



IGME

472

33-18

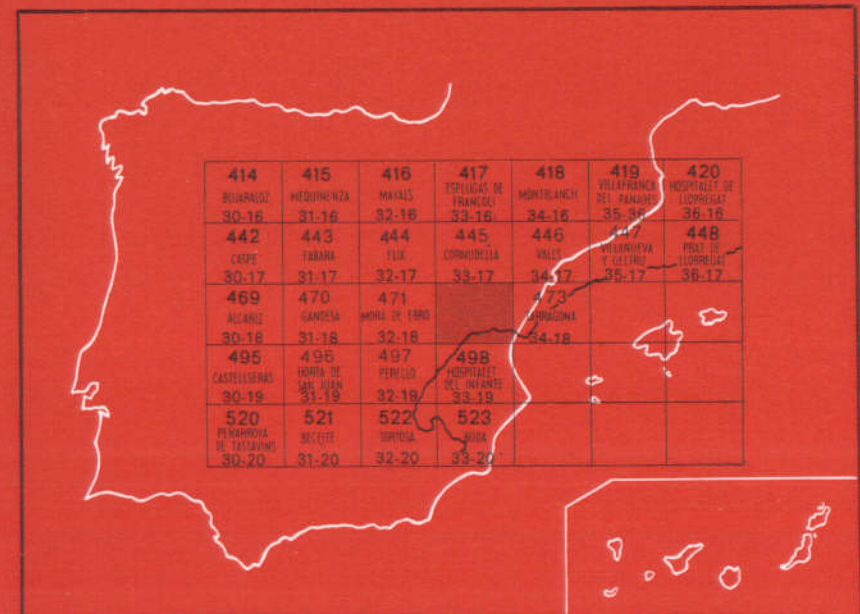
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

REUS

Segunda serie - Primera edición

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



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

REUS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por FINA IBERICA, S. A. dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Geología de Campo y Síntesis*: Alfonso Núñez, Ignacio Colodrón y Vicente Ruiz.

En *Sedimentología y Micropaleontología*: Isabel Cabañas y M.^a Angeles Uralde.

Ayudante de campo: Fernando Abellán.

En *Delineación*: Ramón Bretones.

En *Laboratorio*: FINA IBERICA, S. A.

Con la colaboración de: la Cátedra de Paleontología de ETSIM en la determinación de la macrofauna, y Vicente Gabaldón en petrografía; siendo los supervisores del IGME José María Tosal Suárez y Cecilio Quesada Ochoa, junto con la ayuda de Antonio Rebollar Quirós.

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 - 40.865 - 1980

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

INTRODUCCION

El área ocupada por la Hoja de Reus pertenece en su totalidad a la provincia de Tarragona, estando situada en el centro de la misma.

Tratar de resolver los problemas geológicos, tanto estratigráficos como tectónicos, dentro del reducido marco geográfico era bastante difícil, por lo que necesariamente hemos tenido que recurrir al conocimiento regional, viéndonos obligados a abandonar nuestra zona, introduciendo toponímicos geográficos correspondientes a regiones vecinas, a pesar de que, en esta Memoria resumen, el planteamiento geológico en general será tratado limitándonos en lo posible al área cartografiada.

Geológicamente, nuestra Hoja está enmarcada dentro de la unidad «Cadenas Costero-Catalanas», pudiendo distinguir en ella dos unidades estructurales bien distintas: el Macizo del Priorato (que comprende los afloramientos mesozoicos, paleozoicos y de rocas plutónicas), situado al NO, y la depresión Reus-Valls, que constituiría el resto de la zona emergida, cubierta totalmente por depósitos de edad cuaternaria.

En cuanto a bibliografía, son tan numerosas las citas existentes sobre la región que sería interminable enumerarlas. Caben destacar, además de las Tesis Doctorales, los trabajos inéditos de Compañías Petroleras que, aportando contiguos datos, están llevando a un conocimiento cada vez más preciso de la región.

Con esta Memoria no intentamos haber resuelto los problemas existentes; sin embargo, esperamos que un nuevo impulso investigador perfile con más exactitud las hipótesis planteadas.

Por último queremos anotar que consideramos a Wenceslao Martínez como coautor de la Hoja, por haber tomado como dato de partida su cartografía previa, junto con sus aportaciones a la concepción tectónica y paleogeográfica de la zona.

1 ESTRATIGRAFIA

En nuestro mapa se pueden distinguir dos conjuntos bien diferentes:

— La serie carbonífera, muy mezclada con intrusiones plutónicas, cuyos afloramientos quedan limitados por la Sierra de Pradell y las localidades de Montroig y Botarell junto con los de Falset, está formando el basamento sobre el cual se apoya una cobertera mesozoica.

— La serie mesozoica, que está formando el resto de los relieves, tiene un Triásico bien representado, un Jurásico cuya serie únicamente puede verse completa al sur de la Hoja, y un Cretácico exclusivamente superior en nuestro mapa.

El resto de la zona emergida son depósitos detríticos de edad cuaternaria, con lo que no hay afloramiento de ningún sedimento terciario, salvo una diminuta banda de Paleoceno en facies garumniense que está en Cabo Salou, teniendo su límite Oeste justo en el borde de las dos Hojas (Reus-Tarragona); junto a los pequeños afloramientos que de Paleógeno hay sobre el Cretácico, recubiertos por los cabalgamientos del Muschelkalk 3.

1.1 PALEOZOICO

Es indudable que el estudio del Paleozoico Catalán presenta serias dificultades derivadas todas ellas de sus malas condiciones de observación y de su escasa expresividad morfológica. En nuestra Hoja el problema se acentúa al encontrarse lleno de filones de rocas plutónicas, impidiendo el levantamiento de una serie estratigráfica.

De las rocas plutónicas, cuya cartografía ha tenido que ser simplificada debido al factor escala, nos ocuparemos en el apartado de Petrografía.

En cuanto a los depósitos sedimentarios metamorfizados, sin un solo elemento paleontológico de control estratigráfico, hemos cartografiado una facies fundamental, atribuyéndole una edad carbonífera por simple correlación litológica con zonas vecinas donde han sido datados.

1.1.1 CARBONIFERO

El Carbonífero comprendido en la Hoja es muy homogéneo y consta de una potente serie evaluable en un mínimo de 1.000 metros de espesor. Está formada por grandes alternancias de:

a) Pizarras finas, de color gris negruzco, fácilmente exfoliables, entre las que puede intercalarse algún nivel decimétrico de pizarras arenosas y algún nivel centimétrico de liditas.

b) Areniscas de grano fino, con grano-selección, junto con bancos masivos de areniscas silíceas de grano fino, más o menos apizarradas, entre las que se encuentran intercalados bancos de conglomerados de hasta 10 cm. de potencia formados por cantos casi exclusivamente de cuarzo bien rodados, de diámetro entre 1 y 5 mm., y de matriz arenosa.

En el contacto con el Buntsandstein existe normalmente un suelo de alteración compuesto por arcillitas y areniscas de tonos grises y amarillentos.

1.2 TRIASICO

Está representado por facies que, de modo general, se mantienen muy constantes a lo largo de la región catalana. Fue objeto, en especial su estratigrafía, de un intenso estudio por parte de C. VIRGILI (1958), al cual poco podemos aportar. En él se definieron edad, formaciones y facies que han llegado ya a ser clásicas y ha servido de base importante para nuestros trabajos sobre el Trías. La cronología se ha establecido por correlación de litofacies de acuerdo con dichos estudios.

A pesar de la constancia de facies antes aludida, hay que destacar que, precisamente en esta Hoja, se pueden observar cambios de facies y potencia en el Muschelkalk 3 y Keuper.

1.2.1 BUNTSANDSTEIN (T_{G1})

Formado por las típicas facies detríticas rojas, su potencia es variable, dentro de ciertos límites, dado su carácter de relleno de paleocanales. Podemos establecer como orden de cifra que varía entre 70 y 140 m. aproximadamente, encontrándose el máximo espesor entre Montroig y Villanueva de Escornalbou.

Litológicamente pueden separarse dos tramos: una parte inferior, formada por elementos detríticos groseros en los que a su vez se observa un aumento del tamaño de los mismos hacia la base, donde fundamentalmente abundan los conglomerados. Son estos de color rojo, cemento escaso y elementos predominantes de Q, normalmente bien rodados y heterométricos, con tamaños máximos del orden de 10 cm. Dentro de este tramo, hacia el techo, se encuentran como predominantes las arenas y areniscas rojas y eventualmente grises o amarillentas, normalmente cargadas de arcillas. En estos niveles es normal la estratificación cruzada, en la que se observa una clasificación de tamaños gradada en cada lámina (set).

El tramo superior, formado por arcillas rojas y verdes con débiles pasadas de areniscas, tiene un espesor aproximado del orden de 20 m., siendo a veces difícil su evaluación por las malas condiciones de sus afloramientos o

por efectos de laminación tectónica. Cuando las condiciones de afloramientos son buenas, no es raro encontrar pequeñas laminaciones. Hay que señalar además en este tramo la presencia de yesos (C. VIRGILI, 1958) no detectada en nuestras investigaciones de superficie, aunque sí confirmada según datos de sondeos en la zona.

En cuanto a su fauna, no se ha encontrado ninguna, por lo que nos remitiremos al trabajo de C. VIRGILI para su datación.

1.2.2 MUSCHELKALK

1.2.2.1 **Muschelkalk 1** (T_{G21})

Constituido por calizas y dolomías microcristalinas gris azuladas, cuya potencia oscila entre 70 y 90 m.

Su litología es esencialmente carbonática, formada por calizas micríticas de color gris azulado en corte fresco. Normalmente están dispuestas en bancos regulares de 1 m. aproximadamente de espesor. Es frecuente que la dolomitización adquiera un carácter irregular, aunque parece ser más frecuente en la parte superior. Se observan a veces secciones de Lamelibranquios y Ammonoideos (?) siendo difícil su extracción y aún más su datación, por lo que se ha recurrido a su correlación con las facies descritas por C. VIRGILI (1958).

En el contacto con el Bunt, cuando las condiciones lo permiten se observan «ripples», pero lo más característico es la bioturbación, que afecta a las calizas y cuya huella persiste en muchos casos en las dolomías, aunque no es frecuente.

Las características petrográficas más acusadas son el tamaño microcristalino a criptocristalino de sus constituyentes (micrita y dolomicrita).

1.2.2.2 **Muschelkalk 2** (T_{G22})

Está representado por arcillas rojas con intercalaciones de arenisca arcillosa, igualmente de tonos rojizos y, en muchas ocasiones, bancos o inclusiones de yesos dispuestos arbitrariamente, pero que a veces llegan a ser explotables como en las cercanías de Mas Riudoms, donde existen pequeñas canteras abandonadas. La potencia de esta serie oscila entre 50 y 80 m.

Geomorfológicamente constituye un tramo blando y las condiciones de afloramiento son generalmente malas. Estructuralmente es un nivel incompetente causante de grandes despegues de los niveles superiores.

En su seno encontramos diabasas, observables en las cercanías de Mas Riudoms, por la ruta que le une con Hospitalet del Infante.

Este tramo no presenta fauna alguna, quedando datado por su posición estratigráfica.

1.2.2.3 Muschelkalk 3 (T_{G23})

Este nivel sufre una evolución de norte a sur de la Hoja, pasando en la parte meridional hacia facies más margosas y potentes. Su potencia varía desde unos 110 a 200 m.

En la parte basal es mayor la proporción de calizas duras gris a beige, profundamente bioturbadas, con intercalaciones delgadas de margas. La dolomitización es irregular y adquiere grandes proporciones. Tanto la caliza como la dolomía son de grano muy fino y a veces se observan algunos filamentos, restos de Equinodermos y otros bioclastos.

Hacia la parte superior se va cargando progresivamente de margas hasta que éstas llegan a dominar sobre el conjunto, reduciéndose las dolomías a plaquetas centimétricas que se encuentran bioturbadas en extremo, pues realmente están constituidas por fucoides.

En el techo se observan, en las proximidades de Mas Boquera, débiles intercalaciones de arcillas rojas que anuncian el paso al Keuper, que se hará de forma insensible.

En los afloramientos más septentrionales de la Hoja su carácter es prácticamente dolomítico.

1.2.3 KEUPER (T_{G3})

Al igual que el tramo anterior se observa un engrosamiento considerable de potencia en dirección S-SO. Presenta sus facies típicas de arcillas rojas y versicolores con yesos intercalados que a veces forman grandes paquetes, mientras que otras veces adquiere un carácter margoso dolomítico. Hacia la parte septentrional se observan pasadas dolomíticas, a veces carniolizadas. Su potencia es difícilmente evaluable, ya que su contacto con el nivel subyacente se hace de forma progresiva y casi insensible y además se encuentra frecuentemente laminado tectónicamente debido a su carácter incompetente. Como magnitud podemos decir que su espesor varía entre 30 y 150 m. Su máximo se establece en la zona de Mas Riudoms. Un carácter bastante acusado es la ausencia de elementos detríticos gruesos. No se ha encontrado ninguna fauna y como atribución stratigráfica hemos aceptado la establecida por C. VIRGILI (1958).

1.3 JURASICO

Extensamente representado en la Hoja de Reus, está formado por un gran paquete carbonático que llega a alcanzar unos 650 m., de los cuales la mayoría afloran en la región. Aunque son varias las series realizadas, sólo en la de Vandellós se pueden observar todos los términos. Representan un área subsidente donde los depósitos adquieren su máximo espesor. La continuidad

de sus materiales hacia el Norte se ve truncada por fenómenos tectónicos que impiden un estudio de su evolución. Sin embargo, otros datos fuera del ámbito de la Hoja permiten completar su estudio.

1.3.1 LIAS

Constituye un paquete fundamentalmente dolomítico, al menos en su base. Se han distinguido tres miembros, que presentan una gran continuidad lateral. Su descripción, de más antiguo a más moderno, es la siguiente:

1.3.1.1 Lías 1 (J_{11-12}^d)

Formado por dolomías generalmente de grano fino, que a veces presentan fantasmas de calcarenitas. Su color es gris claro y se encuentran dispuestas en estratos cuyo espesor es menor de 1 m. La potencia de este nivel oscila entre 20 y 50 m.

Son frecuentes los «ripples» y las laminaciones cruzadas, así como la existencia de intraclastos, sobre todo en su base. La observación de este nivel a veces es difícil porque está recubierto de derrubios de ladera y su contacto con el Keuper (T_{c3}) se encuentra muchas veces mecanizado. Su datación se ha hecho por posición stratigráfica sobre el Keuper, pero no se han reunido pruebas paleontológicas que confirmen su edad. Marca el comienzo de un nuevo ciclo transgresivo.

1.3.1.2 Lías 2 (J_{11-12})

Posee una típica litofacies, estando constituido fundamentalmente por una brecha dolomítica rosada de grano grueso, fácilmente identificable por su color. En el tramo de mayor espesor del Lías y su potencia, aunque variable, oscila entre 170 y 220 m., disminuyendo su espesor hacia el NE (La Musara, Hoja de Valls). Esta brecha incluye a veces, sobre todo en la parte inferior, elementos dolomíticos de niveles triásicos, mientras que en otras ocasiones es realmente una brecha intraformacional. A veces es frecuente encontrar niveles de dolomía fina intercalados, bien estratificados, en contraposición con el resto que presenta una estratificación masiva. La interpretación de este nivel es un tanto enigmática. Cuando la brecha es poligénica podemos deducir una gran energía en el medio de transporte, habiéndose interpretado incluso como depósitos resultantes de deslizamientos dentro de la propia cuenca. De cualquier forma la escasa redondez de sus componentes, así como la distribución caótica de los mismos, nos indican un transporte corto.

No se ha encontrado fauna alguna y su datación se ha hecho por la posición stratigráfica respecto a los materiales suprayacentes e inferiores.

1.3.1.3 Lías 3 (J₁₁₋₁₄⁰⁻²)

Superponiéndose a los niveles anteriores y en perfecta continuidad se observa una serie de calizas micríticas, en su parte inferior, de color beige claro a blanquecinas, con una potencia que oscila entre 15 y 70 m. Presentan una dolomitización irregular en su contacto inferior con el miembro bréchi-co (J₁₁₋₁₂), que a veces alcanza a todo este tramo calcáreo, conservándose en muchos casos los moldes de su fauna.

En su contacto con el nivel inferior aparecen unas calizas micríticas claras en las que se observan algunos foraminíferos difíciles de identificar. En posición superior aparecen unas calcarenitas gravelosas, oolíticas, en las que no es difícil encontrar secciones de Lamelibranquios y Gasterópodos. Poco a poco se van cargando en margas y elementos piritosos, apareciendo juntas margosas que aumentan de espesor hasta llegar a ser verdaderas intercalaciones de margas entre calizas margosas con niveles calcareníticos.

Este último tramo pierde su carácter margoso cuando nos desplazamos hacia el Norte, igualmente su potencia también disminuye en el mismo sentido, llegando a constituir un paquete de calizas blanquecinas micríticas con esporádicas pasadas de calcarenita oolítica.

Este nivel se caracteriza también por la abundancia de Braquiópodos, que indican a veces verdaderas tanatocenosis; también son frecuentes los Equinodermos, Lamelibranquios y Ammonoideos.

La microfauna encontrada ha sido fundamentalmente:

Lingulina tenera

Glomospira sp.

Dentalina sp.

Lingulina pupa

Saccocoma sp.

Involutina liassica

Pseudocyclamina

así como Dasycladáceas, Nodosáridos, Radiolarios, Textuláridos, restos de Crinoides, etc.

La aparición de:

Lituosepta reconbewsis

Pseudopfenderina butherlini

Glomospira sp.

Pfenderina sp.

nos permitirán incluir este tramo en el Lías Medio a Superior.

ROBLES (1974), cuya tesis abarca gran parte de esta Hoja, ha encontrado Ammonitidos que le han permitido darle la datación de Pliensbachense Inferior.

1.3.1.4 Lías-Dogger

Este tránsito está representado por un nivel de condensación que constituye una capa guía en toda la zona. La potencia es reducida, siendo cuando máximo de unos 5 m. Su litología está constituida por calizas margosas con puntos piritosos, presentando en su superficie costras y nódulos ferruginosos. Fenómeno muy característico es la gran cantidad de oolitos ferruginosos incluidos en su parte superior. Otra de sus características es la abundancia de fauna, siendo frecuentes los Ammonites, Braquiópodos y Lamelibranquios.

Entre la fauna recogida se han encontrado:

- Rynchonella* sp.
- Ctenostreon electra*, D'ORB.
- Pleurotomaria amaliae*, DUM.
- Belemnopsis canaliculata*, SCHOT.
- Bouleiceras vitescens*, THEV.
- Chondroceras gervillii*, SOW.
- Pelekodites peletus*, BUCK.
- Strenoceras bajocense*, DEFR.
- Graphoceras concavun*, SOW.
- Tetrahynchia tetraedra*, SOW.
- Waldheimia (Zeilleria) carinata*, LAM.
- Pseudodiadema prisciniaciense*, COTTEAU.

que datan del Toarciense al Bajociense. ROBLES (1974) ha encontrado Ammonites del Toarciense Superior, por lo que dicho nivel de condensación representa el tránsito Lías-Dogger.

1.3.2 DOGGER (J₁₄₋₂₄³⁻¹)

En perfecta continuidad pasamos a los materiales del Dogger, en los que se pueden distinguir claramente dos miembros, si bien su separación cartográfica es difícil dado que no presentan apreciables diferencias geomorfológicas.

El miembro inferior está formado por calizas margosas «aboudinadas» con puntos piritosos y restos carbonosos e intercalaciones de margas gris-azuladas. Normalmente lo denominamos «Miembro de Cancellophycus» por la gran cantidad de huellas que presentan, si bien éstas pueden aparecer en niveles más inferiores del Lías. Al microscopio se han observado filamentos aunque no en gran cantidad, conchas finas de Lamelibranquios, Radiolarios, Lagéni-

dos, *Cornuspira* sp., *Globochaete* sp. y embriones de Ammonites. La macrofauna encontrada ha sido:

Poecilomorphus cycloides, D'ORB.
Macrocephalites?
Procerites (Phaulozigzag)
Oppelia subradiata, SOW.
Phaulozigzag phaulomorphus, BUCK.
Planisphinctens planilobus, BUCK.
Parkinsonia parkinsoni, SOW.
Sonninia sowerbyi, MILLER.
Cleistosphinctes cleistus, BUCK.
Teloceras blagdeni?, SOW.
Deucostrastes genicularis, WAAG.
Leptosphinctes sp.
Vermisphinctes sp.
Terebratula sp.
Berbericeras sekikene, ROM.
Spiroceras sp.
Siemiradzkaia aurigera, OPPEL.
Lissoceras sp.

que datan el Bajociense y Bathoniense.

Hacia el Este es afectado este nivel por la dolomitización que a veces llega a dominar en la totalidad. Hacia el Norte yace bajo las facies detríticas del Cretácico Inferior (¿Albiense?), lo que nos impide precisar su extensión paleogeográfica.

El miembro que denominamos «Miembro Filamentos» está formado por calizas micríticas con algunas pasadas de calcarenitas gravelosas pseudooolíticas y restos piritosos. Hacia la base son algo margosas; poseen a veces gran cantidad de filamentos alineados y paralelos a la estratificación. En la parte superior aparecen a veces gruesos romboedros de dolomía y niveles dolomíticos. Este fenómeno se hace más intenso hacia el Este, llegando a adquirir un carácter dominante. En el Cabo de Salou este miembro se halla dolomitizado casi en su totalidad.

Al microscopio se observan abundantes filamentos, *Cornuspira* sp., *Globochaetes*, Lagénidos, Ostrácodos, Radiolarios, *Aptychus*, espículas de Espongiarios, etc.

Aunque no poseemos muchos datos sobre su potencia, podemos decir que su espesor es de 50 m. para el «Miembro *Cancellophycus*» y de 100 m. para el «Miembro Filamentos».

1.3.3 MALM (J⁰⁻³₃₂₋₃₃)

A los depósitos precedentes se superpone una serie dolomítica de unos 200 m. de potencia constituida por dolomías gris claro, vacuolares, muy porosas, cuya zona superior se encuentra frecuentemente karstificada. Morfológicamente constituye una gran cornisa de aspecto masivo que domina el SO de la Hoja. Su datación Kimmeridgiense se basa en su posición estratigráfica, pues los términos inmediatamente superiores han sido datados como Portlandiense en la Hoja de Hospitalet del Infante.

1.4 CRETACICO

Contrariamente al Jurásico, la sedimentación en el Cretácico es bastante reducida y adquiere signos de continentalidad. En la Hoja de Reus no se encuentran sino a partir del Albiense (C₁₆), quedando el Neocomiense relegado a zonas más meridionales (Hoja de Hospitalet del Infante) o bien habiendo sido erosionado, pues los primeros depósitos post-jurásicos son precisamente continentales.

1.4.1 ALBIENSE (C₁₆)

Separados por una discordancia erosiva, se encuentran los depósitos albienses, descansando sobre materiales jurásicos de distinta edad. Donde está mejor representado es en la Mesa de Llavería, encontrándose unas veces sobre el Lías 3 (J⁰⁻²₁₁₋₁₄) y otras sobre el Dogger (J³⁻¹₁₄₋₂₄).

Su litofacies son arenas y arcillas rojas a ocreas, limonitizadas, en las que son frecuentes las costras y nódulos ferruginosos, cuarzos bipiramidados y Jacintos de Compostela y restos vegetales limonitizados.

En las arenas es fácil observar estratificaciones entrecruzadas.

No se han encontrado restos fósiles que nos indiquen su edad, pero, por su posición estratigráfica, podemos asegurar que son antecenomanienses. Dado su carácter continental y la emersión que representa podemos fácilmente correlacionarlo con otras series de la región (series de Salomo y Salou en las Hojas de Valls y Tarragona, respectivamente) donde estos niveles están perfectamente datados como Albiense (C₁₆), no existiendo desde el Triás otro nivel de arcillas rojas y carácter continental en esta zona. Por su posición y facies lo correlacionamos con las «Facies Utrillas» del Maestrazgo.

1.4.2 CRETACICO SUPERIOR (C₂₁₋₂₆)

De nuevo una transgresión marina se aprecia en la región, originando los depósitos cenomanienses que se han encontrado en la zona de Llavería. Son estos dolomíticos en su base, de grano medio y color gris, cuya potencia

no va más allá de los 15 m. Superponiéndose se encuentran unas calizas micríticas que a veces pueden llegar a ser calcarenitas oolíticas, gravelosas, eventualmente con glauconia. A la lupa presentan Miliólidos y Praealveolinas, aunque sólo en escasos niveles. Hacia la parte superior se intercalan capas margosas ricas en Charáceas y acaban por último en unos bancos dolomíticos. La potencia total observable para este período alcanza como máximo unos 5 m.

Las determinaciones de la microfauna basadas en el estudio de láminas delgadas ha revelado entre otras especies:

Praeglobotruncana sp.
Cuneolina sp.
Sabaudia minuta
Praealveolina sp.
P. cf. cretacica brevis
P. iberica
P. simplex
P. tenuis
Vidalina sp.
Ovalveolina ovum
Pseudolituonella reicheli

que delatan la presencia de Cenomaniense y posiblemente Turoniense.

El estudio de las Charáceas nos muestra la presencia de:

Amblyochara sp.
Peckichara sp.

que nos sitúan entre Cenomaniense y Campaniense, posiblemente Turoniense-Santoniense.

1.5 TERCARIO

Como colofón a la continentalidad que viene observándose en los niveles cretácicos más superiores, nos encontramos con unas arcillas rojas que incluyen débiles pasadas de arenas arcillosas. Su posición y litología nos recuerdan las facies garumnienses.

Estas facies las encontramos en dos puntos de la Hoja de Reus: en el Cabo de Salou, donde tienen intercalados niveles conglomeráticos y pasadas marinas con Alveolinas que permiten incluirlas en el Paleógeno (T⁴) y en la región de Llavería, donde se superponen a los niveles cretácicos, encontrándose normalmente laminadas tectónicamente por cabalgamientos del Muschelkalk 3 (T₆₂₃).

La similitud de facies con el Muschelkalk 2 (T₆₂₂) y el hecho de que este

último sea el nivel incompetente sobre el que se despega el cabalgamiento de Muschelkalk 3 (T_{c23}), hace que Garumniense y Muschelkalk 2 (T_{c22}) sean fácilmente confundibles en las proximidades de Llavería.

En cuanto a su datación exacta es difícil establecerla con precisión, pues si en el Cabo de Salou obtenemos una edad Paleocena, existen datos en la zona que le asignan una edad Oligoceno a Mioceno Inferior. De esta forma bien podría ser éste un tramo compresivo que reflejase la emersión de sus dominios desde el Paleoceno al Mioceno Inferior. De cualquier forma la falta de datos no permite concretar más al respecto.

Se incluye también en la leyenda un tramo marino de margas arenosas blanquecinas que no afloran dentro de la Hoja y a las que atribuimos una edad mio-pliocena (T^B). Este tramo, junto con el Cuaternario, es el que rellena la depresión de Reus y su existencia se pone de manifiesto en las Hojas de Cornudella, Tarragona y Valls. En esta última Hoja fue datado, inmediatamente debajo de los últimos depósitos continentales, como Tortoniense Superior-Andaluciense.

1.6 CUATERNARIO

Queremos anotar aquí que para este apartado hemos tomado como dato base el estudio que sobre el Cuaternario de este sector han efectuado PEREZ y LERET (1970).

Aproximadamente la mitad de la Hoja está cubierta por depósitos de esta edad y su potencia total puede alcanzar unos 300 m. Su cronología es muy difícil de establecer por la ausencia de fauna e industria, siendo además muy arriesgado atribuir los escasos hallazgos a una formación determinada, dado el intenso carácter de resedimentación. Incluso aún no es fácil de establecer una cronología relativa, puesto que no existen relaciones geométricas entre todas las formaciones.

Nuestros criterios estratigráficos son pues muy hipotéticos, así que efectuaremos las descripciones guardando lo que puede ser una cierta cronología relativa.

1.6.1 PIE DE MONTE ANTIGUO (Q_{cg1})

Al NO de Montroig existen unos depósitos fluviales, a modo de cono de deyección, que actualmente se encuentran colgados entre las cotas 120 y 180. Sedimentológicamente presentan todas las características de un depósito fluvial de arroyada, siendo curioso el hecho de no tener un solo canto paleozoico, estando formado exclusivamente de cantos mesozoicos bastante cementados.

1.6.2 ARCILLAS Y LIMOS ROJOS (Q_a)

Nos referimos a un pequeño afloramiento que hay al norte de la localidad de Reus, que está constituido por alternancias cíclicas de arcillas y limos rojos con algunos cantos de granodiorita y pizarra. Cada ciclo presenta un espesor de 2.70 m. y niveles de paleocanales. La cota de la parte superior del depósito es de 140 m.

Su origen puede ser debido a colmataciones sucesivas de una pequeña laguna.

1.6.3 PIE DE MONTE MODERNO (Q_{cg2})

Podemos considerar a estos depósitos como los sucesores del anterior pie de monte con unas condiciones climáticas muy semejantes. Geográficamente se extienden desde Montroig hasta el mar, introduciéndose en la Hoja de Hospitalet del Infante.

Está formado por cantos englobados en una matriz arcillo-arenosa. Los cantos son mesozoicos y graníticos, junto con alguna pizarra, pero generalmente carbonáticos, lo que ha hecho posible que durante una época posterior cálida y seca se formara la costra que los recubre y diera lugar al enriquecimiento en carbonatos de niveles inmediatamente inferiores a dicha costra.

Cerca de Montroig la separación entre los dos pie de montes se realiza por un escarpe sobre cuyo origen pueden plantearse dos hipótesis. La primera sería que, anterior a la deposición del segundo pie de monte, el primero hubiera sido erosionado quedando extrañamente un escarpe entre ambos. Más lógico sería pensar (segunda hipótesis) que una vez depositado el segundo pie de monte se estableciese una erosión remontante que, al tener distinta compactación se traduciría en una erosión diferencial, quedando así un escarpe entre los dos pie de montes.

1.6.4 GRAVAS ENCOSTRADAS (Q_{cd})

Este depósito podría ser, si no el mismo, si contemporáneo con el anterior, ya que en realidad es un pie de monte que, como el otro, forma una orla al pie de los macizos circundantes; el único factor que los diferencia es que en este último no existe grado de cementación. Está constituido por cantos heterométricos y angulosos con una matriz arcillo-limosa. Posee intercalados lentejones de 30-50 cm. de potencia de arena. Los cantos tienen un diámetro que oscila entre 10 y 20 mm., aunque pueden alcanzar tamaños de 1 m. El 75 por 100 son materiales no mesozoicos predominando los pizarrosos.

El depósito está frecuentemente cubierto por una costra calcárea de débil potencia que engloba numerosos cantos. Allá donde la costra no existe, la car-

tografía es difícil ya que es fácilmente confundible con los depósitos que denominamos de la Depresión Reus-Valls, siendo pues el límite entre ambos un mero contacto geomorfológico.

1.6.5 DEPOSITOS DE LA DEPRESION REUS-VALLS (Q_g) Y ALUVIONES (Q_{A1})

Denominamos con este nombre los depósitos que más extensión ocupan. Son materiales esencialmente detríticos, finos, con inclusiones de paleocanales y cantos gruesos distribuidos irregularmente. Al separarnos del relieve periférico la granulometría descende, siendo difícil encontrar cantos en las áreas próximas a la línea de costa actual.

El carácter litológico de los cantos es sumamente variable de unas zonas a otras, siendo los más representados los cantos paleozoicos y de rocas granitoideas.

La génesis del depósito no está realmente clara, puesto que en ocasiones se presenta con caracteres torrenciales y en otras claramente aluvial, habiendo influido posiblemente ambos fenómenos.

A lo largo de las distintas rieras y en el lecho de las mismas, pueden observarse materiales detríticos (Q_{A1}) correspondientes a los actuales aluviones.

Es de notar en la riera de Maspujols un posible cauce abandonado.

1.6.6 DEPOSITOS COSTEROS

A lo largo de la costa puede observarse un escarpe que posiblemente corresponde a la línea transgresiva flandriense; entre ella y la línea de costa actual aparecen unos limos negros (Q_1) que seguramente son los únicos depósitos de Cuaternario no continentales que aparecen en nuestra Hoja, ya que en Hojas vecinas hay afloramientos de playas tirrenienses.

En todo el litoral se establece un cordón de depósitos de playa (Q_s) a base de finas arenas con intercalaciones de zonas de cantos fundamentalmente pizarrosos, afectados por la abrasión marina.

Entre las localidades de Salou y Cambrils, en contacto con la playa, existe un estrecho cordón de dunas litorales (Q_b) que, como casi todos los depósitos de edad cuaternaria, están muy degradados y semicubiertos por las recientes construcciones.

Por último hemos representado como Cuaternario indiferenciado (Q) los modernos conos de deyección, junto con los suelos de alteración que, por ser de poca potencia y enmascarar la geología, hemos reducido al mínimo imprescindible.

2 TECTONICA

La zona en estudio no es más que una parte de las estructuras de mayor magnitud que integran la región catalana y su interpretación no se entiende sino dentro del marco regional.

2.1 MARCO TECTONICO REGIONAL

Continuando con el análisis hecho en las Hojas que lo bordean al N y E, utilizaremos sus esquemas para explicar el funcionamiento de las unidades de esta zona, que no son más que la continuación de las estudiadas ya en las zonas mencionadas.

Las principales unidades estructurales definidas han sido:

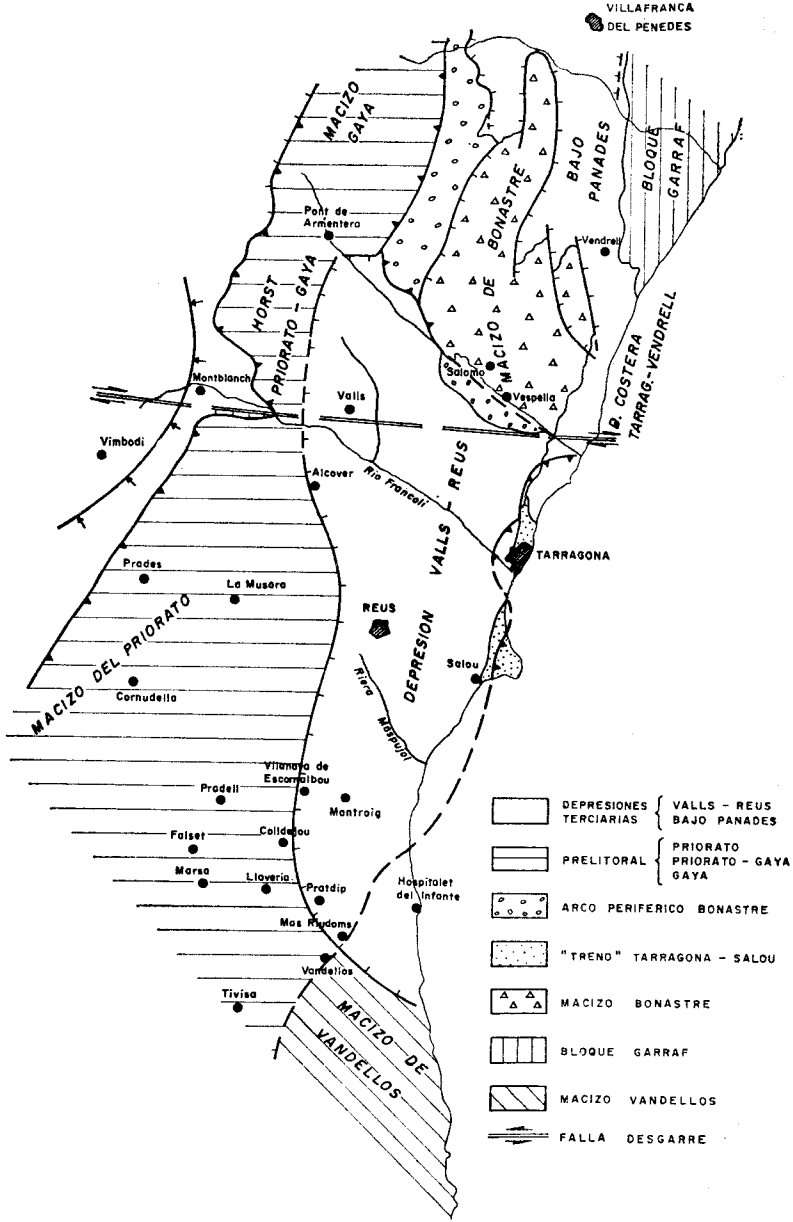
- Gran Horst prelitoral, con los sectores: Horst del Priorato-Gayá, definido fuera de la Hoja. Horst del Priorato con dos niveles de funcionamiento distinto: zócalo paleozoico y cobertera mesozoica.
- Areas de cabalgamientos de Pradip.
- Macizo de Vandellós.
- Depresión de Reus-Valls.
- Arco periférico de Bonastre.
- Macizo periférico de Bonastre.
- Bloque del Garraf.

Como direcciones estructurales son dos las que se hacen sentir primordialmente: una de rumbo aproximadamente NE-SO, de directrices alpinas, que es al que se observa en la Hoja y otra que la cruza NO-SE que recuerda las directrices hercínicas.

En sentido vertical cabe destacar el distinto comportamiento que tienen los materiales paleozoicos en relación con su cobertera posterior. Aquéllos se comportan como un conjunto rígido ayudados también por el basamento granítico, mientras que la cobertera, más plástica, se deforma más fácilmente.

En el comportamiento del paquete post-paleozoico intervienen de forma importante una serie de niveles de despegue correspondientes a arcillas y materiales extraordinariamente plásticos que facilitan los deslizamientos. Los que en esta región adquieren mayor importancia son: la parte superior del Bunt, el Muschelkalk 2, que es el que interviene de forma más decisiva y el Keuper, facilitando su labor el Muschelkalk 3 en sus niveles margosos.

Como elementos tectónicos importantes caben destacar las fallas inversas, cabalgamientos y pliegues volcados pertenecientes a un estado de compresión junto con las fallas de desgarre; y las fallas normales características del período de distensión.



VILLAFRANCA DEL PENEDES

- DEPRESIONES TERCARIAS { VALLS - REUS BAJO PANADES
- PRELITORAL { PRIORATO PRIORATO - GAYA GAYA
- ARCO PERIFERICO BONASTRE
- "TREN" TARRAGONA - SALOU
- MACIZO BONASTRE
- BLOQUE GARRAF
- MACIZO VANDELLOS
- FALLA DESGARRE

Dentro de la panorámica general podemos observar las siguientes partes: frentes de fallas y pliegues inversos y hasta cabalgamientos.

Un primero, que separa la Cordillera Prelitoral Catalana (Horst del Priorato y Horst Priorato-Gayá) de la Cuenca del Ebro. Otro posterior, integrado por el arco periférico de Bonastre, línea Salou-Tarragona y el área de cabalgamiento de Pradip. Esta línea presenta los efectos más espectaculares. Esporádicamente se presentan estructuras menores, como la Mola de Coldejou, fruto de la competencia diferencial de los materiales al ser afectados por el empuje.

Estas líneas separan, a su vez, distintas áreas con un comportamiento tectónico diferente: la Cuenca del Ebro, que bordea este sistema por sus límites N y NO; macizo del Priorato y del Gayá, comprendidos entre los dos frentes aludidos, y los bloques de Vandellós y Garraf, que limitan con el Mar Mediterráneo.

Estas unidades hasta ahora descritas se ven afectadas por las fallas de desgarre producto de la diferente velocidad con que se mueven los bloques paleozoicos que soportan la cobertera.

Por último, sobreponiéndose al sistema descrito, tenemos las depresiones terciarias de Reus-Valls y del Penedés.

2.2 TECTOGENESIS Y ESTRUCTURAS LOCALES

Examinaremos ahora las características estructurales de las unidades diferenciadas, intentando definir la génesis estructural de cada una de ellas.

2.2.1 GRAN HORST PRELITORAL

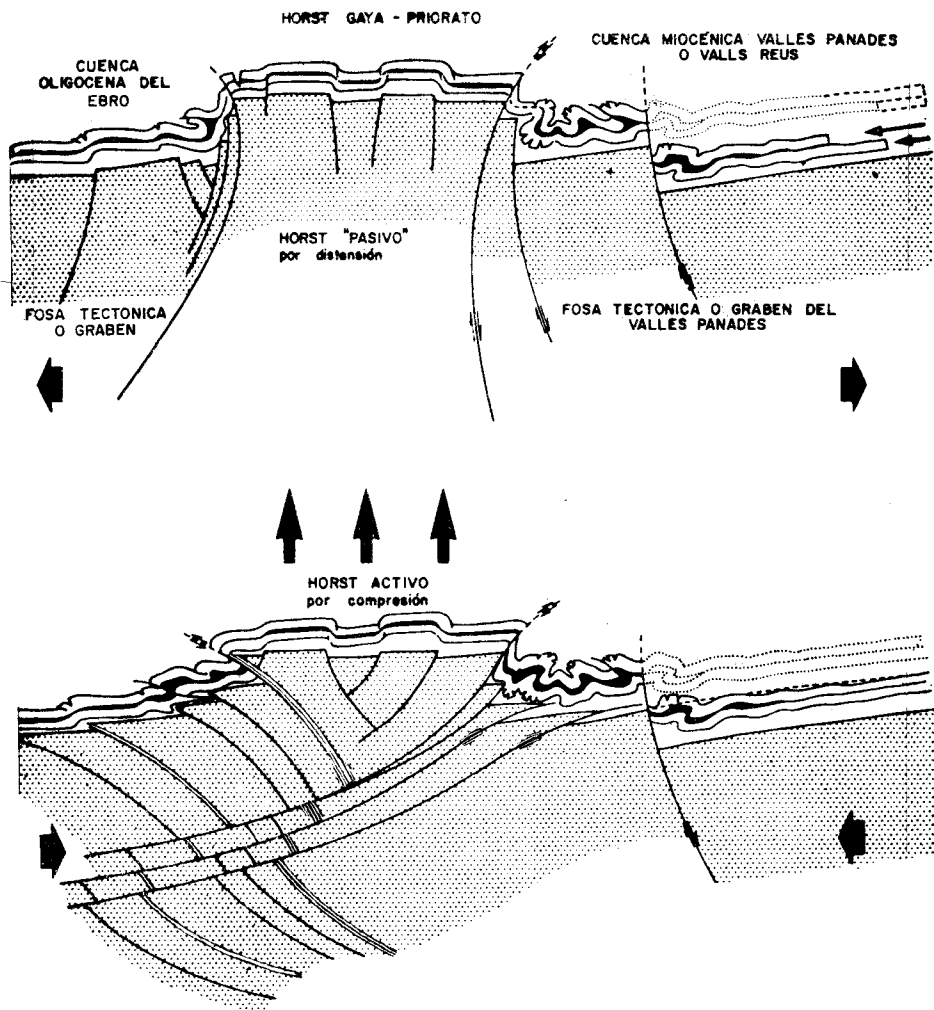
Corresponde a una estructura elevada que separa durante más de 200 Km. de longitud las depresiones terciarias del Ebro, al Norte, y de Valls-Reus, Vallés-Penedés, al Sur.

En líneas generales, la arista norte de la estructura es francamente cabalgante sobre el Paleógeno del Ebro, mientras que la arista sur se presenta como una falla normal en los sectores Priorato-Gayá y con juego en inversa en la prolongación nororiental.

El mecanismo de formación de esta estructura es discutible y participa, a priori, de dos hipótesis de base:

- Génesis atribuida al movimiento giratorio de bloques rígidos de zócalo que, al hundirse, hacen que fallas fundamentalmente normales en profundidad se vuelvan inversas en superficie.

En esta hipótesis conservadora el horst es considerado como *una estructura residual, elemento pasivo, no hundido* respecto a las fosas adyacentes. Un auténtico desafío a la gravedad.



- Producto de fallas fundamentalmente inversas, localmente próximas a la vertical en superficie y confundible con fallas normales. Estas fallas se tumban en profundidad traduciendo compresiones laterales. Ahora el horst aparece como una *estructura activa*, una *cuña* cuya *expulsión hacia arriba* es una consecuencia de la formación de las fosas adyacentes.

Esta segunda hipótesis supone la posibilidad de que el horst cabalgue no sólo al Paleógeno de la Cuenca del Ebro, sino también a la depresión Reus-Valls. Este cabalgamiento hacia el Sur es realmente visible más al NE, donde el sector denominado Bloque del Gayá está limitado al Sur por una falla o haz de fallas que han jugado en inversas.

La gran falla, con salto posiblemente próximo a los 2.000 m. que limita por el Sur el horst, poniendo en contacto terrenos paleozoicos y miocenos, sería una falla posterior a la formación del horst.

Este resurgir del horst es sin duda producto de la traslación en dirección SE del zócalo profundo de la Cuenca del Ebro, traslación de la que son fieles testigos las fallas de transformación y que provoca compresiones energéticas a nivel del zócalo.

Al observar a escala 1:500.000 la alineación existente entre los frentes cabalgantes del Priorato y Bloque del Gayá, es palpable que no existe un movimiento diferencial entre ambos bloques. Sin embargo, el Horst Priorato-Gayá presenta, con respecto al Priorato, un desplazamiento en horizontal próximo a 8 Km. Interpretamos que es el movimiento diferencial de estos bloques el que provoca las profundas inflexiones del frente cabalgante del horst, inflexiones reñidas con la escasa flecha de cabalgamiento que en realidad existe.

Representante en la Hoja de Reus de este gran horst prelitoral, es el que hemos llamado Macizo de Pradés, si bien en él no podemos observar todos los detalles obtenidos en toda la longitud de esta unidad. En cuanto a la base paleozoica, se ve tan afectada por las distintas orogenias que le han afectado, que ha resultado imposible poner en claro su funcionamiento tectónico. La cobertera mesozoica no cubre toda la estructura y ha sufrido una intensa erosión a la vez que, en su extremo NO, se encuentra cortada por la gran falla de Marsá. Por estas razones es posible que no veamos las estructuras inversas que acompañan a este borde del citado horst en su recorrido por otras Hojas.

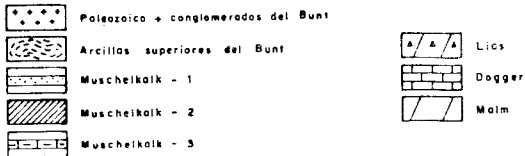
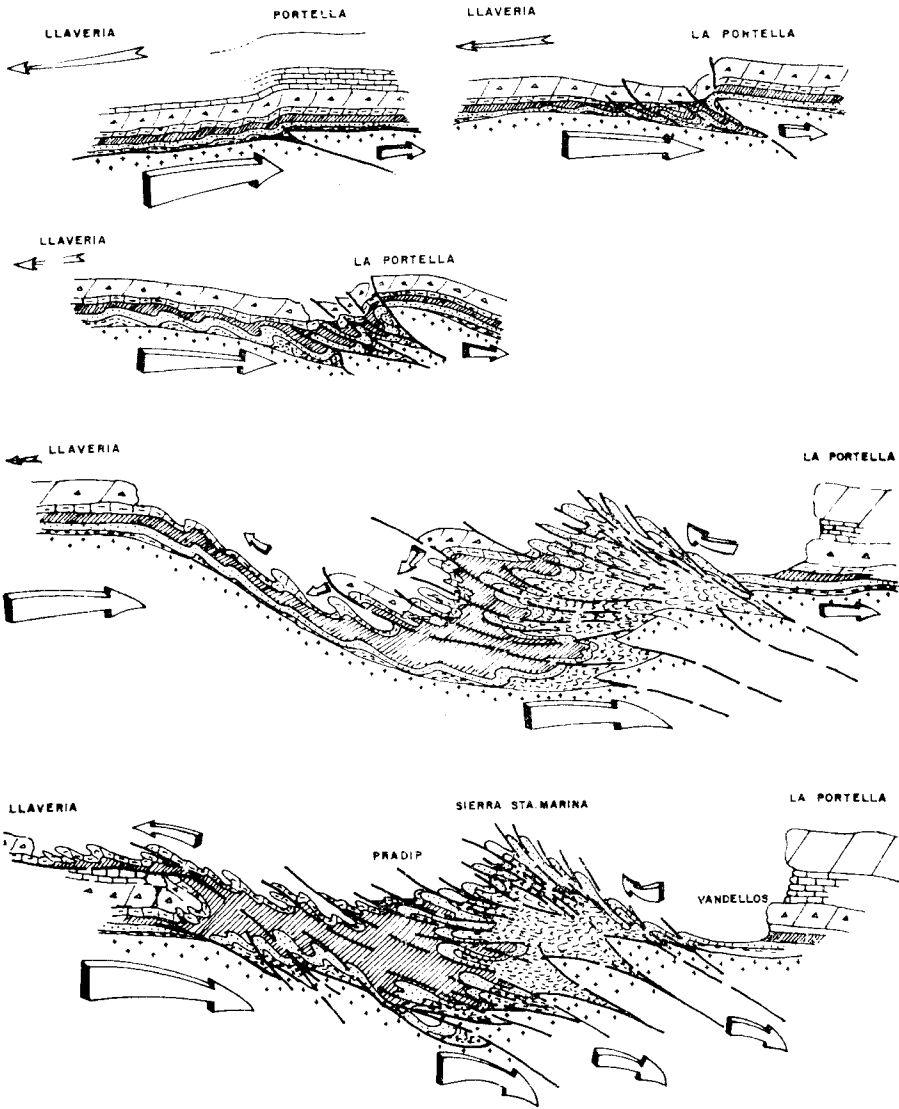
2.2.2 AREA DE CABALGAMIENTO DE PRADIP

En ella se encuentran los efectos más espectaculares de la zona de los esfuerzos a compresión. Es fácil encontrar fallas inversas, pliegues volcados al N-NO y por último cabalgamientos de los materiales triásicos y de Lías sobre el Macizo de Pradés.

La primera cuestión que nos preguntamos es de donde proviene la gran acumulación de materiales del Muschelkalk que forma la Sierra de Santa Marina.

Este no puede proceder de las cadenas que se pueden observar más al Sur, pues el Muschelkalk 3 se encuentra en su base relativamente tranquilo y lo mismo ocurre con la Mesa de Ullavería. Por tanto, sólo los podríamos traer

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA TRANSVERSAL LLAVERIA - LA PORTELLA



o bien de los dominios ocupados actualmente por el mar o de los de la cuenca del Ebro. Sin embargo, nos resulta en extremo extraño que en su recorrido no hayan dejado huella alguna hasta llegar al «área de cabalgamiento del Pradip».

La explicación que nos parece plausible al respecto es la siguiente:

Existe un bloque más rígido formado por rocas ígneas, elementos paleozoicos y la base del Bunt (elementos conglomeráticos) que se desplaza hacia el S-SE. Sobre él y reposando sobre materiales plásticos (nivel de arcillas rojas superiores del Bunt) se encuentran los depósitos mesozoicos que incluyen igualmente gran cantidad de sedimentos muy blandos (Muschelkalk 2, Muschelkalk 3 y Keuper).

El bloque rígido se ve afectado por accidentes de compresión importantes (posibles fallas inversas) entre distintos bloques que viajan a distinta velocidad. El reflejo de estos accidentes sería el acortamiento de la cobertera mesozoica que se repliega espectacularmente, tanto más cuanto más próxima esté del frente de choque principal.

La respuesta a nivel mesozoico de esta gran cicatriz del bloque rígido sería la zona de compresión definida como Área de Cabalgamiento de Pradip, en la que se superponen los efectos de los empujes con los de despegue a causa de la plasticidad de los materiales intermedios.

2.2.3 MACIZO DE VANDELLOS

En posición análoga al Macizo del Garraf nos encontramos el Macizo de Vandellós buzando ligeramente hacia el Sur y enlazando con un suave sinclinal que se instala en su borde meridional. Sólo le afecta una tectónica de bloques limitada por fallas normales, posiblemente resultado de una distensión posterior a los efectos de compresión que se dan en su borde septentrional, en el cual, aunque las relaciones geométricas no quedan muy claras por la incompetencia del Muschelkalk 2, creemos que debe estar limitado por una falla inversa.

2.2.4 DEPRESION VALLS-REUS

Formidable graben con una longitud próxima a los 60 Km. y anchura media muy constante del orden de 15 Km.

Este gran panel basculado, dilacerado por numerosas fallas normales, escalonadas y con algunos reajustes antitéticos, se sumerge en dirección NO, creciendo el relleno mioceno del surco en dirección SE-NO y en sentido NE-SO, debido este último al basculamiento axial que ha afectado la cuenca sedimentaria.

Con estilo francamente monoclinal, el relleno mioceno, estimamos llega a

alcanzar los 1.000-1.500 m. en las proximidades del gran escarpe tectónico que limita la fosa por el Norte.

El gran graben se abre con posterioridad a la fase de cabalgamiento del horst que lo limita al Norte, siendo además posterior a la falla Esplugu-Río Gayá, pues esta última no lo afectó. Al contrario, la falla de transformación del Llobregat, en su desgarre final, afectó al Mioceno Superior.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Del ciclo paleozoico poco podemos decir al encontrarnos únicamente con sedimentos carboníferos metamorfizados por la intrusión granítica.

En líneas generales, el Carbonífero de este sector se puede considerar que forma parte de una cuenca de colmatación que se inicia con una sedimentación predominantemente arcillosa y limolítica, pasando a términos cada vez más detríticos hacia la parte superior.

Una vez depositados estos materiales y establecido su relieve, se inicia la erosión de los mismos.

Hay que aclarar que, con los datos actuales, no podemos precisar si dicho período erosivo se inicia en el Pérmico o en el Bunt. En el primer caso, los materiales del Bunt procederían de la reelaboración de los depósitos pérmicos, si bien es de extrañar que no afloren en parte alguna restos de aquella época. Sea cual fuere su edad, el medio de depósito sería fluvial. Dentro de este medio caben esperar, como de hecho ocurre, frecuentes cambios de espesor. Es interesante destacar la presencia de anhidrita en su parte superior, hecho que nosotros no hemos observado en nuestras series de campo, pero que C. VIRGILI apuntó en su estudio sobre el Trías de las Catalánides.

Bruscamente aparecen los depósitos carbonatados del Muschelkalk 1, formados por calizas y dolomías muy finas y con una potencia muy constante. Marcan estos depósitos la transgresión del Muschelkalk y un ambiente de aguas someras de poca energía y profundidad, quizá relacionadas con amplias plataformas sin grandes pendientes, cuyos límites costeros se encontrarían aún más al norte de Lérida (sondeo Lérida-1).

De nuevo se observa bruscamente en el Muschelkalk 2 un período regresivo en el que se depositan materiales que nos denuncian un medio claramente continental de régimen fluvial o lagunar, como nos hacen pensar las grandes masas de yeso con que nos encontramos. La potencia de este tramo, aunque variable como correspondería a unos depósitos continentales, se mantiene dentro de unos límites no muy amplios (70 a 100 m.).

No ocurre lo mismo con los depósitos del Muschelkalk 3, resultado de una nueva transgresión marina, que aumentan de potencia considerablemente. Durante esta época se establece un mar de características similares a las

SONDEO
LERIDA - 1

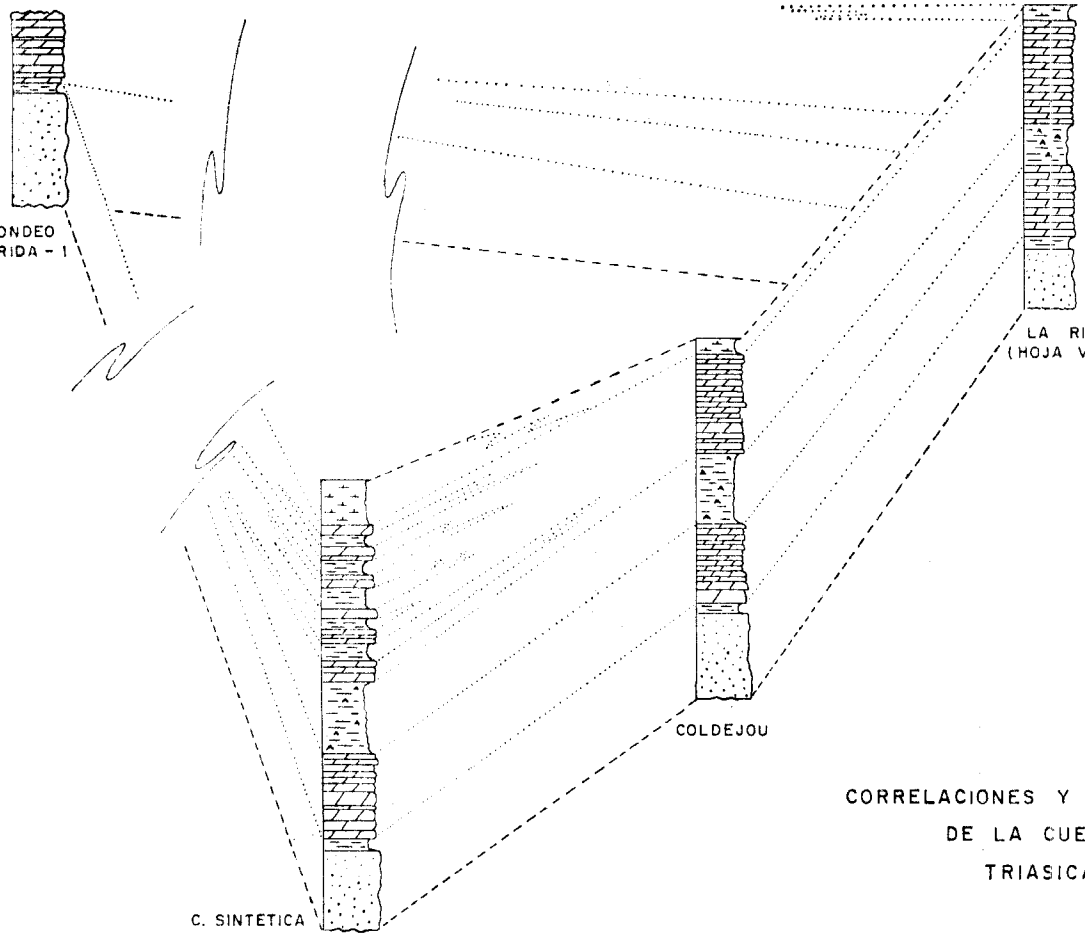
C. SINTETICA

COLDEJOU

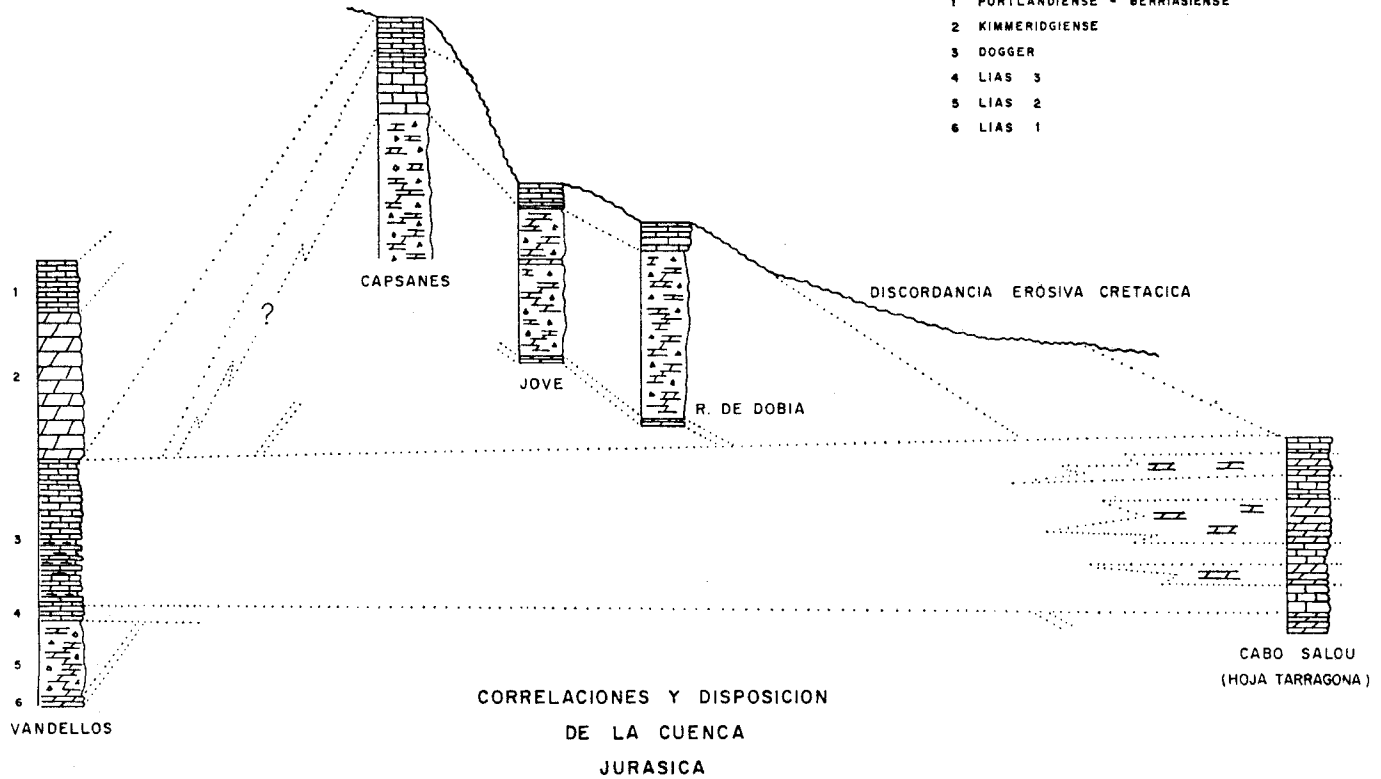
LA RIBA
(HOJA VALLS)

KEUPER
MUSCHELKALK 3
MUSCHELKALK 2
MUSCHELKALK 1
BUNTSANDSTEIN

CORRELACIONES Y DISPOSICION
DE LA CUENCA
TRIASICA



- 1 PORTLANDIENSE - BERRIÁSIENSE
- 2 KIMMERIDGIENSE
- 3 DOGGER
- 4 LIAS 3
- 5 LIAS 2
- 6 LIAS 1



del Muschelkalk 1, pero más profundo, cuya línea de flexura quedaría más al norte de Reus. Índice de este hecho son los cambios de facies hacia materiales más margosos y el aumento considerable de potencia de los mismos en las proximidades de Vandellós.

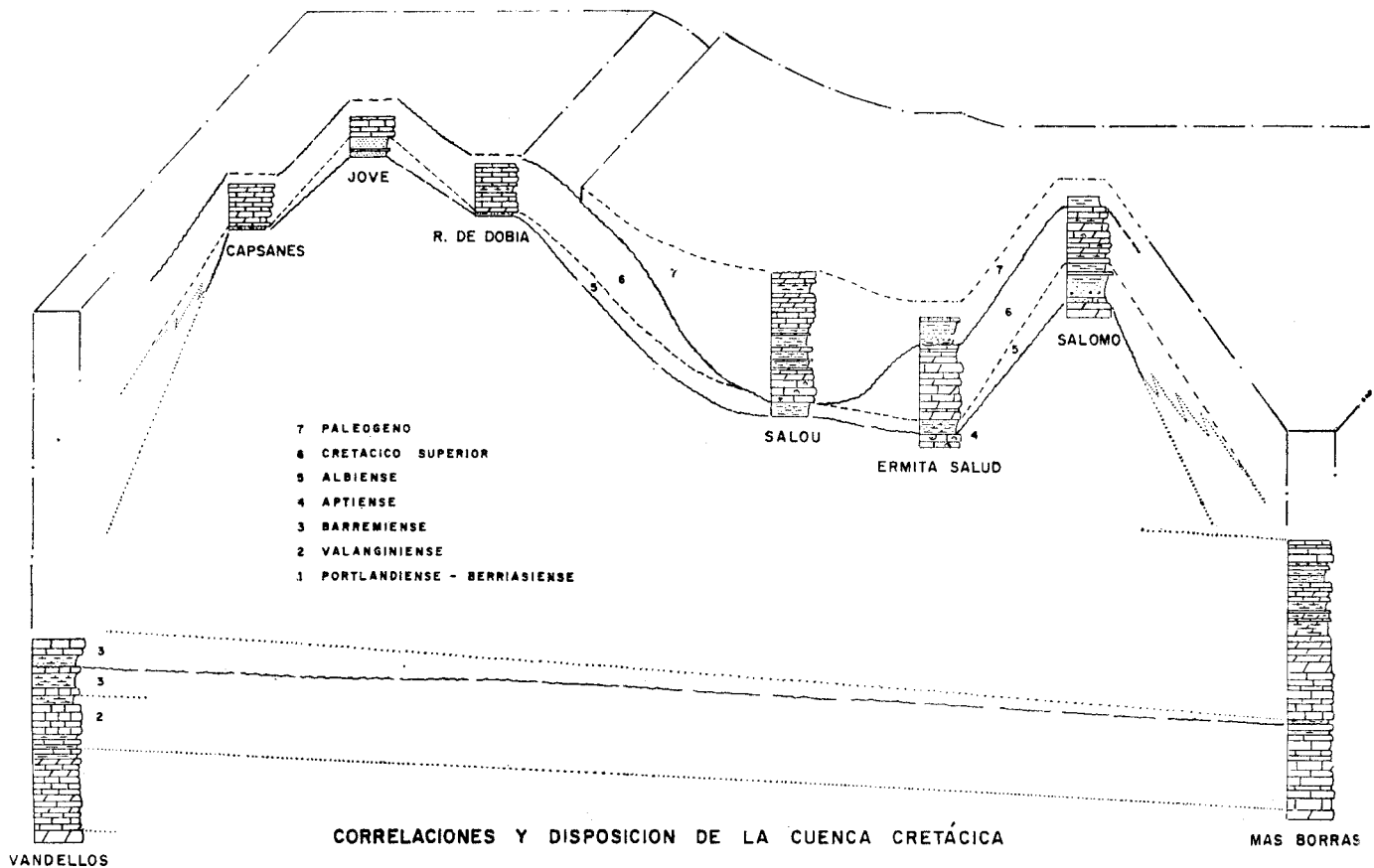
Se observa en los afloramientos de superficie una regresión progresiva hasta llegar al Keuper, que adquiere cada vez mayores signos de continentalidad, encontrándose con sedimentos de características análogas al Muschelkalk 2 y que, según observaciones de campo, parecen corresponder a materiales sedimentados en un medio fluvial a lagunar, en el que el aporte de sales y la intensa evaporación, en un sistema posiblemente endorreico, originarían los depósitos de evaporitas.

Los depósitos carbonáticos suprayacentes nos anuncian la transgresión jurásica. Regionalmente podemos establecer que las dolomías tableadas de base se depositaron en un medio marino de poca profundidad. Se observan en este nivel «ripples» frecuentes. En cuanto a la brecha dolomítica hay que hacer notar que en algunos tramos existen abundantes clastos dolomíticos pertenecientes a depósitos de otras épocas (Muschelkalk 3 y Keuper, principalmente). Sin embargo, otras veces se observan grandes paquetes en los que la brecha está constituida por elementos intraformacionales. En este caso la interpretación resulta dudosa, sin embargo, cuando la brecha es poligénica podemos aludir a una alta energía en el medio de deposición capaz de arrasar materiales ya cementados en parte. De cualquier forma no nos parece que sea un medio marino profundo.

Las calizas liásicas, con sus oolitos y fauna de Braquiópodos, nos indican un medio de plataforma.

No ocurre lo mismo a partir del nivel de condensación de oolitos ferruginosos y fauna de Ammonites que evidencian un medio reductor más profundo que persiste durante todo el Dogger, donde proliferan los Cancellophycus y términos más superiores hasta llegar a las dolomías kimmeridgienses, que suponemos pertenecen a un medio más somero. A partir de esta época comienza un ciclo regresivo con depósitos que pertenecen a un medio de transición con Charáceas, Ostrácodos, Dasycladáceas, etc., en el que insensiblemente se pasa al Cretácico, donde persisten los mismos signos hasta el Barremiense, donde se observa un nivel rojo arcilloso y bauxítico que indica un período de emersión. Es interesante observar que los únicos afloramientos que aparecen del Cretácico Inferior se han encontrado sólo en el dominio entre Vandellós y el mar, mientras que el Cretácico Medio y Superior sólo se observa a partir de la línea Cabo de Salou-Vandellós hacia zonas más septentrionales.

Como fenómenos importantes paleogeográficos durante el Cretácico, caben destacar, aparte de la emersión ya comentada en el Barremiense, las emersiones durante el Albiense o al menos de edad ante-cenomaniense y la emersión fini cretácica. Se refleja en la existencia de arenas y arcillas rojizas



con costras ferruginosas y débiles restos vegetales (facies Utrillas?) durante el Cretácico Medio. Por último, a partir del Turoniense-Senoniense, se observan claros signos regresivos, como son las arcillas verdosas y rojizas con Charáceas que encontramos en las series de Jové y Rincón de Dobia. Este fenómeno tiene claro exponente durante el Paleógeno (ver serie de Salou en la Hoja de Tarragona).

Así pues, el Cretácico Superior se deposita en un medio marino de poca profundidad, en el que se observan signos claros de continentalidad, acabando por una emersión que se inicia en el Paleoceno. Las arcillas rojas pertenecientes a este período parecen tener una gran constancia regional. El medio de depósito, a nuestro entender, corresponde al fluvio-lagunar, donde se depositaron quizá, además de las arcillas, gruesos paquetes de evaporitas.

La edad de dichos depósitos parece ser bastante amplia, es decir, la emersión de estos dominios duró hasta finales del Cretácico Superior-Paleoceno hasta el Oligoceno o incluso el Mioceno Inferior. Durante el último período de esta emersión general se producen los movimientos de compresión. Recordemos que el cabalgamiento del Muschelkalk 3 se produce sobre estas arcillas rojas y a su vez el Oligoceno de la Cuenca del Ebro, en su contacto con la Cordillera Prelitoral Catalana, se encuentra inverso (Cabra del Campo, Hoja de Valls).

La importancia de la erosión ocasionada durante este período de emersión es considerable y así, unas veces estas facies se apoyan sobre el Cretácico Superior y en otros casos sobre el Jurásico.

Por último, después de los esfuerzos de compresión sufridos, cuyos comienzos se desarrollan al menos durante el Oligoceno, se observa un período de distensión en el que se originan las cuencas miocenas, posiblemente en el Mioceno Superior, limitadas por fallas normales y cuyos resultados son las fosas de Reus y Valls y su prolongación en el mar. El hundimiento progresivo de estas zonas permite la comunicación con el Mediterráneo, estableciéndose un medio a modo de estuario con aportes, en muchos casos, detríticos, aunque pensamos que en algunos momentos pudo adquirir una considerable profundidad el mar mioceno. Al final del mismo se observa una regresión que coincide probablemente con el Plioceno a partir del cual los depósitos se tornan continentales en un medio fluvio-torrencial y en un clima cálido que origina espesas costras, salvo en las proximidades de la costa, donde se dejan sentir las oscilaciones del mar durante el Cuaternario.

4 PETROLOGIA

Incluimos en este capítulo las descripciones de las rocas ígneas que afloran en nuestra Hoja, así como los efectos que éstas producen en las rocas de caja.

4.1 GRANODIORITAS ($\frac{b}{p} \gamma \eta^2$)

Aunque, tanto sus caracteres petrográficos como los referentes a sus condiciones de yacimiento son muy diferentes, se han agrupado bajo la denominación de granodioritas «sensu lato» a todas las rocas ígneas que, bien con morfología de stock, bien con la de diques, aparecen bajo los depósitos triásicos afectando con metamorfismo de contacto a las pizarras y grauwackas del Carbonífero.

En general son rocas de tonos claros, textura granuda porfídica holocristalina y grano medio, con una composición media integrada por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como minerales principales y opacos apatito y circón como accesorios. Ocasionalmente y en los tipos más básicos, aparece anfíbol. Además de este tipo, que correspondería a granodioritas propiamente dichas más o menos porfídicas, se ha observado la presencia de otros tipos más básicos, no cartografiables, que se han clasificado como cuarzodioritas y monzodioritas.

La plagioclasa aparece muy saussuritizada, en ocasiones zonada y siempre como mineral principal. En los tipos porfídicos suele presentarse como fenocristales con inclusiones de otros minerales, especialmente micáceos.

El feldespato potásico, componente principal en los tipos granodioríticos, aparece como mineral intersticial en los más básicos (cuarzodioritas, etc.) y con entrecrecimientos gráficos con cuarzo en algunos tipos porfídicos.

La biotita se halla, en general, fuertemente cloritizada por meteorización y a ella va asociado el anfíbol, cuando aparece.

4.2 DIABASAS ($\frac{e}{p} \epsilon_c^4$)

Son tres afloramientos que aparecen al sur de la Hoja, en el Muschelkalk 2. Para ellos caben dos teorías: que se encuentren interestratificados entre las arcillas (T_{c22}), siendo de edad triásica (vulcanismo), que aparecen aflorando por pequeñas y locales fallas de gravedad, o que estas diabasas hubieran aparecido a través de fallas inversas como intrusiones del zócalo, en cuyo caso la edad sería bastante posterior.

Las malas condiciones de afloramiento no nos han permitido dilucidar cuál es el origen.

Son rocas de tonos verdosos muy oscuros. Petrográficamente presentan la típica textura diabásica de grano fino. En algún caso aparecen con grano medio a grueso y textura diabásica porfídica y poiquilítica.

En cuanto a su composición, están integradas por: plagioclasas, clorita, clinopiroxenos y opacos como minerales principales, y como accesorios, carbonatos y cuarzo. En algunos tipos los carbonatos llegan a sobrepasar el 5 por 100 del total, entrando así en la categoría de principales. En estos mismos casos (diabasas calcáreas) el grado de cristalización de los ferromagnesianos

es muy bajo, apareciendo como incipientes cristales ambarados, cuya identificación es incierta. Esporádicamente, entre los ferromagnesianos aparecen anfíboles, igualmente muy mal cristalizados.

En algún caso aislado se ha observado, entre los accesorios, la presencia de biotita, circón, apatito, esfena y prenhita; corresponden estos casos con las facies holocristalinas porfídicas y en ellas las plagioclasas aparecen frecuentemente zonadas.

4.3 ROCAS METAMORFICAS

La serie de pizarras, grauwackas, areniscas y conglomerados asignada al Carbonífero, aparece afectada por un metamorfismo regional de muy bajo grado, que se podría incluir en la facies de los esquistos verdes. Superpuesto a este incipiente metamorfismo, el emplazamiento de las granodioritas provoca en la serie un metamorfismo térmico de contacto que da lugar a diferentes tipos de rocas, desde corneanas cordieríticas, en las zonas más próximas a las rocas ígneas, hasta pizarras mosqueadas, en las que únicamente se observa una incipiente blastesis de porfidoblastos micáceos.

Petrográficamente, se puede distinguir una serie metamórfica con tres términos: corneanas cordieríticas y cuarzo-micáceas, pizarra-esquisto andalucítica y pizarra mosqueada.

Las facies de las corneanas cordieríticas y cuarzo-micáceas presenta textura granoblástica-porfidoblástica, siendo su composición: cuarzo, biotita y cordierita como principales, y como accesorios opacos, turmalina, apatito y clorita. Los fenoblastos de cordierita aparecen mal cristalizados y con inclusiones de mica y cuarzo.

Las pizarras esquistosas andalucíticas presentan textura esquistosa algo porfidoblástica, compuestas por: cuarzo, sericita, clorita y andalucita como principales, y como accesorios óxidos de hierro, moscovita, biotita y turmalina. La andalucita se presenta en pequeños cristales poiquiloblásticos, estando las biotitas incipientes y mal cristalizadas.

En cuanto a la serie menos afectada, tenemos pizarras arcillo-micáceas en las que sólo es evidente la incipiente formación de fenoblastos micáceos.

Naturalmente, el paso de una a otra facies es gradual y la diferente profundidad o distancia a que se encuentran las granodioritas hace que, superficialmente, aparezcan estas facies con una distribución muy irregular, lo que impide su separación en cartografía.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Entre las localidades de Argentera y Dosaiguas han existido varias explotaciones mineras de sulfuros que en la actualidad están abandonadas, salvo

una pequeña explotación esporádica y familiar de baritina que se encuentra en el camino que sube desde Dosaiguas hasta el Castillo de Escornalbou.

La escasa importancia de las calicatas y pequeñas minas dentro de nuestra Hoja hace innecesario un estudio en paragénesis minerales y del proceso genético de los criaderos.

Existe sin embargo, dentro de nuestra Hoja, gran cantidad de canteras (la mayoría sin explotar en la actualidad) con procedencias y aplicaciones muy variadas:

- Piedra ornamental para construcción, de las calizas dolomíticas del Muschelkalk 1.
- Macadán para obras públicas, de los filones de pórfidos granodioríticos y cuarzodioríticos.
- Arenas para construcción, de las granodioritas alteradas.
- Arcillas para ladrillos, tejas y cerámica, de las facies del Muschelkalk 2 y localmente del Keuper.

5.2 HIDROGEOLOGIA

El intenso desarrollo industrial y el auge turístico de la zona, plantean serios problemas en cuanto al abastecimiento de aguas.

El aporte de las aguas subterráneas a la solución del problema sólo puede hacerse a través de los escasos acuíferos de la zona. Una visión resumida de los mismos nos lleva a considerar los siguientes:

Como depósitos carbonáticos con porosidad primaria aceptable sólo podemos citar el Kimmeridgiense, sin embargo, sondeos realizados en éste no parecen dar una buena calidad de sus aguas, por lo que cabe pensar en que esté parcialmente salinizado, si los niveles estáticos se mantienen debajo del nivel del mar.

Con porosidad secundaria podríamos esperar buenos resultados del resto de los niveles carbonáticos, pero sólo en las zonas donde la fracturación sea frecuente. No tenemos resultados de estas investigaciones, aunque nuestra opinión al respecto no es muy esperanzadora.

Como última posibilidad están los acuíferos formados por elementos detríticos del Plio-Cuaternario. Estos son los más intensamente explotados y, aunque los resultados son buenos, las excesivas extracciones arriesgan de malograr el acuífero si no se toman las medidas adecuadas; ya empiezan a obtenerse datos alarmantes sobre la posible salinización de parte de los almacenes cuaternarios.

6 BIBLIOGRAFIA

- ASHAUER, R., y R. TEICHMULLER (1935).—«Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens». *Abh. Gesells. Wiss. Göttingen, Math-Phys., Kl., III F.*, H. 16, pp. 16-98, 48 figs., 3 láms. Berlín (Trad. J. M. Ríos, *Publ. Extr. Geol. España*, t. III, pp. 7-102, 48 figs., 7 láms., mapa y cort., Madrid, 1945).
- BENZAQUEN, M.; MARTINEZ, W., NUÑEZ, A. (1972).—«Mapa geológico de España escala 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja núm. 446: Valls».
- (1972).—«Mapa geológico de España escala 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja núm. 473: Tarragona».
- COMISARIA DE AGUAS DEL PIRINEO ORIENTAL - Servicio Geológico de Obras Públicas (1971).—«Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental». Zona II. Informe Reus-Valls-Tarragona. Barcelona, 1971.
- LERET, G., y PEREZ, L. C. (1970).—«Cuaternario del sector occidental del Campo de Tarragona y de la Depresión de Ametlla de Mar (Tarragona)». (Informe inédito.)
- LLOPIS LLADO, N. (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides». Barcelona, *C. S. I. C., Inst. Lucas Mallada*, 372 pp., 40 figs., 18 láms., 22 láms. fot.
- MORENO DE CASTRO, E. (1970).—«Presencia del Cretácico Superior (Cenomanense Superior) en la Cordillera Litoral Catalana». *Rev. Esp. Micropaleontología*, 1970, v. II, núm. 3, pp. 305-314, Madrid.
- PORTA, J. de (1956).—«Bibliografía sobre el Cuaternario Marino de las costas mediterráneas de España». *Est. Geol.*, tomo XII, núms. 31-32, pp. 301-325, Madrid.
- ROBLES, S. (1974).—«Estudio geológico del Mesozoico del Bloque del Cardo y sectores adyacentes». Tesis Doctoral. Univ. Autónoma Barcelona.
- SOLE SABARIS, L. (1957).—«Sobre la edad del Mioceno continental del Campo de Tarragona. *Mem. R. Acad. Cienc. y Art. de Barcelona*, 3.ª ép., núm. 659, v. XXXII, núm. 11, pp. 344-360, 9 figs., Barcelona.
- (1972).—«Mapa Geológico de España escala 1.200.000. Síntesis de la cartografía existente, núm. 42: Tarragona». Madrid, *Inst. Geol. y Min. España*, 29 pp., 1 mapa geol. pleg., f. t.
- TRILLA ARRUFAT, J. (1971).—«Estudio hidrogeológico de la Cuenca del Francolí: Cronología de las aguas subterráneas». Tesis Doctoral. Barcelona, 218 pp., mecan., 6 maps., 60 figs.
- VIRGILI, C. (1958).—«El Triásico de los Catalánides». Tesis Univ. Barcelona. *Bol. Geol. Min.*, t. LXIX, 858 pp., Madrid.