

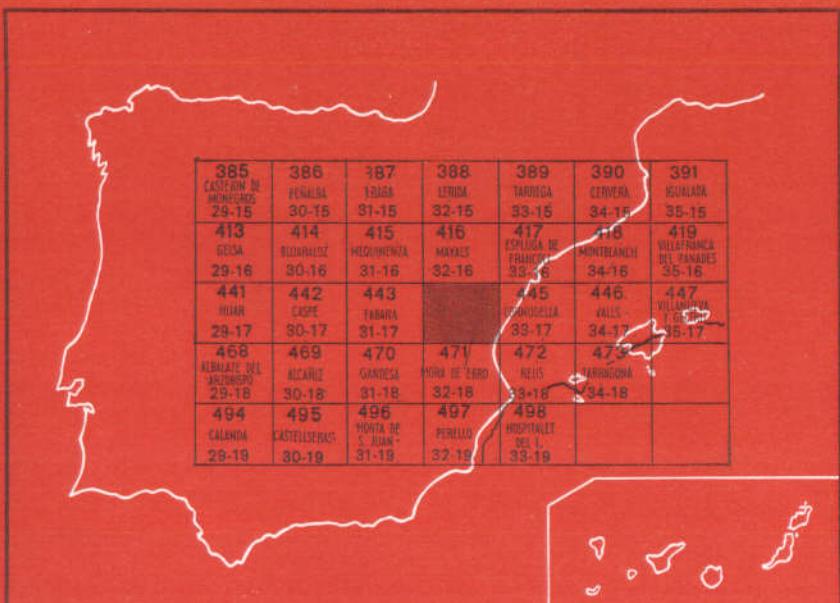
**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

E. 1:50.000

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

**FLIX**

Segunda serie - Primera edición



385 CASTRÓN DE MONFORTES 29-15	386 FREGELA 30-15	387 TRIGA 31-15	388 LERIDA 32-15	389 TARRAGONA 33-15	390 CERVERA 34-15	391 ISOLADA 35-15
413 GEISA 29-16	414 BONARES 30-16	415 MEDOUNIENZA 31-16	416 MAYACES 32-16	417 EDALQUÍA, NR FABRÍCIA 33-16	418 VILAFRANCA DE MONTEBLANCO 34-16	419 VILAFRANCA DEL PANADES 35-16
441 HUAR 29-17	442 COSPE 30-17	443 EMBARA 31-17			445 PENROSETA 33-17	446 VALLS 34-17
458 ALMÁZATE DEL ARZOBISPO 29-18	469 ALCÁÑIZ 30-18	470 GANTESA 31-18	471 MORA DE Ebro 32-18	472 REUS 33-18	473 ARRIBAÑA 34-18	447 VILLANUEVA 35-17
494 CALAHONA 29-19	495 CASTELLERAS 30-19	496 MONTA DE S. JUAN 31-19	497 PERULLO 32-19	498 MOLGALET 33-19		

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

E. 1:50.000

**FLIX**

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por las Empresas FINA IBERICA, S. A., y ENADIMSA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía y Memoria*: I. Colodrón, Lic. en Ciencias Geológicas, y E. Orche, Ingeniero de Minas.

En *Micropaleontología y Sedimentología*: I. Cabañas, Lic. en Ciencias Geológicas; C. Martínez, Dr. Ingeniero de Minas, y L. F. Granados, Lic. en Ciencias Geológicas.

En *Macropaleontología*: I. Quintero, Dr. Ingeniero de Minas, y H. Mansilla, Facultativo de Minas.

En *Petrología*: T. Nodal, Lic. en Ciencias Geológicas.

En *Delineación*: R. Bretones.

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

Con la colaboración de A. Rebollar (IGME) y J. Suárez, alumno de tercer curso de la Facultad de Ciencias Geológicas de Madrid.

Los estudios palinológicos del Paleozoico se deben a J. J. Chateauneuf, del B. R. G. M. (Orleans).

#### 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.

---

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 J<sub>1d</sub>, 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 quizás sea revisable en el futuro.

Agradecemos al IGME la inclusión tardía de esta nota.

Los autores.

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

Depósito Legal: M - 39.196 - 1979

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

## **INTRODUCCION**

La Hoja de Flix forma parte de las provincias de Tarragona y Lérida.

Geológicamente pueden distinguirse dos unidades principales, de comportamiento bien distinto.

- El tercio SE. está constituido por el Macizo del Priorato, que forma parte de la Cordillera Prelitoral catalana. Los materiales aflorantes son paleozoicos (con diques de pórfidos) y mesozoicos, fundamentalmente.
- El resto de la Hoja queda enmarcada en la Depresión del Ebro, con materiales margo-arenosos de edad oligocena y miocena.

El Paleozoico está constituido por una monótona serie de pizarras y areniscas, con algunos niveles de lítitas y calizas. Hay numerosos diques de pórfido, de los que sólo se ha cartografiado el principal.

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

El Jurásico es dolomítico en la parte baja y calizo en la superior.

Los materiales terciarios son fundamentalmente margo-arenosos con conglomerados en la proximidad del Mesozoico. La parte superior es margocaliza.

Tectónicamente se han distinguido dos zonas estructurales principales, con la directriz de los pliegues normalmente catalánide (NE-SO.) en la cobertura.

# 1 ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Flix pueden distinguirse tres conjuntos bien diferentes:

- La serie paleozoica, junto con las intrusiones ígneas que constituyen los materiales que afloran en el ángulo SE. de la Hoja.
- La serie mesozoica, que se extiende a lo largo de una banda de dirección NE.-SO., constituyendo la Sierra del Tormo y las elevaciones en las que están enclavados el pueblo de La Figuera y el vértice Eixeregall, la E. de Cabacés.
- La serie cenozoica y el Cuaternario, que constituye el resto de la superficie de la Hoja.

## 1.1 PALEOZOICO

El estudio del Paleozoico del Priorato presenta dificultades debido a la escasa expresividad morfológica de la serie, a su recubrimiento y a la escasez de elementos de control paleontológico.

Los materiales comprendidos en la Hoja están constituidos por dos tramos, crono y litológicamente distintos:

### 1.1.1 DEVONICO MEDIO-SUPERIOR ( $D_{21-32}$ )

Está constituido fundamentalmente por pizarras gris oscuro a negras, carbonosas, muy replegadas, con abundantes bancos centimétricos de lidiás interestratificados. Existen escasos niveles areniscosos. Aflora fundamentalmente en las cercanías de Vilella Alta. En los desmontes de la carretera hacia Vilella Baja es donde mejor puede observarse, pues normalmente está recubierto por derrubios o bien se han implantado en él gran número de cultivos.

Por la importancia que tiene la datación por vez primera de estos materiales, en base a determinaciones de esporas, microplancton y algas realizadas por CHATEAUNEUF, vamos a reproducir la microflora encontrada: *Multiplicisphaeridium* sp, *M. cf. alloiteaui*, *Navifusa bacillum*, *N. multistriata*, *Leiotriletes* sp, *Calamospora* sp, *Baltisphaeridium* sp, *Retusotrilletes biarealis*, *R. cf. ocellatus*, *R. witneyanus*, *R.* sp, *Cymatiosphaera* cf. *multisepta*, *Emphaniaisporites rotatus*, *E. spinaeformis*, *Veryachium trisulcum*, *V. laevatum*, *V. lairdi*, *Unellium ampullium* (wicander), *Polyedrixium* cf. *decorum* y abundantes Tasmanaceae.

Esta microflora data del Eifeliense al Fameniense. La conservación de los fósiles es mediocre debido a una carbonización muy importante.

La potencia es muy difícil de evaluar, pudiendo cifrarse en 100? m.

### 1.1.2 CARBONIFERO (H)

Sobre los materiales anteriores y aparentemente bastante menos replegado se encuentra una potente serie, compuesta fundamentalmente por areniscas, areniscas micáceas, grauvacas y pizarras. Hay, además, niveles de calizas negras y varios de lítitas.

En muchos puntos, pizarras y areniscas alternan dando al conjunto un aspecto flyschoide.

La presencia de la pasada principal de caliza negra, de 2,5 m. como máximo de potencia, que ha podido seguirse durante varios kilómetros, nos ha permitido en sus inmediaciones el levantamiento de algunas series parciales que presentando una cierta constancia en la litología, varían fuertemente de potencia; la columna tipo sería:

Techo:

- Areniscas grises a beiges, en bancos dm y mt con pasadas pizarrosas.
- Calizas negras con Crinoides y microfauna en bancos de 10 a 20 cm.
- Areniscas grises a beiges en bancos dm.
- Pizarras negras a verdosas.

Muro.

Esta serie es parcial y probablemente local (Vilella Alta y Torroja). En el resto de los materiales, la homogeneidad de los mismos, la ausencia de niveles guía de caliza y la tectonización y recubrimiento del conjunto, no sólo no han permitido la correlación de las escasas series realizadas a zonas vecinas, sino que han dificultado en gran medida la obtención de las mismas.

Las calizas que, en microfacies son micritas, a veces arcillosas y recristalizadas, son los únicos materiales que contienen microfósiles (Goniatites, Radiolarios y Espícululas?). Además, se han encontrado *Poteriocrinites* sp., que permiten datar el Viseense.

Estas calizas se han marcado en el mapa exagerando su potencia, dado que es el único nivel guía que ha podido detectarse.

En las cercanías de Vilella Baja se ha encontrado un nivel de 10 cm. muy carbonoso y alterado, con restos de plantas, en general muy mal conservadas, pero que permiten la datación de estos sedimentos como Westfaliense-Estefaniense. La flora encontrada es la siguiente:

*Calamites* sp.

*Calamites dubius*, ARTIS

*Calamites cennaeformis*, SCHLOTH

*Stylocalamites cistii*, BRONG

En las cercanías de este nivel fosilífero se han detectado diversas estructuras sedimentarias, como huellas de gotas de lluvia, estratificación cruzada y «flute casts».

Un hecho muy marcado en toda esta región es que los estratos presentan un buzamiento bastante generalizado hacia el Norte. Además, los criterios de techo y muro, donde son visibles, indican que la serie está normal, lo que «a priori» indica que la potencia de los materiales paleozoicos es de bastantes kilómetros. En nuestra opinión dicha potencia debe ser considerablemente menor; seguramente la serie está replegado y fracturada, pero debido a la monotonía de los materiales y a la falta de niveles guía y estructuras sedimentarias que permitan determinar la polaridad de los estratos no se ha podido, como antes se dijo, correlacionar series parciales y, por tanto, calcular la potencia real del conjunto. En consecuencia, los buzamientos del mapa que acompaña a esta Memoria hay que considerarlos normales con ciertas reservas.

En los alrededores de Torroja ha podido seguirse un nivel de lítitas intercalado entre areniscas. Está, en conjunto, bastante replegado. Su continuidad lateral a veces es difícil de apreciar, por recubrimientos cuaternarios y cambios de facies y potencia, por lo que su utilidad como nivel guía es más restringida que la de las calizas.

Los materiales paleozoicos presentan dos tipos de metamorfismo: regional y de contacto. El primero es de grado bajo, siendo su presencia tanto más difícil de detectar cuanto más nos desplazamos hacia el Norte; las características petrográficas de los materiales de algunas zonas están en el límite sedimentario-metamórfico. El segundo está producido por la intrusión granodiorítica aflorante en las Hojas de Mora de Ebro y Reus.

Sobre este tema se volverá más adelante, en el capítulo de Petrología.

Existen en la zona afloramientos de pórfidos graníticos de edad carbonífera o pérmica probablemente, pues sin afectar al Buntsandstein se sitúan entre los materiales carboníferos, aunque la falta de dataciones y conocimientos precisos de la serie no permite deducir con detalle a qué términos afecta.

## 1.2 TRIASICO

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, utilizaremos la bibliografía para datar 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 en general al límite Werfeniense-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 y la microfauna hallada por nosotros en los materiales del Muschelkalk Inferior pertenece al Anisiense, por lo que en la zona que nos ocupa el límite con el Buntsandstein debe corresponder aproximadamente con el límite Anisiense-Werfeniense.

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 y VILLALTA (1971) y del hecho de que, en general, el techo del Muschelkalk Superior tiene una edad poco variable.

Las facies margosas del Keuper deben corresponder al Carniense y Noriense.

### 1.2.1 BUNTSANDSTEIN ( $T_{01}$ )

Está constituido por las típicas facies detríticas rojas del denominado Trías Germánico. Pueden distinguirse dos tramos, que no se han individualizado en la cartografía:

El inferior lo forman elementos detríticos groseros, en los que se observa un aumento del tamaño de los mismos hacia la base, donde fundamentalmente abundan conglomerados de cantos predominantes de cuarzo y cuarcita, heterométricos y bien rodados, de color rojo y escasamente cementados. En la parte media y superior dominan las arenas y areniscas rojas con estratificación cruzada, en las que se observa una clasificación de tamaños gradada en cada lámina. La potencia de este tramo inferior varía de 60 a 100 m.

El tramo superior está constituido por arcillas rojas y verdes con débiles pasadas de arenisca lentejonar con estratificación cruzada. La potencia media es del orden de 20 m., siendo a veces difícil su evaluación por las malas condiciones de afloramiento o por efectos de laminación tectónica.

No se han observado restos fósiles.

#### 1.2.2 MUSCHELKALK INFERIOR ( $T_{G21}$ )

Está compuesto por calizas y dolomías. La característica general de este tramo es que los materiales calizos originales han sufrido, en parte o totalmente, una dolomitización secundaria intensa que ha borrado en muchos casos las estructuras primarias de las calizas que, donde son visibles, consisten fundamentalmente en «burrows» y laminaciones paralelas, a veces distorsionadas.

El contacto con el Buntsandstein normalmente está cubierto por los derribos ocasionados por los bloques desprendidos del resalte que, en esta zona, dan los materiales dolomíticos. Sin embargo, en zonas limítrofes se observan localmente en la base del Muschelkalk conglomerados y brechas intraformacionales.

La estratificación varía de fina a gruesa.

No se ha encontrado macrofauna alguna. Las microfacies son de dolomías y micritas, a veces recristalizadas, con *Trochammina almtalensis*, Fronicularia, Hemigordius?, Espículas, Ostrácodos, Gasterópodos, Lamelibranquios, Equinodermos, Radiolarios? y Crinoides?

En las zonas menos dolomitizadas las facies son muy constantes, así como sus potencias relativas.

La potencia varía de 70 a 100 m.

#### 1.2.3 MUSCHELKALK MEDIO ( $T_{G22}$ )

El tramo rojo del Muschelkalk, también denominado Muschelkalk Medio, en su sentido de formación litológica es, desde el punto de vista estratigráfico, bastante difícil de estudiar en este sector, ya que las condiciones de los afloramientos suelen ser muy malas por la implantación de cultivos y el desarrollo de abundante vegetación.

Está compuesto por arcillas y finas arenas rojas y verdes, con frecuentes intercalaciones de yesos que han dado lugar a pequeñas explotaciones.

Estructuralmente es un nivel incompetente causante de despegues de los niveles superiores.

No se han encontrado restos fósiles.

La potencia oscila entre 50 y 80 m.

#### 1.2.4 MUSCHELKALK SUPERIOR ( $T_{G23}$ )

Está constituido fundamentalmente por calizas y dolomías a las que, en el tercio superior, se les intercalan, en general, abundantes niveles arcillosos. La distribución de las áreas dolomitizadas es irregular. En el tercio medio de la serie existe casi siempre un nivel bastante constante en facies y litología, constituido por calizas y margas alternantes en bancos de 3 a

5 cm., que siempre poseen la misma posición en la columna y que es el único nivel guía que, a pesar de la dolomitización, posibilita las correlaciones. Una gran parte de la fauna citada en la bibliografía del Muschelkalk Superior se ha recogido en este nivel. Por nuestra parte, la única macrofauna que hemos encontrado ha sido una serie de Ammonítidos en el lecho del Barranco de Las Feixes, imposibles de extraer y probablemente difíciles de clasificar por la erosión que han sufrido a causa de las aguas que discurren por dicho barranco.

Las estructuras primarias son raras. Las más frecuentes son los «burrows»: hay capas calizas o dolomíticas completamente bioturbadas, habiéndose borrado cualquier vestigio de otras estructuras primarias que pudieran haber existido.

El tránsito al Keuper se realiza de forma insensible, intercalándose margas versicolores poco a poco entre los bancos de dolomías que, finalmente, desaparecen.

La estratificación varía de fina a gruesa, predominando los bancos de 5 a 40 cm.

Las microfacies son de micritas recristalizadas, biomicritas y dolomías con *Frondicularia* aff. *woodwardi*, *Daonella*?, Gasterópodos, Lamelibranquios, Equinodermos, Ostrácodos, Radiolarios, Espículas y Moluscos.

Cuando no existe el nivel de calizas y margas alternantes, es fácil confundirlo con el Muschelkalk Inferior.

La potencia varía entre 80 y 150 m.

#### 1.2.5 KEUPER ( $T_{C_3}$ )

Está compuesto por arcillas verdes, rojas y blancas, con yesos intercalados que, a veces, forman grandes paquetes. El aspecto de este tramo es prácticamente idéntico al Muschelkalk Medio, pues:

- No se ha detectado la presencia de niveles carbonáticos típicos del Keuper en zonas limítrofes.
- El Muschelkalk Medio, predominantemente rojo, en este sector adquiere tonalidades versicolores. Igualmente, el Keuper, que en otras zonas es versicolor, en la Hoja de Flix presenta frecuentemente tonalidades completamente rojas muy similares a las del Muschelkalk Medio.

Tan sólo se diferencian en el tránsito desde el infrayacente, que en el Muschelkalk es prácticamente neto, mientras que en el Keuper se realiza gradualmente.

La potencia, difícilmente evaluable por esta razón y por la tectonización de los materiales, varía de 50 a 90 m.

## 1.3 JURASICO

### 1.3.1 TRANSITO TRIASICO-JURASICO

El límite Triásico-Jurásico actualmente está siendo discutido. En la zona que nos ocupa, por encima de las facies margosas del Keuper (de edad probablemente Carniense y Noriense) se encuentran 40 m. de dolomías bien estratificadas ( $J_1d$ ), marinas, y después 150 m. por término medio de dolomías brechoides. Estas últimas están datadas como probable Sinemuriense en la Hoja de Mora de Ebro, por lo que el tránsito Triásico-Jurásico interesa a las dolomías bien estratificadas. Dada la ausencia total de fósiles en estos materiales, su inclusión tanto en el Triásico como en el Jurásico se realiza sin ninguna base paleontológica. En Hojas cercanas (Mora de Ebro, Reus, Perelló) se han incluido en el Liásico, considerando, de forma muy general, que el paso del Triásico al Jurásico se establece con el inicio del ciclo transgresivo, aseveración que no es definitiva.

También nos parece arbitraria la inclusión de estos materiales en el Noriense, por falta de pruebas paleontológicas. En la publicación sobre la Sierra de Prades del I Congreso del Triásico y Pérmico de España, se dice que existe un paso gradual entre las facies margosas inferiores y las dolomías ( $J_1d$ ). Sin poner en duda esta afirmación, en los reconocimientos llevados a cabo por toda esta zona, para la realización de las Hojas antes mencionadas, hemos observado, aunque no siempre, que en la parte superior de las facies margosas se intercalan delgados bancos de carniolas y dolomías y que, en los escasos lugares donde los derrubios y la vegetación dejan ver el contacto marga-dolomía ( $J_1d$ ), éste es neto, es decir, que no hemos podido observar el paso gradual de una formación a otra.

Sea como fuere, el hecho es que las dolomías  $J_1d$  permanecen sin datar y que, si bien en las Hojas en las que hemos participado como autores se han incluido en el Liásico, por considerarlas materiales depositados en ambientes marinos que, en general, se vienen atribuyendo al ciclo jurásico, queremos dejar constancia de que no conocemos actualmente ningún dato que pueda esclarecer la edad de estos materiales y que su inclusión en el Liásico quizás sea revisable en el futuro.

### 1.3.2 LIAS INFERIOR-PLIENSACHIENSE ( $J_1d$ , $J_1$ y $J_{1-13}$ )

La transgresión que comienza a esbozarse a escala regional en los niveles superiores del Keuper, se desarrolla claramente durante el Lías. Se han distinguido tres niveles que, de más antiguo a más moderno, son:

—  $J_1d$ : Está constituido por dolomías blancas a gris claro, en bancos decimétricos.

Son frecuentes los «ripples» de corriente y la estratificación cruzada planar a gran escala.

La observación de este nivel es difícil a veces porque está recubierto de derrubios de ladera.

No se ha encontrado macro ni microfauna.

Las microfacies son de dolomías completamente azoicas.

La potencia varía de 30 a 50 m.

— J<sub>1</sub>: Es un nivel dolomítico brechoide conglomerático masivo. Le caracteriza poseer una gran heterogeneidad de facies, tanto en sentido lateral como vertical. Aparentemente es un nivel homogéneo masivo. Existen tres niveles diferentes: La base, en líneas generales es conglomerática; la naturaleza de los cantos es siempre dolomítica, con matriz y cemento de dolomía de diferente textura que la de los cantos. En la parte media existen áreas que no son ni conglomeráticas ni brechoides, pero sí masivas y, a veces, con niveles slumpedizados. La parte superior es brechoide, con matriz, cantos y cemento de la misma naturaleza. Los contactos entre los distintos tramos son frecuentemente erosionales.

No se ha encontrado micro ni macrofauna en estos materiales, pero en la Hoja de Mora han sido datados, con reservas como Sinemurienses.

La potencia es de 150 m. por término medio.

J<sub>1-13</sub>: Sobre las dolomías anteriores se depositan calizas y calcarenitas bien estratificadas, que en la parte basal son todavía masivas. La dolomitización posterior es irregular y normalmente alcanza la base, si bien se ha observado localmente incluso en los bancos superiores.

La potencia de los bancos, salvo en la parte inferior, es de 20 a 30 cm.

Las microfacies son de intrabiosparitas y micritas recristalizadas con Lamelibranquios, Gasterópodos, Equinodermos, Ammodiscus, Espículas, Algas, Glomospira y Textuláridos.

En nuestra opinión, la parte masiva dolomítica basal todavía puede pertenecer al Lías Inferior, mientras que las calizas con fósiles pertenecen al Pliensbachiente.

La potencia media es de 50 m.

## 1.4 TERCIARIO

### 1.4.1 EOCENO (T<sub>c2</sub><sup>A</sup>)

Los materiales eocenos están compuestos fundamentalmente por margas arcillosas rojas con abundantes cristales de yeso que, a veces, constituyen paquetes lentejonares de potencia máxima variable, con nódulos de sílex más frecuentes en la base, y pequeños y esporádicos lentejones conglomeráticos de cantos calcáreos y cemento calizo. Hay también muy escasas pasadas de caliza gris en bancos de 10 a 20 cm.

Ninguna de las muestras recogidas ha podido datar estos materiales, pues la microfauna es banal (Microcodium y tubos de Algas). Sin embargo, en la Hoja de Cornudella, GRAMBAST ha señalado la presencia del Eoceno (Cuisiense-Luteciense) datado con Charáceas.

La potencia es muy variable, siendo difícil de evaluar debido a las laminaciones tectónicas y al recubrimiento por materiales más modernos. En todo caso, en el ámbito de la Hoja no sobrepasa los 25 m.

#### 1.4.2 OLIGOCENO Y TRAMO COMPRESIVO ( $T_{c3}^A$ s), ( $T_{c3}^A$ m1), ( $T_{c3}^A$ cg), ( $T_{c3}^A$ as), ( $T_{c3}^A$ m2) y ( $T_{c2-3}^{AA}$ )

El límite entre Eoceno y Oligoceno ha sido marcado en base al mencionado corte de la Hoja de Cornudella, estudiado por GRAMBAST, que ha tenido en cuenta el predominio de detritus finos en  $T_{c2}^A$  y gruesos en las formaciones superiores. Hay que señalar que, si bien las margas rojas presentan fósiles eocenos característicos, los materiales suprayacentes 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.

De muro a techo encontramos los siguientes materiales:

—  $T_{c3}^A$ s: Constituye una barra de areniscas, de potencia variable, no superior a 8 m., con estratificación cruzada y pequeños lentejones conglomeráticos, de cantos calizos y dolomíticos fundamentalmente, con matriz arenosa y cemento calcáreo.

Las areniscas a veces se acuñan y frecuentemente es difícil separarlas del tramo siguiente cuando en éste son abundantes los niveles areniscosos, por lo que sólo se han marcado en la zona sur de la Hoja.

—  $T_{c3}^A$ m1: Son margas amarillas o rojizas, con cristales de yeso e intercalaciones conglomeráticas (matriz areniscosa y cemento calcáreo). Según las zonas son abundantes las intercalaciones de delgados bancos de caliza gris, algo oquerosa, y de areniscas amarillentas.

Los microfósiles encontrados son Moluscos, Ostrácodos y tubos de Algas.

La potencia es variable, con un máximo de 50 m.

—  $T_{c3}^A$ cg: Discordantes sobre los materiales anteriores y yaciendo, bien sobre ellos, bien sobre el Mesozoico, se deposita en forma progresiva una potente serie de conglomerados de espesor variable; en algunos puntos afloran hasta 250 m.

La matriz es arenosa y el cemento calcáreo. Los cantos son calizos y dolomíticos fundamentalmente, pero también hay cuarzo, pizarras y rocas

mármolicas. Poseen delgadas intercalaciones de areniscas arcillosas rosadas a amarillas y arcillas con Microcodium y tubos de algas.

En la base existen paleocanales.

—  $T_{c3}^A$ s: Los conglomerados anteriores presentan frecuentes intercalaciones de areniscas y margas en cambio lateral de facies. Esto nos ha permitido separar este conjunto de materiales, en el que los conglomerados son tanto menos frecuentes cuanto más nos desplazamos hacia el Oeste. Los contactos con  $T_{c3}^A$ cg y  $T_{c3}^A$ m2 son, por tanto, por cambio de facies.

—  $T_{c3}^A$ m2: Está constituido por margas rojo a salmón, con frecuentes areniscas lentejonares de color amarillento en bancos de hasta 2 m.

Los microfósiles encontrados en estos materiales permiten datarlos como Oligoceno Medio-Superior.

Se han determinado las siguientes Charáceas:

*Gyrogonia aff. medicaginula*

*Tectochara merianii*

*Tectochara cylindrica*

*¿Sphaerochara hirmeri longiuscula?*

junto a Moluscos, Ostrácodos, tubos de Algas y Gasterópodos.

En la parte superior van apareciendo poco a poco delgados nivelitos de caliza gris, que se hacen más frecuentes conforme subimos en la serie.

—  $T_{c2-3}^{A-A}$  Este tramo incluye compresivamente las arcillas eocenas y las margas amarillas con areniscas oligocenas cuando no se pueden separar.

#### 1.4.3 OLIGOCENO-MIOCENO ( $T_{c3-1}^{A-B}$ )

El tránsito gradual desde los materiales anteriores se llega a un dominio de los bancos calcáreos sobre los arenosos. Este tramo está compuesto fundamentalmente por calizas grises con intercalaciones de margas blancas, rojas y verdes y areniscas tanto más escasas cuanto más ascendemos en la serie. Es de destacar la existencia de un tramo margoso, de aspecto keuperoide (Plans de Flix), en el borde SO. de la Hoja, nivel que no se ha separado en la cartografía 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 calcáreos parece señalar el inicio del Mioceno, ya que en estos niveles se han encontrado mamíferos de edad Aquitaniense en las cercanías de Flix, si bien no es descartable la edad oligocena para la base del tramo.

La microfauna está compuesta por Hydrobia, Candona, Cypris?, Microco-dium, tubos de algas, girogonitos de Charáceas, Gasterópodos y Moluscos.

El contacto con  $T_{c3}^A m2$  es por cambio de facies.  
La potencia es de unos 150 m., aproximadamente.

## 1.5 CUATERNARIO

La mayoría de los depósitos de esta edad han sido originados por el río Ebro, que atraviesa la Hoja por el ángulo SO.

Su cronología es difícil de establecer, ya que no ha habido hallazgos que permitan datar ninguna de las formaciones cartografiadas. Nuestros criterios, pues, son muy hipotéticos, con lo que en la leyenda adjunta al mapa hemos dado lo que puede ser una cierta cronología relativa.

### 1.5.1 PIE DE MONTE (Q)

Bajo esta denominación hemos cartografiado en las cercanías de Vilella Baja un depósito compuesto por cantos, incluso hasta bloques, de muy dis-tinta naturaleza, de matriz arcillo-limosa y cemento calcáreo que presenta características de depósito fluvial de arrollada.

En el borde sur de la Hoja los depósitos están constituidos por limos arenosos asalmonados, con cantos dispersos, en los que se han implantado numerosos cultivos. Aunque se han agrupado con los anteriores bajo la denominación de pie de monte, son más modernos.

### 1.5.2 TERRAZAS ( $QT_1$ ) y ( $QT_2$ )

La separación efectuada entre los dos niveles de terrazas obedece tan sólo a razones topográficas, no existiendo razones concluyentes que permitan una correlación cierta entre los niveles agrupados en la misma edad re-lativa, cuando se encuentran muy separadas.

La terraza alta ( $QT_1$ ) tiene poca extensión, ya que se limita a paqueñas superficies aisladas. Suele estar bastante degradada por la erosión. Está constituida por un conjunto de elementos gruesos de granulometría homo-génea, muy rodados y casi sin cementar.

Su altura media es de 120 m. sobre el nivel del mar.

La terraza ( $QT_2$ ) es la que, bordeando el río, corresponde al cauce sub-actual; por eso hemos incluido bajo la misma denominación los correspon-dientes a los ríos Ebro y Ciurana. Presenta numerosos cambios de facies dentro de una litología bastante constante constituida por gravas con inter-calaciones arenosas, a veces cubiertas por limos arcillosos. Los cantos son heterométricos y están muy poco cementados.

### 1.5.3 ALUVIONES (QAl<sub>1</sub>) y (QAl<sub>2</sub>)

Bajo esta denominación hemos cartografiado los elementos detriticos que forman los cauces del Ebro y arroyos adyacentes. Sin embargo, hemos distinguido dos tipos, en cuanto a su edad relativa se refiere.

El primero y más antiguo (QAl<sub>1</sub>) tiene aproximadamente la misma altura sobre el actual lecho del río que la terraza baja y corresponde al antiguo lecho, dando así entre ambos un escarpe. El hecho de haber distinguido en cartografía un arroyo de otro se debe precisamente a la existencia o no de escarpe en su desembocadura. Es de destacar dentro de (QAl<sub>1</sub>) el meandro abandonado situado al E. de Flix, actualmente muy degradado debido a la gran implantación de cultivos que existen sobre él.

El segundo aluvión (QAl<sub>2</sub>), más moderno, corresponde en parte al cauce actual del río Ebro. Queremos señalar que no en todo el cauce hay depósitos cuaternarios, ya que hemos podido comprobar en algún punto de afloramiento reducido que el lecho del río lo forman materiales terciarios.

### 1.5.4 CONOS DE DEYECCION Y GLACIS (QCd) y (QG)

— QCd: Contemporáneos con el aluvión actual existen unos depósitos de granulometría generalmente fina y color asalmonado, formados por arcillas y limos arenosos de potencia variable que no sobrepasa la decena de metros. La mayoría de estos depósitos tienen forma de conos, aunque muy poco definida al estar superpuestos unos con otros.

— QG: Existe, además, un depósito de las mismas características al anterior, pero con menor inclinación, que morfológicamente es un glacis. Su granulometría es más fina y su color menos rojizo.

## 2 TECTONICA

En el esquema tectónico a escala 1:250.000, representado en el Mapa, se han definido dos unidades estructurales. De una parte el Macizo del Priorato, compuesto por la cobertura mesozoica y el basamento paleozoico, y de otra, la Depresión del Ebro, cuyas dimensiones se salen, con mucho, fuera del marco geográfico de la Hoja.

Ambas unidades no son más que parte de las estructuras de mayor magnitud que integran la región catalana.

### 2.1 MACIZO DEL PRIORATO

El Macizo del Priorato está formando parte del Gran Horst prelitoral y, por tanto, corresponde a una estructura elevada de más de 200 km. de lon-

gitud que separa la Depresión del Ebro de las existentes al Sur y Sureste.

El mecanismo de formación del horst participa «a priori» de dos hipótesis discutidas y expuestas por FINA IBERICA, S. A., en las Hojas vecinas a las cuales nos remitimos, corroborando que el origen del horst es debido a efectos de compresión que generan fallas inversas al menos en su límite NO., tal como hemos expresado en los cortes que acompañan al mapa geológico. Respecto al límite SE. la problemática es completamente diferente y no entraremos en su discusión no sólo porque está fuera del marco geográfico, sino también porque se sale del objetivo de esta Memoria resumen. Únicamente indicaremos a título informativo que para la zona objeto de estudio, los límites S. y SE. son, respectivamente, la fosa de Mora, que comentaremos brevemente después, y la fosa de Reus-Valls que, cualquiera que sea su origen, hoy se nos presenta con fallas normales (proceso posterior de distensión) y rellena de materiales miocenos.

Dentro del Macizo del Priorato hemos distinguido tres unidades, de comportamiento tectónico diferente:

a) *Zócalo paleozoico*

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

Los repliegues centimétricos y decimétricos que se han podido medir indican que durante la orogenia hercínica hubo dos fases de deformación principales, que produjeron pliegues con ejes de dirección media N. 30 O. y N. 30 E.

Hay que destacar el distinto comportamiento tectónico que presentan las pizarras y lítitas devónicas por un lado y las pizarras, areniscas, lítitas y calizas carboníferas por otro. Así, las primeras están muy replegadas y rotas, mientras que las segundas, quizás por la mayor competencia del conjunto, presentan menos repliegues y muestran una estructura en apariencia casi isoclinal, buzando en general, de forma aproximada, al N. Volvemos a insistir en la ausencia de criterios de techo y muro, por lo que, como antes se dijo, los buzamientos que figuran en el mapa hay que considerarlos normales con ciertas reservas.

La dirección del dique de pórfido, que aflora principalmente en la Hoja de Mora, pasa de ser E.O. a SO-NE., no apareciendo, como en Hojas vecinas situadas al E., las típicas direcciones hercínicas NO-SE.

En la etapa alpina estos materiales se comportan como un zócalo rígido, produciéndose únicamente una fracturación en bloques.

b) *Cobertera mesozoica*

Los materiales mesozoicos han sufrido una intensa erosión, quedando reducidos a una estrecha banda que atraviesa la Hoja por la esquina SE.

La dirección de los grandes pliegues producidos en la etapa de compresión es fundamentalmente NE.-SO., presentando los ejes numerosas ondulaciones.

Los repliegues son muy frecuentes en el Muschelkalk Superior, disponiéndose a veces en anticlinorios que posteriormente han sido desmantelados por la erosión (SE. de Cabacés).

El borde NO. de la banda mesozoica está afectado por la gran falla inversa que levanta el horst y que verticaliza e incluso invierte los niveles inferiores de los materiales terciarios. No se ha visto el espejo de esta fractura, si bien los escasos afloramientos, no recubiertos por derrumbes, situados sobre la que debe ser su traza, están constituidos por materiales triturados que delatan su presencia. No se conoce ni aproximadamente el salto de la falla debido a la imposibilidad de calcular la potencia de los conglomerados  $T_{c3}^{cg}$  que, además, se depositan progresivamente.

En la etapa de descompresión se producen numerosas fallas normales que cortan a las estructuras.

Siguiendo esta franja mesozoica en dirección NE., los materiales conglomeráticos terciarios depositados en forma de «prograding» han cubierto las estructuras mesozoicas que sin duda alguna tienen que existir.

### c) Terciario de la Depresión de Mora

En el borde sur de la Hoja existen unos materiales terciarios que corresponden a los depósitos de la Depresión de Mora. La presencia de materiales conglomeráticos similares a  $T_{c3}^{cg}$  y la presencia de fallas inversas en los bordes de dicha depresión (Hoja de Mora de Ebro) nos hacen pensar en una primitiva cubeta contemporánea y de origen probablemente similar al de la fosa del Ebro es decir, la compresión en sentido SE. genera, junto a la gran falla inversa que limita el horst por el NO., otras fracturas de menor entidad, también inversas, que configuran la cubeta de Mora en la que se depositan los materiales terciarios. Posteriormente se ve afectada por la etapa de distensión formándose la fosa de Mora tal y como nos aparece en la actualidad, es decir, fosa tectónica producida por la etapa de distensión.

## 2.2 DEPRESION DEL EBRO

La segunda unidad distinguida en el esquema tectónico corresponde a la Depresión del Ebro, que ocupa la mayor parte de la zona cartografiada.

Todos sus materiales aflorantes son terciarios y tan sólo hemos podido observar dentro del ámbito de la Hoja las estructuras debidas al efecto de compresión (inversión y verticalización de los niveles inferiores) de las que ya hemos hablado anteriormente. En el resto de la Hoja tan sólo se han observado unos repliegues suaves próximos a la banda mesozoica.

### **3 HISTORIA GEOLOGICA**

La reconstrucción del ambiente de sedimentación de los materiales paleozoicos presenta dificultades originadas por el metamorfismo que han sufrido y la escasez de estructuras sedimentarias y fósiles.

El conjunto parece ser el resultado de la colmatación de una cuenca en la que los primeros materiales que se depositan son fundamentalmente arcillosos, para después dar paso a una sedimentación arenoso-arcillosa que termina de llenarla.

Así, los microfósiles devónicos y los Crinoides viseenses nos indican que en esta época el ambiente era marino. Por otro lado, los restos de plantas (Westfaliense-Estefaniense) y las capas adyacentes, con posibles huellas de lluvia impresas, son testimonio de que durante estos períodos los materiales se depositan, al menos parcialmente, en facies continentales o de aguas muy someras.

La Orogenia Hercínica tiene lugar, al menos, durante el Carbonífero Superior y da lugar a la formación de pliegues y fracturas que posteriormente quedan fosilizadas por los materiales meso-cenozoicos.

Probablemente la erosión del relieve creado por la orogénesis se inicia con el Pérmico y continúa durante todo este período.

Sobre la superficie de erosión de los materiales paleozoicos y en régimen fluvial, se depositaron los materiales detríticos rojos del Buntsandstein, probablemente en forma de abanicos aluviales de no gran pendiente. El paso al régimen marino generalizado en el Muschelkalk se sitúa en la parte alta del Bunt.

Bruscamente aparecen depósitos carbonáticos del Muschelkalk Inferior, que se originaron en un ambiente de aguas someras de poca energía y profundidad, quizás relacionadas con amplias plataformas de pequeña pendiente y gran extensión, cuyos límites costeros se encontrarían aún más al Norte de Lérida (Sondeo Lérida-1).

En el Muschelkalk Medio, bruscamente, se observa un período regresivo en el que se depositan materiales rojos fundamentalmente en un medio que para VIRGILI (1958) es marino poco profundo, ubicado en el borde de un continente con relieve suave.

En nuestra opinión es más probable que estos depósitos se hayan desarrollado en un medio de lagoon.

Los materiales del Muschelkalk Superior se depositan en un medio nuevamente transgresivo, en un mar de características similares al del Muschelkalk Inferior, pero de mayor 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, más gradual que la del Muschelkalk Medio, hacia ambientes de lagoon.

Los materiales carbonáticos del Lías Inferior se depositan en un medio de plataforma marina muy proximal y posteriormente se dolomitizan.

El nivel de dolomías brechoides debió formarse en un momento de elevada energía en el medio sedimentario. Puede relacionarse con cierta inestabilidad tectónica, producto de movimientos de gran radio del zócalo, de carácter epirogénico y que abarcarián a la zona donde primitivamente se habían depositado los materiales que lo integran. En los bordes se formarían conglomerados y brechas intraformacionales (probablemente submarinos). Al finalizar o casi finalizar este movimiento, se depositaron calizas, posteriormente dolomitizadas, que debido a los últimos impulsos se brechifican.

Sobre estos materiales se depositan las calizas pliensbachienenses en un mar tranquilo y de poca profundidad que, posteriormente, se dolomitizan al menos parcialmente.

El resto del Jurásico y el Cretácico no están representados en la Hoja probablemente debido a que los materiales depositados fueron escasos y a las frecuentes etapas de erosión que llegan a profundizar hasta el Lías. Hay que tener en cuenta, además, que la cuenca de sedimentación se hace tanto más subsidente cuanto más nos desplazamos hacia el Sur. En la Hoja de Perelló, el Jurásico Superior tiene 700 m. de potencia como mínimo y el Cretácico Inferior unos 900 m.

A escala regional el resto del Cretácico es regresivo salvo el Cenomaniense, claramente transgresivo, si bien la potencia de los materiales es pequeña.

El carácter continental de los sedimentos se acentúa durante el Eoceno por colmatación de la cuenca de sedimentación Mesozoica. En estas condiciones se depositaron las arcillas rojas eocenas ( $T_e^A$ ) y las areniscas ( $T_{e3s}^A$ ) y las margas amarillas ( $T_{e3m1}^A$ ) oligocenas. Estos sedimentos presentan facies lagunares salobres, de aguas muy cálidas, con influencias marinas en los últimos niveles.

La orogenia alpina se localiza fundamentalmente en el Oligoceno, si bien, a escala regional, los efectos de plegamiento se dejan sentir durante el Eoceno y quizá antes en algunos sectores.

Los materiales 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 régimenes fluviales con influencias marinas.

En la etapa de compresión se producen las fallas inversas y pliegues de toda la cobertura.

La etapa distensiva, que tiene lugar en el Mioceno, se caracteriza por una fracturación normal paralela a los ejes de los pliegues.

Los sedimentos terciarios postorogénicos  $T_{c3}^A m2$  se depositan en régimen lagunar con una cierta influencia marina, que desaparece en los materiales del tramo  $T_{c3-1}^{A-B}$ , pues las facies corresponden a un medio lagunar salobre y sapropélico de aguas tranquilas y sin influencias marinas.

Durante el Cuaternario se depositan las terrazas fluviales del Ebro y continúa la etapa erosiva iniciada en el Plioceno.

## 4 PETROLOGIA

### 4.1 ROCAS FILONIANAS (FO<sup>2</sup>)

Las rocas de este tipo aparecen en forma de diques, de los que sólo se ha cartografiado el mayor, pues los otros no son representables a esta escala, ya que tienen de 1 a 2 m. de potencia. A lo largo de la corrida del dique, en la Hoja de Mora de Ebro, en la que alcanza los 300 m. de potencia, se sitúan un gran número de minas (inactivas) de galena.

La metalización corresponde a la etapa de descompresión de la orogénesis y afecta también a los materiales carboníferos.

Las rocas filonianas de esta Hoja corresponden a pórfidos de composición ácida (granítica) que intruyen en las rocas metamórficas que veremos a continuación. Aparecen fuertemente transformadas y afectadas por una alteración hidrotermal del tipo cuarzo-sericítico o argilítico más raro, que afecta tanto a fenocristales como a matriz. Presentan textura porfídica residual con una mesostasis finogranular o microcristalina. Los pseudofenocristales aparecen constituidos por agregados de sericitita, mica blanca y carbonatos, procedentes, sobre todo, del feldespato y clorita con exfoluciones de esfena y carbonatos como productos de transformación del mineral ferromagnesiano (biotita esencialmente). También se observan fenocristales de cuarzo más escasos. La matriz finogranular aparece formada por sericitita, caolín, cuarzo y albita.

Los componentes accesorios son: apatito, rutilo, circón y mineral de hierro; este último a veces llega a adquirir proporciones importantes.

### 4.2 ROCAS METAMORFICAS

Existen dos tipos de metamorfismo en los materiales carboníferos de esta Hoja. Un primer metamorfismo regional, en su grado más bajo, que corresponde a la facies de esquistos verdes y que produce el desarrollo de una pizarrosidad inicial en los sedimentos pelíticos y un metamorfismo posterior de contacto provocado por la intrusión ígnea próxima, y al que se solapan acciones neumatolíticas tardías que producen neoformaciones de mica blanca.

#### **4.2.1 METAMORFISMO REGIONAL**

En este grupo incluimos rocas en las que no se observan efectos de termometamorfismo y que aparecen afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado correspondientes a la epizona superior, no superando nunca la zona de la clorita. Las muestras estudiadas corresponden a pizarras y filitas y metagrauvacas feldespáticas.

##### **Pizarras y filitas:**

Como componentes principales se aprecian sericita y cuarzo, y como accesorios esfena, mineral de hierro, clorita, circón y apatito. En algunas muestras se han podido observar dos esquistosidades, una  $S_1$  principal, coincidente con  $S_0$  y una  $S_2$ , que repliega a la anterior y que afecta principalmente a los lechos más micáceos que aparecen crenulados.

##### **Metagrauvacas feldespáticas:**

Estas muestras presentan efectos de metamorfismo muy bajo, colocándose en el límite diagénesis-metamorfismo.

Texturalmente son blastopsamíticas, con una heterometría importante. Aparecen constituidas por clastos de cuarzo, chert, mica blanca, biotita y líticos abundantes de rocas metamórficas (pizarras, cuarcitas, filitas y micasquistos grafitosos) y más raramente plutónicas. La matriz es inexistente o muy escasa.

Los constituyentes accesorios son: sericita, grafito, clorita, granate, esfena, apatito y circón.

También aparecen algunos metaconglomerados con matriz arcillosa escasa, que presentan características similares a estas rocas.

#### **4.2.2 METAMORFISMO DE CONTACTO**

Este tipo de metamorfismo está producido por la intrusión granítica de Marsá-Falset (Hoja de Mora).

El metamorfismo de contacto se manifiesta en dos grados diferentes, dependiendo de la proximidad con la intrusión. Por un lado aparecen corneanas con metamorfismo mesozonal de grado medio, con cordierita como mineral índice, y por otro lado se observan pizarras, filitas, metareniscas y cuarcitas que han sufrido los efectos de un incremento térmico que no supera las facies de albita-epidota en la isograda de la biotita.

##### **4.2.2.1 Facies de las corneanas hornbléndicas (isograda de la cordierita)**

Por la paragénesis mineral que presentan, la temperatura a la que han estado sometidas estas rocas supera a los 500°C, correspondientes a la

mesozona. Algunas rocas presentan además de la cordierita, granate y otras son cordierítico-biotíticas. Texturalmente son porfidopoiquiloblásticas constituidas por porfidoblastos de granate idiomórficos y cordierita xenomórfica leve o fuertemente pinnitizada, ambas con pequeñas y abundantes inclusiones de cuarzo y grafito, sobre todo en una matriz granoblástica fina formada por biotita, sericitia y cuarzo. Los componentes accesorios son mineral de hierro, esfena, circón y esporádicamente turmalina.

#### **4.2.2.2 Facies de las corneanas de albita-epidota**

El metamorfismo de contacto se manifiesta en las rocas pelíticas (pizarras y filitas), produciendo un moteado regular originado por la concentración de minerales arcillosos y grafito con caolín visible, entre otros, y apareciendo biotita y turmalina de neoformación en las rocas cuarzosas formando cuarcitas a veces corneánicas y en las areniscas con la aparición de pequeñas láminas de biotita.

#### **Pizarras y filitas mosqueadas con biotita:**

Normalmente son más micáceas que cuarzosas; este mineral puede presentarse como constituyente accesorio junto con feldespato, clorita, grafito, mineral de hierro, turmalina, esfena, apatito y circón. Además aparecen afectadas por una moscovitzación tardía que desarrolla láminas de mica blanca de mayor tamaño que los restantes constituyentes de la roca. A veces se observan afectadas por pequeñas fracturas transversales u oblicuas a la pizarrosidad rellenas de cuarzo, albita o ambos minerales a la vez.

#### **Cuarcitas:**

Constituidas en más del 90 por 100 por cuarzo granoblástico fino. Como componentes accesorios se observan sericitia (a veces produciendo una ligera orientación en la roca), clorita en pequeños agregados a modo de concentraciones, esfena, turmalina, mineral de hierro y circón.

#### **Metareniscas feldespáticas con biotita:**

Proceden de areniscas cuya composición varía de arcosas a grauvacas, cuyos fragmentos líticos aparecen recristalizados. Presentan textura blastopsamítica heterométrica, con tamaños que varían de limo a arena gruesa. Los clastos son de cuarzo fundamentalmente y feldespato caolinizado ligeramente en una matriz pelítica, en algunas ocasiones orientada. Sus accesorios son: clorita, esfena, opaco, mineral de hierro y circón.

## 5 GEOLOGIA ECONOMICA

### 5.1 MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja de Flix tan sólo existe una mina, ya abandonada, que ha producido galena. Pertenece a la zona minera de Bellmunt de Ciurana (Hoja de Mora de Ebro) en la que a lo largo de unos 4 km. y coincidiendo con el afloramiento del dique de porfido, se sitúan gran número de antiguas explotaciones de plomo. El mineral, que va asociado a esfalerita, calcita, dolomita, pirita y baritina principalmente, se distribuye en filones resultado del relleno de fracturas de la etapa de distensión por fluidos mineralizantes.

Este es el único vestigio minero de la Hoja.

Las canteras también son escasas y de poca importancia. Se han explotado localmente yesos del Muschelkalk Medio y Keuper, caliza y dolomía del Muschelkalk Inferior y Lías Inferior y gravas de las terrazas fluviales.

### 5.2 HIDROGEOLOGIA

En nuestra opinión no existen acuíferos de importancia en la zona.

«A priori», los materiales que pueden presentar una cierta permeabilidad son las dolomías del Muschelkalk Inferior, las dolomías brechoides y calizas del Lías y los conglomerados de Montsant.

La estructura más favorable es el sinclinal, cuyo eje sigue la parte baja del Barranco de Cabalosa, que desemboca en el río Montsant, 1,5 km. al N. de La Figuera. El acuífero se situaría en las dolomías del Muschelkalk Inferior, si es que éstas presentan permeabilidad en grande por fracturación.

Los numerosos pozos implantados en el Terciario del Valle del Ebro aprovechan la permeabilidad de las areniscas. Sin embargo, no pueden constituir acuíferos de importancia por la naturaleza lentejonar de los niveles areniscosos y la dificultad de la recarga del acuífero debido a los numerosos lechos margosos impermeables intercalados.

Las gravas de las terrazas del Ebro constituyen los acuíferos más favorables por su naturaleza y proximidad al río. De hecho, los pocos cultivos de regadío de la zona prácticamente están implantados en ellas.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- ASHAUER, H., y TEICHMULLER, R. (1946).—«Origen y desarrollo de las Cordilleras Variscas y Alpídicas de Cataluña». *Publ. Extr. Geol. Esp. C. S. I. C.*, Madrid, vol. III, núm. 9, pp. 1-93.  
BENZAQUEN, M.; MARTINEZ, W., y NUÑEZ, A. (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. 446 (Valls)». Mapa Geológico de España E: 1:50.000 (segunda serie), *IGME*, Madrid.
- (1973).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 419 (Villafranca del Panadés)». Mapa Geológico de España E: 1:50.000 (segunda serie), *IGME*, Madrid.
- 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.
- GARCIA BOADA, J. (1974).—«El Terciario de la Depresión de Mora y su relación con el borde oriental de la Depresión del Ebro (prov. Tarragona)». *Sem. Estratigr.*, núm. 9, pp. 11-20, Madrid.
- LLOPIS, N. (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura 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 (Perelló)». Mapa Geológico de España E: 1:50.000 (segunda serie), *IGME*, Madrid.
- (1977).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 471 (Mora de Ebro)». Mapa Geológico de España E: 1:50.000 (segunda serie), *IGME*, Madrid.
- ROBLES, S. (1974).—«Estudio geológico del Mesozoico del Bloque del Cardó y sectores adyacentes». *Tesis Univ. Autónoma Barcelona*.
- VIA, L. y VILLALTA, J. F. (1971).—«Restos de Crustáceos decápodos en el Triásico de Montral». *Cent. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 1, pp. 495-514, Madrid.
- VIRGILI, C. (1958).—«El Triásico de las Catalánides». *Bol. IGME*, t. 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. Estratigr.*, núm. 9, pp. 1-9, Madrid.
- VIRGILI, C. (1976).—«I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Trías y Pérmico en España». Excursión geológica a la Sierra de Prades (Tarragona).