dirección casi E-O, se sitúa una serie de minas de galena, aunque la metalización corresponde a la etapa de descompresión y afecta también a los materiales carboníferos.

Hay también esporádicos diques de aplita de escasa potencia (5-10 cm.). Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Los accesorios son biotita, clorita, sericita, esfena, apatito, mineral de hierro y circón.

La textura es panalotriomórfica.

Todos los componentes son alotriomórficos de tamaño fino-medio. La plagioclasa se observa maclada, zonada con ligera sericitización y con tendencia al hábito euhedral. La biotita es escasa, apareciendo generalmente cloritizada.

Se ha detectado la presencia de un dique de sienita albitica. El componente principal es plagioclasa alcalina. Los accesorios son mica blanca, cuarzo, feldespato potásico, mineral de hierro, clorita, rutilo, esfena, apatito y circón. El estado de carbonatización suele ser importante.

La textura es hipidiomórfica heterogranular.

La plagioclasa es subidiomórfica y está maclada y ligeramente caolinizada. Los carbonatos, impregnados de óxidos de hierro, están distribuidos irregularmente. El cuarzo, muy escaso, es xenomórfico.

4.2 ROCAS METAMORFICAS

Existen dos tipos de metamorfismo en los materiales paleozoicos: un primer metamorfismo regional en su grado bajo, correspondiente a la facies de los esquistos verdes, y un posterior metamorfismo de contacto provocado por la intrusión granítica al que se superponen acciones pneumatolíticas tardías acompañadas de neoformaciones de mica blanca y turmalina.

4.2.1 METAMORFISMO REGIONAL

Los efectos de este tipo de metamorfismo son de escasa intensidad, correspondiendo a la epizona superior o zona de la clorita de los esquistos verdes.

Los materiales iniciales se transforman en filitas, cuarcitas, pizarras más o menos cuarzosas, metagrauvas o metareniscas.

Las rocas pelíticas pasan a pizarras y filitas formadas fundamentalmente por material micáceo: sericita, clorita y mica blanca. El cuarzo está normalmente presente, a veces como componente principal, en partículas tamaño limo. Como accesorios se presentan feldespato, apatito, circón, grafito, mineral de hierro y opaco.

Las areniscas se transforman en cuarcitas, metareniscas y metagrauvas. Los componentes principales son cuarzo, mica blanca, feldespato y sericita. Los accesorios están constituidos fundamentalmente por clorita, grafito, apatito, circón, rutilo y mineral de hierro.

4.2.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

Este tipo de metamorfismo está producido por la intrusión granítica de Marsá. Podemos distinguir dos grados: el más intenso corresponde a la facies de corneanas hornbléndicas y da lugar a una nueva mineralogénesis de los minerales de la roca primitiva que pasa a ser corneana calcosilicada con wollastonita, diópsido y vesubiana como componentes principales, y grosularia y plagioclasa como accesorios.

La wollastonita se presenta en placas medianas de hábito fibroso y la grosularia en gruesos cristales asociados a modo de mosqueo, a veces con inclusiones de plagioclasa normalmente saururizada (posible escapolita). El diópsido es xenomorfo.

Este tipo de metamorfismo sólo ha podido detectarse en una muestra. El resto corresponde a un metamorfismo más bajo. Los sedimentos no experimentan grandes cambios, no superando la facies de albíta-epidota (pizarras y filitas mosqueadas, metareniscas, metagrauvas, metarcosas y microcuarcitas).

En los sedimentos pelíticos es común el mosqueo producido por la concentración de grafito, óxidos de hierro y minerales de arcilla, en particular caolín vermicular. La presencia de biotita es otra característica común a filitas y metareniscas. Otros componentes son turmalina, granate y anfíbol.

Biotita y turmalina son minerales de neoformación producidos como consecuencia del aumento de temperatura.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

La región que circunda a Bellmunt de Ciurana ha tenido, desde la época romana hasta hace pocos años, un cierto interés minero. Existen numerosas minas, ahora paradas, que han producido galena y plata.

El mineral, que va asociado a esfalerita, calcita, dolomita, piritita y baritina principalmente, se distribuye en filones resultado del relleno de fracturas de la etapa de distensión provocada por la tectónica de la zona. Arman indistintamente en las pizarras y en los diques de pórfido.

La sucesión de hastial a filón es calcita, dolomita, galena. En profundidad desaparecen los carbonatos y, a 500 m., la galena se pone en contacto con los hastiales.

Todas estas minas parecen estar agotadas.

En la zona de Pinell de Bray existen canteras para la explotación de las margas oligocenas con destino a la industria cerámica de Alfarería, cerca de Miravet.

En la desembocadura del río Ciurana en el Ebro, se están explotando las gravas del lecho del río, fundamentalmente para obras públicas.

Hay un cierto número de pequeñas canteras (la mayoría sin explotar en la actualidad) que han producido materiales para la construcción (granodiorita y caliza del Muschelkalk Inferior), yeso (Mioceno) y arcillas para refractarios (Oligoceno y Muschelkalk Medio).

5.2 HIDROGEOLOGIA

En las terrazas del Ebro y del Ciurana es donde se desarrollan los únicos cultivos de regadío. Su naturaleza conglomerática hace a estos materiales especialmente aptos para constituir acuíferos de cierta importancia, por su extensión más que por su potencia. Además son el núcleo de la cuenca de recepción de los ríos de prácticamente la totalidad de la Hoja.

Acuíferos potenciales por su permeabilidad en grande son las dolomías brechoides del Lías Inferior y las del Jurásico Superior, especialmente éstas, que están suavemente plegadas y dan formas sinclinales relativamente amplias.

La granodiorita, debido a su descomposición avanzada, constituye también un buen nivel hidrogeológico, pues se comporta como arenas sueltas muy permeables.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. (1956).—«El Cretáceo en España. El Maestrazgo y la Cordillera Litoral Catalana». *Mem. IGME*, tomo 57, pp. 120-160, Madrid.
- ASHAUER, H., y TEICHMULLER, R. (1946).—«Origen y desarrollo de las Cordilleras Variscas y Alpílicas de Cataluña». *Publ. Extr. Geol. Esp. C.S.I.C.*, Madrid, vol. III, núm. 9, pp. 1-93, Madrid.
- BATALLER, J. R. (1922).—«El Jurásico de la provincia de Tarragona». *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, núm. 29, pp. 1-117, Madrid.
- BENZAQUEN, M.; MARTINEZ, W., y NUÑEZ, A. (1973).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 446 (VALLS). Mapa Geológico de España E: 1:50.000 (Segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- (1973).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 473 (TARRAGONA). Mapa Geológico de España E: 1:50.000 (Segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- (1973).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 419 (VILLAFRANCA DEL PENEDES). Mapa Geológico de España E: 1:50.000 (Segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- BULARD, P. F. (1972).—«Le Jurassique moyen et superieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)». *Tesis Univ. Niza*.
- COLODRON, I.; NUÑEZ, A., y RUIZ, V. (1976).—«Memoria y Hoja Geológica número 472 (REUS). Mapa Geológico de España E: 1:50.000 (Segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- (1977).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 445 (CORNUDELLA). Mapa Geológico de España E: 1:50.000 (Segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- COY-YLL, R., y FONT, M. (1966).—«Estudio roentgenológico y espectrográfico de las especies minerales en la roca encajante del criadero de Plomo de Bellmunt de Ciurana (Tarragona)». *Not. y Com. IGME*, núm. 92, pp. 29-56, Madrid.
- (1969).—«Nota sobre el microanálisis por sonda electrónica de la mena y ganga del yacimiento de galena de Bellmunt de Ciurana». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Natur.*, núm. 77, pp. 87-95, Madrid.
- ESTEBAN, M. (1973).—«Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (Prov. de Tarragona y Barcelona)». *Tesis Doctoral Universidad de Barcelona*.
- GARCIA BOADA, J. (1974).—«El Terciario de la Depresión de Mora y su relación con el borde oriental de la Depresión del Ebro (prov. de Tarragona)». *Seminarios de Estratigrafía*, núm. 9, pp. 11-20, Madrid.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1972).—«Mapa geológico de España E: 1:200.000, Hoja núm. 41 (Tortosa)».
- LLOPIS, N. (1974).—«Contribución al conocimiento de la morfo-estructura de los Catalánides». *Publ. Inst. Lucas Mallada C.S.I.C.*, Madrid.

- ORCHE, E.; ROBLES, S., y ROSELL, J. (1976).—«Memoria y Hoja Geológica número 497 (PERELLO). Mapa Geológico de España E: 1:50.000 (Segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- ORCHE, E., y COLODRON, I. (1977).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 444 (FLIX). Mapa Geológico de España E: 1:50.000 (Segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- ROBLES OROZCO, S. (1974).—«Estudio geológico del Mesozoico del Bloque del Cardó y sectores adyacentes». *Tesis Univ. Autónoma*, Barcelona.
- VIRGILI, C. (1958).—«El Triásico de las Catalánides». *Bol. IGME*, tomo 69, Madrid.
- VIRGILI, C., y HERNANDO, S. (1974).—«Datación del Trías medio en la región comprendida entre Los Condemios y Miedes de Atienza (NO de la provincia de Guadalajara)». *Sem. Estratigrafía*, núm. 9, pp. 1-9, Madrid.
- VIA, L., y VILLALTA, J. F. (1971).—«Restos de Crustáceos decápodos en el Triásico de Montral». *Cent. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo 1, pp. 495-514, Madrid.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA