



IGME

521

31-20

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

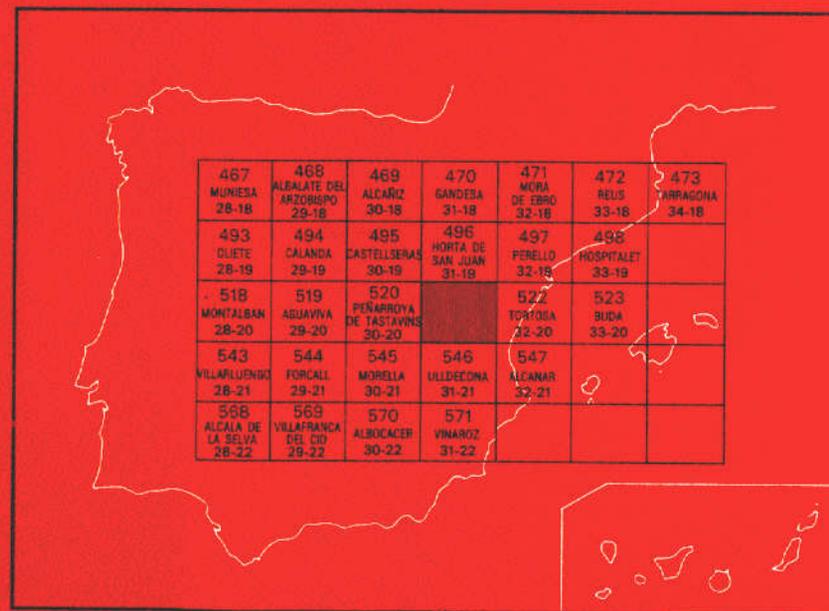
BECEITE

Segunda serie - Primera edición



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

I.S.S.N.: 0373-2096



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BECEITE

Segunda serie-Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INYPSA con normas, dirección y supervisión del IGME.

AUTORES Y COLABORADORES

CARTOGRAFIA

— F. López Olmedo y A. García de Domingo (INYPSA).

MEMORIA

— A. García de Domingo y F. López Olmedo (INYPSA)

JURASICO

— A. Barnolas (IGME) y A. Simó (U. c. Barcelona)

LEVANTAMIENTO E INTERPRETACION DE COLUMNAS

Terciario: F. López Olmedo (INYPSA).

Cretácico superior: J. González Lastra (INYPSA)

Cretácico inferior: R. Salas (U. C. Barcelona)

Jurásico: A. Simó (U. Central de Barcelona).

Triásico: F. Calvet (U. Central de Barcelona).

ESTUDIOS DE MUESTRAS

— L. Granados Granados.

— J. González Lastra (INYPSA).

DIRECCION Y SUPERVISION

— A. Barnolas Cortinas (IGME).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Estudio sedimentológico y paleontológico de dichas muestras.
- Informes sedimentológicos de series.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información.

Servicio de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28016 Madrid

D. L. M. 2329-1985

LA IMPRENTA, S. A. - Luisa Muñoz, 8 - Madrid - 2819 -

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La hoja 521 (31-20) de Beceite se encuentra situada entre las provincias de Castellón, Teruel y Tarragona, siendo esta última la que participa de más extensión dentro de la hoja.

Orográficamente se puede dividir en dos sectores. El Oriental, que forma parte de la Depresión de Tortosa, zona de relieve bajo con altitudes que oscilan alrededor de los 100 m., y el sector Centro-Occidental, ocupado por las estribaciones septentrionales del Maestrazgo, zona de relieve alto en la que se sitúan las elevaciones más importantes, Sierra del Caro (1.434 m.), Sierra del Sires (1.343), Sierra de Mangraner y Ports de Beceite.

En general se trata de una región de fuerte relieve, lo cual dificulta notablemente su conocimiento.

La red fluvial es restringida y de carácter intermitente, observándose solamente cursos de agua continuos en la vertiente septentrional (ríos Matarraña, Ulldemó y Algas).

1.2. MARCO GEOLOGICO

Desde el punto de vista geológico la hoja de Beceite se encuentra ubicada en el entronque de la Cordillera Prelitoral Catalana con la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica.

Los sedimentos que afloran son de edades que oscilan entre el Triásico medio hasta el Cuaternario, con gran representatividad del Jurásico y del Cretácico.

En general se puede dividir la hoja en tres dominios:

- Dominio Septentrional, en el que predominan los materiales de edad Jurásico inferior y medio.
- Dominio Meridional, en el que afloran materiales del Jurásico superior y Cretácico.
- Dominio Oriental, constituido fundamentalmente por materiales cuaternarios generados por «abanicos aluviales», que enmascaran un importante accidente que, con dirección NNE-SSW, pone límite a este dominio con los anteriormente descritos.

Estructuralmente, todos ellos se encuentran enclavados en una zona plegada de dirección catalánide (ENE-WSW), surcada por varios accidentes tectónicos, en general cabalgantes y vergentes hacia la Cuenca del Ebro.

Los materiales terciarios del borde de la Depresión del Ebro aparecen cabalgados por materiales jurásicos, originando en los primeros una clara discordancia progresiva.

1.3. ANTECEDENTES

Los primeros trabajos referentes a la región son monografías de carácter esencialmente cartográfico y estratigráfico entre los que cabe citar a LANDERER (1872), MALLADA (1889), FAURA, FALLOT y BATALLER (1921).

Posteriormente, a partir de 1927 y con carácter regional se realizan los trabajos de FALLOT y BATALLER (1927), M. STILLE (1930), C. MAHNE (1930), BATALLER (1935), H. ASHAUER y R. TEICHMULER (1935), N. LLOPIS LLADO (1943), C. VIRGILI (1958) y ALMELA (1959), finalizando esta etapa en 1962 con el libro a la memoria del profesor P. FALLOT, compendio de los conocimientos tectoestratigráficos y paleogeográficos de la zona.

Finalmente, en la última década, hay que destacar los trabajos de COMBES (1969), P.F. BULARD (1972), J. CANEROT (1974), H. CADILLAC (1979) y GINER (1980), así como el libro homenaje al profesor SOLE SABARIS, en el que hace un resumen de la evolución tectoestratigráfica de los Catalánides.

En cuanto a estudios específicos en esta región hay que destacar los realizados por SAN MIGUEL ARRIBAS (1949), que estudia el vulcanismo de Pauls y Prat del Compte. Por otra parte, DUVAL (1957), ROSELL y VIA (1967), GAUTIER y MOUTERDE (1964), BULARD y CANEROT (1969) y GARCIA BOADA (1974) se centran en el estudio del Mesozoico.

Por último hay que hacer referencia a las hojas correspondientes al Mapa Geológico de España E/1 : 50.000 (Plan MAGNA), así como a recientes trabajos regionales de carácter sedimentológico y/o tectónico que contribuyen a un mejor conocimiento de la geología del área a estudiar.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. CARACTERISTICAS GENERALES

Afloran en esta hoja materiales correspondientes al Triásico, Jurásico, Cretácico, Terciario y Cuaternario.

Los más antiguos, pertenecientes al Triásico, se presentan en facies Muschelkalk y Keuper, aflorando en los núcleos de los anticlinales o a favor de discontinuidades importantes.

El Jurásico, bien desarrollado en esta región, consiste en una potente serie carbonatada calco-dolomítica con pequeñas intercalaciones margosas. En general, las secuencias inferior y media (Lias y parte del Dogger) se encuentran bien datadas, mientras que en la secuencia superior (Malm) es difícil establecer límites cronológicos, debido fundamentalmente a la naturaleza, en parte dolomítica, de estos materiales. El tránsito del Jurásico al Cretácico se realiza mediante una caliza y dolomía tableada de edad Portlandiense-Berriasiense.

El Cretácico se encuentra ampliamente representado en todo el ámbito de la hoja. Es de destacar el apreciable aumento de potencia que experimenta el conjunto hacia el SW.

Hay que indicar la presencia, en la zona del Mangraner y otros puntos dispersos en la hoja, de calizas de agua dulce y salobre que incluyen al Valanginiense.

Sobre ellas, y a través de una suave discordancia observable en la zona de la ermita de San Miguel, se encuentran los depósitos pertenecientes al ciclo Barremiense-Aptiense, estudiados anteriormente por COMBES (1969) e IGME (1974), y que en su base presentan intercalaciones bauxíticas con interés económico.

A continuación, y en disposición discordante sobre cualquier tramo anteriormente citado, incluido el Jurásico (Unidad de las Voltes), se deposita una serie detrítica, con niveles carbonosos, que representa las facies Utrillas.

El Cretácico superior está constituido por unos tramos basales dolomíticos (Cenomaniense) y una serie superior calco-margosa (Senoniense).

El Terciario, con escasa representatividad dentro de la hoja, está constituido por depósitos detríticos continentales, que forman el relleno de la Cuenca del Ebro, situada más al norte.

Los depósitos cuaternarios alcanzan gran extensión, ya que constituyen el relleno, mediante abanicos aluviales, de la Depresión de Tortosa. Asimismo, dentro del Macizo del Maestrazgo, se han observado depósitos aluvionares, coluvionares y travertínicos de pequeña entidad.

2.2. MESOZOICO

2.2.1. TRIASICO

En esta hoja, los afloramientos triásicos son poco representativos, habiéndose observado solamente en la cabecera del río Algas y en la zona de la Fuente del Boj. Su presencia está ligada a grandes discontinuidades tectónicas, ya que estos materiales actúan como nivel de despegue.

Se disponen agrupados en tres secuencias definidas por ESTEBAN y ROBLES (1974) y ANADON *et al.* (1974), perteneciendo las que afloran en esta hoja a la secuencia media (Muschelkalk medio y superior) y superior (Keuper, dolomías tableadas).

2.2.1.1. Arcillas rojas con yesos (1)

Esta unidad (denominada por VIRGILI [1958] Unidad M₂ de los Catalánides) se encuentra escasamente representada en la zona de la Fuente del Boj, constituyendo un nivel de despegue para las unidades jurásicas.

En conjunto se trata de arcillas de color rojo, con contenido variable de yeso.

La potencia de esta unidad es difícil de precisar, debido a los procesos tectónicos en los que está implicada; no obstante, y en base a observaciones regionales, este tramo llega a alcanzar los 100 m. en la hoja de Horta de San Juan (496).

Su edad también presenta problemas de determinación, ya que no se han encontrado en la hoja restos fósiles que permitan datarla; no obstante, VIRGILI (1958) le asigna una edad Muschelkalk medio, más concretamente Anisiense-Ladiniense.

El medio de sedimentación de estos depósitos parece corresponder con los de tipo sabkha.

2.2.1.2. Calizas y dolomías con «Daonella» (2)

Sobre las arcillas con yesos de la unidad anterior descansa una serie fundamentalmente calco-dolomítica con estratificación en bancos muy finos, de orden centimétrico y aspecto noduloso. El mejor afloramiento corresponde a las proximidades de la Fuente del Boj con una potencia aproximada de 100 m. e intensamente plegado y fracturado por pequeñas fallas.

Litológicamente, esta unidad comienza por una alternancia constituida por margas, margocalizas y calizas (mudstones y wackstones) con niveles de laminación paralela, pasando hacia techo, a una serie en general carbonatada de calizas y dolomías (mudstones y wackstones) con ripples de oscilación intensa bioturbación.

Los estudios faunísticos realizados en esta unidad, definida por VIRGILI (1958) como M₃ de los Catalánides, han determinado la presencia de *Daonella lomelli* (WISS MANN), *Halobia*, *Placunopsis*, *Nodosaria*, Radiolarios y Ostrácodos.

La edad, basada en su contenido faunístico y criterios regionales, comprendería desde el Ladiniense inferior-medio hasta el Carniense inferior.

El ambiente de depósito corresponde a una llanura de mareas «tidal flat» con abundantes ripples de oscilación y estructuras laminares de algas, «Algal mats», porosidad fenestral e intensa bioturbación.

Las secuencias observadas en los tramos inferiores son negativas, siendo las de los tramos superiores positivas de somerización «Shallowing upward».

2.2.1.3. Arcillas rojas y verdes con yesos (3)

Constituye esta unidad la base de la secuencia superior del Triásico. El mejor afloramiento es el observado en la Fuente del Boj; no obstante, existen pequeños retazos en el sector septentrional de la hoja, relacionados con grandes discontinuidades tectónicas.

Litológicamente corresponden a típicas facies Keuper con arcillas versicolores que incluyen delgadas intercalaciones de yeso de espesor variable. CADILLAC (1974) destaca el alto contenido en Montmorillonita e Illita que se observa en esta formación.

El espesor de esta unidad es difícil de precisar, ya que siempre se encuentra afectada por una intensa tectonización; no obstante, se han medido más de 20 m.

El medio de sedimentación se corresponde con amplias cuencas con sedimentación de evaporitas o sabkhas.

2.2.1.4. Dolomías tableadas (4)

Esta unidad se sitúa en tránsito gradual sobre las arcillas con yesos en facies Keuper descritas anteriormente, constituyendo el tramo superior de la última secuencia triásica.

Sus afloramientos se sitúan en el sector septentrional de la hoja, formando parte de los núcleos de los anticlinales y siempre ligados a grandes discontinuidades tectónicas; la potencia media puede llegar a alcanzar los 60 m.

Está constituida por dolomicritas y dolesparitas, a veces con grainstones oolíticos de color gris, estratificadas en capas de 0,50 m., con intercalaciones de arcillas rojas hacia la base, que recuerdan las facies Keuper infrayacentes.

En esta unidad, y a techo, es frecuente encontrar ripples de oleaje, así como nódulos de anhidrita y cristal cast que forman la base de las secuencias positivas, con tendencia a la somerización. En conjunto, estos sedimentos indican un medio de depósito de llanura de marea («mud flat»).

La edad es difícil de establecer, ya que no existe registro paleontológico que permita su encuadre cronológico.

En los últimos años, este tramo ha sido estudiado por varios autores, GOY *et al.* (1976) y GOMEZ *et al.* (1979), quienes lo definieron como formación «Dolomías tableadas de Imón».

CADILLAC *et al.* (1981) asignan a este tramo una edad Noriense, ya que según VIRGILI (1977) (com. oral de R. SOLER) ha sido encontrada microfauna, asimilable a dicha edad, en Tivisa.

2.2.2. JURASICO

El Jurásico está bien representado en el área de estudio de esta hoja y está formado a grandes rasgos por:

Un Lias inferior constituido por brechas dolomíticas (Fm. CORTES DE TAJUÑA) y por calizas y dolomías bien estratificadas (Fm. CUEVAS LABRADAS) en secuencias somerizantes, y un Lias superior Aalenense formado por marga y calizas bioclásticas con fauna nerítica (Fm. CERRO DEL PEZ, BARAHONA, TURMIEL y CASINOS).

Un Dogger margoso (Fm. TIVENYS) y carbonatado (Fm. CHELVA).

Un MALM calcáreo (Fm. YATOVA) y dolomítico (Fm. MORROT BLANC) coronado por una unidad marina somera (Fm. GARRAF).

2.2.2.1. Brechas dolomíticas (Fm. Cortes de Tajuña) (5)

Esta unidad deposicional aflora en el sector septentrional de la hoja, concretamente en las unidades estructurales de las Voltes y de Garrigones, así como en el sector del Caro. En la literatura geológica clásica ha recibido diversas denominaciones: Rethiense, Suprakeuper, Infralias y Carniolas, si bien en esta hoja, al igual que en el resto de los Catalánides y sector septentrional de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, las facies de Carniolas están poco desarrolladas. Fue definida formalmente con el nombre de Fm. Cortes de Tajuña por Goy *et al.* (1976) en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

GINER (1980) reconoció seis tipos litológicos en esta unidad: carnio-las, margas y yesos, megabrechas, ruditas, olistolitos y dolomías. En los cortes estudiados en esta hoja únicamente se han reconocido las litofa-

cies de ruditas y carniolas, no descartándose la presencia de las litofacies de megabrechas, olistolitos y dolomías que se hallan claramente representadas en la vecina hoja de Horta de Sant Joan. La litofacies de margas y yesos no aflora en esta hoja, estando reconocida únicamente su presencia, dentro del dominio Ibérico y Catalánide, en la hoja número 467 (Muniesa) y en algunos sondeos petrolíferos, entre los que hay que citar por su proximidad a la zona el de Ballobar-1.

Las facies de Carniolas están formadas por brechas cuyos clastos son de dolomías y margas dolomíticas, algunos de los cuales están disueltos, dando a la roca la porosidad vacuolar característica. La matriz generalmente está neomorfizada y es dolomítica. Frecuentemente, las facies de Carniolas están intensamente vetadas por venas de calcita espática. Estas facies aparecen únicamente en la parte alta de la unidad y representan aproximadamente un 10 % de la sección en el corte de la unidad de las Voltes.

El resto de la unidad está formado por facies de ruditas. Se trata de brechas calcareo-dolomíticas poligénicas o monogénicas según los tramos, sin estratificación aparente, con fábrica desordenada en los clastos, que son de angulosos a subredondeados. La matriz abundante puede variar desde un mudstone gris-rosado a un mudstone arcilloso, estando en algunos tramos dolomitizada. Los cantos predominantes son de mudstones, algunos de los cuales son laminados, de colores diversos, aunque aparecen frecuentemente cantos totalmente neomorfizados. El tamaño de los cantos oscila entre los pocos milímetros y unos 20 cm., sin una distribución secuencial aparente; no obstante, se observa que en la base éstos son más redondeados mientras que en la parte superior son muy angulosos.

El contacto basal sobre la unidad infrayacente es neto y, en algunos puntos, como en el corte de Prat de Compte, en la vecina hoja de Horta de Sant Joan (496), es ligeramente erosivo: en el corte realizado en esta hoja, en la unidad de las Voltes a lo largo del barranco de Marrades, pueden observarse en la base cantos del Bundsandstein. La potencia total del tramo oscila entre los 60 y los 80 m.

Diversas interpretaciones han sido publicadas sobre la génesis de esta unidad; así, YEBENES (1973), en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, los interpreta como colapso-brechas originadas por disolución de evaporitas en áreas supramareales, opinión compartida por VAN GYM-KEL & MEKEL (1976), que los estudian en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, y por GOMEZ (1979) en el sector levantino. Por otra parte, RIBA *et al.* (1971), que las estudian en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, indican que las brechas se habrían originando por *slumps* submarinos al pie de un graderío de fallas; ROBLES (1974), estudiando los afloramientos de la parte meridional de los Catalánides, las interpreta

como conos de deyección submarinos al pie del Macizo del Ebro, y GINER (1978), en la Mesa de Prades, y GINER (1980), en los Catalánides y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, las interpreta como «debris flow deposits». Por otra parte, CANEROT (1974) y CANEROT y MARTIN (1977) dan un origen tectónico para buena parte de las brechas liásicas del sector septentrional del Maestrazgo.

GINER (1980), que aporta la interpretación más reciente, y que estudia la unidad en el sector cartografiado en esta hoja, discute el posible origen de la brechificación. Para este autor, la interpretación de YEBENES (1973) es válida para los facies de Carniolas. La unidad, tal como muestran los cantos de calizas laminadas, se habría depositado en un clima árido y en un ambiente de aguas someras con áreas de sedimentación de evaporitas, que por migración lateral de ambientes daría lugar a una secuencia sedimentaria con términos evaporíticos. La disolución de estas evaporitas se produciría por causas tectónicas antes de la completa cementación del sedimento; así, la fracturación de la cobertera produciría brechas tecto-sedimentarias, a la vez que favorecería la entrada de agua marina que disolvería las evaporitas superiores, contribuyendo a la brechificación de los niveles carbonáticos. Este hecho se produciría en diversas fases con modificaciones en la distribución de facies, de tal forma que daría lugar a la secuencia de brechas en su conjunto. La existencia de niveles calcáreos dolomíticos no brechados apoyaría esta hipótesis, ciñéndose la formación de brechas a los períodos de inestabilidad tectónica.

2.2.2.2. Dolomías y calizas (Fm. Cuevas labradas) (6)

Al igual que en la unidad anterior, aflora exclusivamente en el sector septentrional de la hoja pudiendo ser estudiada con detalle en los cortes de los ríos Matarraña y Ulldemó.

Corresponde a una formación de calizas y dolomías en una sucesión de secuencias somerizantes de orden decimétrico a métrico, que puede reconocerse como tal en toda la Cordillera Ibérica y en el Sector Meridional de los Catalánides. Esta unidad fue definida con el nombre de Fm. Cuevas Labradas en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica por GOY, *et al.* (1976).

En el Maestrazgo septentrional, Puertos de Beceite y sector meridional de los Catalánides ha sido estudiada por ROBLES (1974), CADILLAC (1979), GINER (1980) y CADILLAC *et al.* (1981).

La parte inferior de la unidad es dolomítica y en ella se reconoce ocasionalmente la textura original que corresponde a las siguientes litofacies deposicionales: Grainstones oolíticos, Grainstones bioclásticos con gasterópodos, bivalvos, equinodermos, foraminíferos, algas y peloides, Wackestones de moluscos y estromatolitos, Mudstones y Dolomías lamina-

das. Corresponde a un tramo de secuencias somerizantes fuertemente dolomitizado. La base de las secuencias está formada por cualquiera de las siguientes litofacies: Grainstones oolíticos, Grainstones bioclásticos o Wackestones bioclásticos, que corresponderán a ambientes submareales, mientras que el techo corresponde a ambientes intramareales y supramareales. Los niveles de dolomías laminados, frecuentemente, están rotos en la parte superior dando lugar a acumulación de brechas de origen supramareal.

La parte superior de la unidad (poco potente en esta hoja) está menos dolomitizada y en ella se observan mejor las secuencias somerizantes. Las litofacies deposicionales que predominan en este tramo son los Wackestones-Packestones bioclásticos y los Mudstones. Algunas secuencias terminan con mudstones laminados, algunas veces dolomitizados o con estromatolitos. Las secuencias que se inician por grainstones oolíticos o bioclásticos son escasas en este tramo.

En conjunto, la unidad evoluciona verticalmente hacia facies que indican un medio marino de mar abierto, aunque las secuencias siguen presentando términos superiores intermareales.

La potencia de esta unidad se mantiene en valores próximos a los 60 m.

2.2.2.3. Calizas bioclásticas y margas (Fm. Cerro del Pez, Fm. Barahona y Fm. Turmiel) (7)

Sobre la unidad anterior se desarrollan unas unidades margosas y de calizas bioclásticas alternantes, que por su poco espesor se han representado conjuntamente.

Estas unidades representan a la parte superior del ciclo liásico y un tránsito al Dogger se realiza a través de un nivel de oolitos ferruginosos con fauna de edad Aalenense. El último nivel de calizas bioclásticas se ha podido representar por separado y constituye la unidad cartográfica suprayacente (8), por lo que el límite secuencial entre el Lias y el Dogger se halla a techo de esta otra unidad.

La primera de estas unidades se trata de calizas micríticas nodulosas, calizas margosas y margas con intercalaciones arenosas que contienen abundantes braquiópodos, entre ellos *Uptonia*, por lo que CADILLAC *et al.* (1981) las denominaron como calizas margosas con *Uptonia*. La potencia de esta unidad está comprendida entre los 10 y 15 m. CADILLAC *et al.* (1981) incluyen a esta unidad dentro de la Fm. Cuevas Labradas. Por nuestra parte la hemos incluido dentro de la Fm. Cerro del Pez. La Fm. Cerro del Pez (GOY *et al.*, 1976) o margas con braquiópodos y Pholodomas (CADILLAC *et al.*, 1981) corresponde a margas beiges y margocalizas con moldes de lamelibranquios y braquiópodos. La edad de todo el tramo, según CADILLAC *et al.* (1981), es para la base Carixiense inferior

(Pliensbachiense inferior), zona *Samesoni*, subzona *Bevispina* y *Samesoni*, y el techo Carixiense superior (Pliensbachiense inferior).

Sobre este tramo margoso se desarrolla un paquete de calizas bioclásticas que contienen ammonites, braquiópodos, pectínidos, belemnites, restos de crinoideos, etc., y que se halla coronado por un *Hard-Ground*. Corresponde a la Fm. Barahona de GOY *et al.* (1976) y su potencia total es próxima a los 15 m. En esta Fm. CADILLAC *et al.* (1981) han datado desde un Carixiense superior (zona *Davoci*, subzona *Capricornus*) en la base, un Domerense inferior y medio y un Domerense superior (zona *Spinatus*) en la parte alta. El *Hard-Ground* del techo representa una ligera laguna estratigráfica de la base del Toarciense.

Sobre este *Hard-Ground* empieza la tercera alternancia de margas y calizas bioclásticas y que, por razones cartográficas, únicamente representamos en esta unidad cartográfica a la unidad inferior margosa. Se trata de una unidad poco potente (15 a 20 m.) de margas y margocalizas en alternancia rítmica con braquiópodos y ammonites, entre los que abundan los *Hildoceras*, y que corresponde a la Fm. Turmiel de GOY *et al.* (1976). El contenido faunístico, muy abundante, representa al Toarciense (desde un Toarciense inferior en la base a un Toarciense superior en el techo).

2.2.2.4. Calizas y dolomías beigeas, generalmente con sílex (Fm. Casinos) (8)

Sobre las margas de la Fm. Turmiel se desarrolla un tramo calcáreo, en general bastante dolomitizado, con fantasmas de oolitos y restos de fósiles en su parte superior. Se trata de Wackestones-Packestones bioclásticos, con fragmentos de bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, espículas de esponjas, ostrácodos, foraminíferos y corales, presentando frecuentes nódulos de sílex. La potencia de esta unidad es del orden de los 10 a 15 m. y, al igual que las unidades anteriormente descritas, está representada en el sector septentrional de la hoja. Corresponde a la Fm. Casinos de GINER (1980), que la separó de la Fm. Carbonatada de Chelva de GOMEZ (1978), en la que había sido incluida por éste antes como miembro por criterios de orden secuencial (ver GINER, 1980, pp. 31-33).

El techo de esta unidad está formado por un nivel de oolitos ferruginosos de unos 30 cm. con fauna de ammonites que caracterizan el Aaleniense superior (zona *Murchisonae*, subzona *Bradfordensis* y zona *Concavum*). CADILLAC *et al.* (1981).

El conjunto formado por la unidad cartográfica anterior (7) y ésta (8) representan los siguientes ciclos deposicionales:

- Ciclo inferior: su base es el techo de la Fm. Cortes de Tajuña y su techo el *Hard-Ground* del techo de la Fm. Barahona. Corresponde a una secuencia somerizante hacia techo, y el modelo deposicional

a una rampa carbonatada, siendo las facies distales arcillas y margocalizas nodulosas y las proximales carbonatadas.

- Ciclo superior: limitado en la base por el Hard-Ground del ciclo anterior y al techo por el oolito ferruginoso inferior. El intervalo inferior tiene un carácter detrítico marcado, con una base arcillosa con fauna marina e intercalaciones limolíticas y un techo con frecuentes entradas de arenas. Corresponden a facies de shelf-rampa. El intervalo superior es carbonático con intercalaciones arcillosas. Se interpretan como sedimentos de plataforma externa.

Estos ciclos están ligados al tránsito entre la plataforma liásica, de condiciones muy homogéneas en todo el ámbito ibérico, al Dogger, que se caracteriza por una mayor diversidad en ambientes deposicionales (por ejemplo, el Dogger de Albarracín, GINER y BARNOLAS, 1980). Este tránsito se realizaría por fracturación del zócalo, y las secuencias descritas representarían a diversas etapas de mayor actividad (hundimiento y aporte terrígenos) a menor actividad (homogeneización) en la fracturación del zócalo. En otros ámbitos del Tethys el tránsito se realiza con el hundimiento de la plataforma carbonática del *Lias* y el paso a los sedimentos de talud y cuenca del Dogger (BERNOUILLI & JENKYN, 1974).

2.2.2.5. Margas y calizas de filamentos (Fm. Tivenys y Fm. Chelva) (9)

Sobre el nivel de oolitos ferruginosos del Aalenense se desarrolla un tramo margoso que puede reconocerse en el corte del Caracol y también en algunos cortes de la vecina hoja de Horta de Sant Joan. Este tramo es muy poco potente, desapareciendo hacia el W y SW. Se trata de margas amarillentas con *Cancellophycus* y con fauna de ammonites piritosos. BULARD (1972), dada a esta unidad como perteneciente al Bajociense medio y superior y ROBLES (1974) cita también la presencia de ammonites del Bajociense inferior en esta unidad, por lo que, en su opinión, la discontinuidad del oolito ferruginoso no sería tan amplia como expuso BULARD (1972) en este sector (Bajociense inferior-medio), sino que alcanzaría únicamente a parte del Bajociense inferior. CADILLAC *et al.* (1981) cita la presencia de *Sonninia* sp. del Bajociense inferior (zona *Sauzei*) en el corte de Tivissa (Hoja de Perelló) y determina el Bajociense superior en el corte del barranco de Caseres, en la carretera de Xerta a Pauls (Hoja de Horta de Sant Joan). Esta unidad corresponde a la Fm. Tivenys de GINER (1980), que equivale a las margas de *Cancellophycus* de BULARD (1972) y a las margas del Cardó de CADILLAC *et al.* (1981).

Sobre el tramo margoso se desarrolla un tramo de potencia variable, aunque se mantiene próximo a los 40 m., de calizas tableadas que corresponden a Wackestones de filamentos en bancos de 10 a 30 cm. con bioturbación y restos piritosos. En la base, este tramo contiene ammonita del Bathoniense, mientras que en la parte superior, más margosa, pre-

senta, además de filamentos, *Eothrix alpuna* y fauna de ammonites del Calloviense inferior. Corresponde a la Fm. Chelva de GOMEZ (1978) redefinida por GINER.

En esta unidad existen niveles con acumulación de fauna oxidada, como el señalado por BULARD (1972) en el corte del río Matarraña. La fauna corresponde a ammonites, esponjas, ostreidos, políperos y braquiópodos, del Bathoniense inferior.

Sobre este tramo se desarrolla la Fm. Yatova, que está formada por calizas micríticas y bioclásticas con abundante glauconita y presentando esponjas, protoglobigerinas y ammonites del Oxfordiense medio al tránsito con el Kimmeridgiense. Esta unidad ha sido reconocida en el corte de la unidad de las Voltes y en el corte de la carretera Xerta-Pauls (Hoja de Horta de Sant Joan). La potencia de la misma es del orden de 40 m., quedando enmascarada, en gran medida, por la dolomitización de la unidad cartográfica suprayacente. Como el contacto cartográfico con las dolomías es por dolomitización, donde esta unidad no está afectada ha quedado agrupada con los materiales del Dogger.

El límite secuencial Dogger-Malm viene enmascarado en este sector por dos factores:

- La dolomitización, que puede afectar, en algunos casos, hasta el Bathoniense.
- La inexistencia en este sector del oolito ferruginoso del Calloviense-Oxfordiense. BULARD (1972) cita la existencia de oolitos ferruginosos sueltos en el tránsito entre el Calloviense-Oxfordiense en el corte de la unidad de las Voltes.

2.2.2.6. Calizas (10)

Al norte de Beceite, en la unidad de Perigañal, la Fm. Casinos (8) y las Fm. Tivenys y Chelva (9) no han podido ser representadas individualmente en cartografía, por lo que se han agrupado conjuntamente en esta unidad cartográfica. Discordante sobre la misma descansan las arenas de la Fm. Utrillas.

2.2.2.7. Dolomías masivas, dolomías tableadas y dolomías masivas grises (Fm. Morrot Blanc) (11) (12) (14)

Estas unidades se encuentran ampliamente representadas en esta hoja, ocupando prácticamente el sector central y meridional; es importante destacar el apreciable aumento de potencia que experimenta hacia el SW.

En el sector de la Fuente del Boj se han diferenciado tres unidades, atendiendo exclusivamente a sus características morfológicas. De muro a techo son:

- Dolomías masivas inferiores.
- Dolomías tableadas intermedias.
- Dolomías masivas grises superiores.

El tramo inferior se observa en la Fuente del Boj y en el Pantano de Ulldecona. Está formado por dolomías sacaroideas grises, de aspecto masivo, que lateralmente pueden pasar a niveles tableados. La potencia visible es de 70 m.

El tramo intermedio está formado por unas dolomías y calizas dolomíticas (pelmicritas), de colores blanquecinos, en bancos de 0,10 a 1 m. de espesor. En aquellos sectores, donde la dolomitización ha afectado menos, se pueden observar restos de bioturbación. Su espesor es variable, llegando a alcanzar unos 100 m. en el sector meridional de la hoja.

El tramo superior está constituido por una serie de dolomías masivas de color gris, sin estratificación aparente, con numerosas geodas, incrustaciones y filones de calcita, con una potencia visible de más de 100 m.

En el techo de esta unidad, en los sectores de la Mola de Tortosa y Coscollosa, se observan unos pequeños niveles, dolomíticos, tableados en bancos de 0,30 a 1 m.

GINER (1980) estudia el origen de las dolomitizaciones estableciendo un modelo genético para las mismas. Para establecerlo describe, en primer lugar, las características geométricas de las dolomías que pueden resumirse de la siguiente forma:

- Son cuerpos de geometría prismática elipsoidal de varios kilómetros de largo y ancho por varios centenares de metros de potencia.
- Afectan a diversas formaciones carbonáticas indistintamente, por lo que desecha la relación genética con alguna de ellas en particular.
- Techo bastante plano con límite entre el Postlandiense-Valangiense y base irregular que afecta desde un Kimmeridgiense a un Bathoniense.

Para este autor, el origen de la dolomitización, en función de las características antes mencionadas y por la presencia de unidades salobres superpuestas (Fm. Cincorres), habría que buscarlos en el mecanismo de mezcla de agua meteórica y agua marina (modelo Dorag) ocurrido con posterioridad a la sedimentación de los materiales carbonáticos.

GEYER y PELLEDUHN (1979), al estudiar las facies de esponjas del Kimmeridgiense de Calanda; recuerdan que ésta había sido reconocida en la Sierra de Montenegro (Puertos de Beceite) por GEYER (1963) y por BULARD (1972) en el corte de Rafales, situado al WSW de Vallderoures. Por este motivo concluye que las formaciones dolomíticas del Jurásico superior de los Puertos de Beceite son muy probablemente y, por

lo menos parcialmente, un producto diagenético de estas facies de esponjas.

2.2.2.8. Calizas tableadas y margas (13)

Dentro de la unidad de dolomías tableadas, en el barranco de Valdebons, se desarrolla un nivel de margas y margocalizas (micritas o intramicritas), de color blanco, con una potencia aproximada de 10 m., que lateralmente se adelgaza pasando a calizas y dolomías tableadas.

Dentro de este nivel se han observado varios slumping, estratificación cruzada a gran escala, así como abundantes restos de fauna, entre ellos gasterópodos, lamelibranquios, ostrácodos, *Ophthalmidium*, *Favreina* y Serpúlidos.

La edad de esta unidad, teniendo en cuenta sus microfacies y posición regional, corresponde el Oxfordiense-Kimmeridgiense.

2.2.2.9. Calizas tableadas grises, localmente dolomitizadas

(Fm. Garraf) (15)

Los mejores afloramientos se localizan en el río Matarraña (unidad de la Mina Maruja), en el Mas de Formenta. Esta unidad ha sido definida informalmente por GINER (1980) en el macizo de Garraf (provincia de Barcelona).

Se trata de calizas grises, laminadas en bancos de 0,10 a 0,30 m., alternando con tramos más oscuros totalmente dolomitizados. Asimismo se aprecia algún banco de calcarenitas (grainstone) bioclásticas de hasta un metro de espesor. La potencia de esta unidad oscila entre 15 y 35 m.

Su límite inferior viene definido por las dolomías descritas anteriormente, mientras que en el techo aparecen pequeños niveles de calizas de agua dulce y una interrupción importante.

En los estudios de microfauna se han encontrado abundantes restos de lamelibranquios, gasterópodos, serpúlidos, ostrácodos, *Iberina lusitánica*, *Ophthalmidium*, *Pianella annulata*, *Feurtillia frequens*, *Actinoporella podolica*, *Cambelliella striata*, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Portlandiense y el Berriasiense e incluso en algunas zonas como en Mas de S. Miquel, parte del Valangiense; es decir, esta unidad comprende el ciclo Portlandiense-Berriasiense y parte del ciclo Valangiense, que en el sector septentrional está muy poco representado.

2.2.3. CRETACICO

Los materiales del Cretácico ocupan buena parte de la superficie de la hoja.

El Cretácico inferior, hasta la base de la Formación Utrillas, se puede subdividir en seis secuencias deposicionales, frecuentemente delimitadas

por cuñas de carbonatos de agua dulce y/o siliciclásticos, y suelos hidromorfos, SALAS (1982). En esta hoja sólo se han observado cinco al no estar representada la del Valanginiense superior.

Por encima del Portlandiense-Berriasiense descrito anteriormente, que predomina en el sector septentrional de la hoja, se desarrollan unos niveles de calizas de agua dulce atribuidos al Valanginiense inferior, faltando el superior representado posiblemente por un nivel laterítico denominado por COMBES (1969) del tipo 2.

Discordante sobre el tramo anterior y a través de dicho nivel laterítico, se observa una asociación integrada por facies de agua dulce y otra de carbonatos marinos de aguas someras que representan el Hauteriviense-Barremiense. Sobre estos niveles afloran depósitos marinos formados por barras bioclásticas costeras con intercalaciones de margas de edad Aptiense.

La macrosecuencia del Cretácico superior, definida por ESTEBAN y ROBLES (1981), se subdivide en tres secuencias:

La basal (Albiense-Cenomaniense) es expansiva. Comienza con los materiales terrígenos en facies Utrillas, que recubren incluso a materiales jurásicos, culminando con una barra calco dolomítica con Prealveolinidos, que representa al Cenomaniense.

La secuencia intermedia (Turonense), que en esta zona está muy adelgazada o no existe.

La secuencia superior (Senoniense) comienza con calizas de Rudistas, culminando con una serie margo calcárea que correspondería a facies sablores.

2.2.3.1. Calizas tableadas y margas (16)

Aflora esta unidad en el sector meridional de la hoja. Su límite inferior viene determinado por las dolomías masivas grises del Jurásico superior, mientras que el superior está marcado por un «hard-ground» importante. El mejor afloramiento de esta unidad se observa en las inmediaciones del Pantano de Ulldecona.

Litológicamente está formado por una alternancia de calizas de color gris (wackestone) y margas, en bancos de 0,2 a 1 m., con niveles de «calieux noires» intensamente dolomitizados en algunas zonas. En los niveles basales de este tramo se han observado abundantes costras ferruginosas, así como niveles glauconíticos.

El estudio micropaleontológico ha librado *Actinoporella podolica*, *Salpingoporella annulata*, *Quinqueloculina*, *Munieria baconica*, *Pfenderina neo-comiensis*, *Trocholina elongata*, *T. alpina*, *Nautiloculina oolithica*, *Likanella bartheli*, *Pseudocyclamina lituus*, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Portlandiense y el Valanginiense.

Alcanza una potencia de 50 m. en la zona del Mangraner, no habiendo

podido diferenciarse cartográficamente los dos ciclos que la componen debido al pequeño espesor que presenta el Portlandiense-Berriasiense en esta zona (10 m. de potencia).

El tramo intermedio está formado por unas dolomías y calizas dolomíticas (pelmicritas), de colores blanquecinos, en bancos de 0,10 a un metro de espesor. En aquellos sectores, donde la dolomitización ha afectado menos, se pueden observar restos de bioturbación. Su espesor es variable llegando a alcanzar unos 100 m. en el sector meridional de la hoja.

El tramo superior está constituido por una serie de dolomías masivas de color gris, sin estratificación aparente, con numerosas geodas, incrustaciones y filones de calcita, con una potencia visible de más de 100 m.

En el techo de esta unidad, en los sectores de la Mola de Tortosa y Coscollosa, se observan unos pequeños niveles, dolomíticos, tableados en bancos de 0,30 a un m.

GINER (1980) estudia el origen de las dolomitizaciones estableciendo un modelo genético para las mismas. Para establecerlo describe, en primer lugar, las características geométricas de las dolomías que pueden resumirse de la siguiente forma:

- Son cuerpos de geometría prismática elipsoidal de varios kilómetros de largo y ancho por varios centenares de metros de potencia.
- Afectan a diversas formaciones carbonáticas indistintamente, por lo que desecha la relación genética con alguna de ellas en particular.
- Techo bastante plano con límite entre el Postlandiense-Valanginiense y base irregular que afecta desde un Kimmerielgiense a un Bathoniense.

Para este autor, el origen de la dolomitización, en función de las características antes mencionadas y por la presencia de unidades salobres superpuestas (Fm. Cinctorres), habría que buscarlos en el mecanismo de mezcla de agua meteórica y agua marina (modelo Dorag) ocurrido con posterioridad a la sedimentación de los materiales carbonáticos.

GEYER y PELLEDUMN (1979), al estudiar las facies de esponjas del Kimmerielgiense de Calanda, recuerdan que ésta había sido reconocida en la Sierra de Montenegruelo (Puertos de Beceite) por GEYER (1963) y por BULARD (1972) en el corte de Rafales situado al WSW de Vallderoures. Por este motivo concluye que las formaciones dolomíticas del Jurásico superior de los Puertos de Beceite son muy probablemente y, por lo menos parcialmente, un producto duagenético de estas facies de esponjas.

2.2.2.8. Calizas tableadas y margas (13)

Dentro de la unidad de dolomías tableadas, en el barranco de Vallde-

bons, se desarrolla un nivel de márgas y margocalizas (micritas o intramicritas), de color blanco, con una potencia aproximada de 10 m. que lateralmente se adelgaza pasando a calizas y dolomías tableadas.

Dentro de este nivel se han observado varios slumping, estratificación cruzada a gran escala, así como abundantes restos de fauna, entre ellos Gasterópodos, Lamelibranquios, Ostrácodos, *Ophthalmidium*, *Favreina* y Serpúlidos.

La edad de esta unidad, teniendo en cuenta sus microfacies y posición regional, corresponde el Oxfordiense-Kimmeridgiense.

2.2.2.9. Calizas tableadas grises, localmente dolomiticadas (Fm. Garraf) (15)

Los mejores afloramientos se localizan en el río Matarraña (unidad de la Mina Maruja), en el Mas de Formenta. Esta unidad ha sido definida informalmente por GINER (1980) en el macizo de Garraf (provincia de Barcelona).

Se trata de calizas grises, laminadas en bancos de 0,10 a 0,30 m., alternando con tramos más oscuros totalmente dolomitizados. Asimismo, se aprecia algún banco de calcarenitas (grainstone) bioclástica de hasta un metro de espesor. La potencia de esta unidad oscila entre 15 y 35 m.

Su límite inferior viene definido por las dolomías descritas anteriormente, mientras que en el techo aparecen pequeños niveles de calizas de agua dulce y una interrupción importante.

En los estudios de microfauna se han encontrado abundantes restos de Lamelibranquios, Gasterópodos, Serpúlidos, Ostrácodos, *Iberina lusitánica*, *Ophthalmidium*, *Pianella annulata*, *Feurtilia frequens*, *Actinoporella podolica*, *Cambelliella striata*, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Portlandiense y el Berriasiense e incluso en algunas zonas como en Mas de S. Miquel, parte del Valangiense; es decir, esta unidad comprende el ciclo Portlandiense-Berriasiense y parte del ciclo Valangiense, que en el sector septentrional está muy poco representado.

2.2.3. CRETACICO

Los materiales del Cretácico ocupan buena parte de la superficie de la hoja.

El Cretácico inferior, hasta la base de la Formación Utrillas, se puede subdividir en seis secuencias deposicionales, frecuentemente delimitadas por cuñas de carbonatos de agua dulce y/o siliciclásticos, y suelos hidromorfos SALAS, 1982). En esta hoja sólo se han observado cinco al no estar representada la del Valangiense superior.

Por encima del Portlandiense-Berriasiense descrito anteriormente, que predomina en el sector septentrional de la hoja, se desarrollan unos

niveles de calizas de agua dulce atribuidos al Valanginiense inferior, faltando el superior representado posiblemente por un nivel laterítico denominado por COMBES (1969) del tipo 2.

Discordante sobre el tramo anterior y a través de dicho nivel laterítico, se observa una asociación integrada por facies de agua dulce y otra de carbonatos marinos de aguas someras que representan el Hauteriviense-Barremiense. Sobre estos niveles afloran depósitos marinos formados por barras bioclásticas costeras con intercalaciones de margas de edad Aptiense.

La macrosecuencia del Cretácico superior, definida por ESTEBAN y ROBLES (1981), se subdivide en tres secuencias:

La basal (Albiense-Cenomaniense) es expansiva. Comienza con los materiales terrígenos en facies Utrillas, que recubren incluso a materiales jurásicos, culminando con una barra calco dolomítica con Prealveolinos, que representa al Cenomaniense.

La secuencia intermedia (Turoniense) que en esta zona está muy adelgazada o no existe. La secuencia superior (Senoniense) comienza con calizas de Rudistas culminando con una serie margo calcárea que correspondería a facies salobres.

2.2.3.1. Calizas tableadas y margas (16)

Aflora esta unidad en el sector meridional de la hoja. Su límite inferior viene determinado por las dolomías masivas grises del Jurásico superior, mientras que el superior está marcado por un Hard-Ground importante. El mejor afloramiento de esta unidad se observa en las inmediaciones del Pantano de Ulldecona.

Litológicamente está formado por una alternancia de calizas de color gris (Wackestone) y margas, en bancos de 0,2 a un m., con niveles de «calleux noires» intensamente dolomitizados en algunas zonas. En los niveles basales de este tramo se han observado abundantes costras ferruginosas, así como niveles glauconíticos.

El estudio micropaleontológico ha librado *Actinoporella podólica*, *Salpingoporella annulata*, *Quinqueloculina*, *Munieria baconica*, *Pfenderina neocomiensis*, *Trocholina elongata*, *T. alpina*, *Nautiloculina oolithica*, *Likanella bartheli*, *Pseudocyclammia lituus*, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Portlandiense y el Valanginiense.

Alcanza una potencia de 50 m. en la zona del Mangraner, no habiendo podido diferenciarse cartográficamente los dos ciclos que la componen, debido al pequeño espesor que presenta el Portlandiense-Berriasiense en esta zona (10 m. de potencia).

El ambiente de depósito corresponde al de lagunas salobres con pequeñas influencias marinas.

La distribución paleogeográfica de esta unidad ha sido estudiada ante-

riormente por COMBES (1969) y CANEROT (1974). No obstante, es posible encontrar pequeños restos de esta unidad diseminados en toda la hoja como el observado en la serie de la Mina Maruja (SALAS in litt).

2.2.3.2. Calizas y margas (17)

Siguiendo las directrices de COMBES (1961) se ha diferenciado en la cartografía una unidad alternante de calizas y margas. Se agrupan en este tramo las denominadas por este autor como «Barremiense marino y Barremiense marino con alguna influencia continental».

Este nivel se encuentra representado ampliamente en todo el ámbito de la hoja, situándose sus mejores afloramientos en la unidad de la Mina Maruja y de la Coscollosa.

Su espesor es muy variable, ya que está muy influenciado por la paleogeografía de umbrales y cubetas en que está subdividida la cuenca; no obstante, puede variar entre los 200 m. observados en la Mina Maruja a la escasa decena de metros medida en Serresales, zona que constituye un umbral para esta época.

Esta unidad, discordante sobre los tramos del paso Jurásico-Cretácico, como se puede observar en la Ermita de San Miguel, está constituida por una alternancia de calizas (wackestone y packstone) y margas de color gris. En la parte basal y debajo de una costra laterítica se denuncian unos niveles de calizas parcialmente dolomitizadas que pueden representar parte del ciclo Valanginiense.

Los estudios micropaleontológicos han determinado, *Globator trachilisoides*, *Atopochara trivaldis*, *Choffatella decipiens*, Ophthalmidiidos, Ostrácodos, *Clavator beide*, *Cyprinden menerensis*, *C. paulsgrovensis*, *Eocytheropteron stchepinsky*, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Hauteriviense y el Barremiense, incluyendo en algunas zonas parte del Valanginiense.

El medio deposicional parece corresponder a zonas de plataforma costera con pequeños episodios de origen continental (estuario).

2.2.3.3. Calizas, arcillas y conglomerados calcáreos (18)

Esta unidad es equivalente a la que define COMBES (1966) como «Barremiense continental». Los mejores afloramientos se sitúan en el sector occidental de la hoja, en la zona de Fuensanta y Cataperdices.

Litológicamente están formados por calizas blancas con Charofitas, calizas rojas, arcillas lateríticas y niveles de conglomerados calcáreos intraformacionales, observándose una potencia, en las zonas anteriormente citadas, de más de 300 m.

En los estudios de lámina delgada se han observado gasterópodos, talos de Charofitas, ostrácodos, así como abundantes restos de flora. La

edad de esta unidad está comprendida entre el Hauteriviense y el Barremiense medio.

El ambiente de depósito está relacionado con un medio lacustre.

2.2.3.4. Calizas bioclásticas (19)

Los mejores afloramientos de esta unidad se pueden observar en el corte del río Matarraña (Mina Maruja) y en la unidad de la Coscollosa, aunque en general existen más afloramientos en la mitad occidental de la hoja.

Se trata de una serie calcárea de calizas intraclásticas fosilíferas (packstone) de aspecto algo masivo, y estratificación de bancos decimétricos a métricos.

Dentro de esta barra calcárea se ha observado abundante bioturbación, así como laminación de algas y porosidad fenestral en los niveles inferiores.

Las microfacies encontradas son de Lamelibranquios, Equinodermos, Serpúlidos, Miliólidos, *Cilindroporella*, *Macroporella*, *Salpingoporella*, *Orbitolinopsis*, *Choffatella*, *Orbitolinopsis buccifer*, *Orbitolinopsis cf cuvilleri* y *Paleorbitolina*, fauna que asigna a este tramo una edad comprendida entre el Barremiense superior y el Beduliense inferior-medio.

La potencia visible de esta barra es variable, ya que en algunos sectores el techo se encuentra erosionado por las facies Utrillas; no obstante, oscila entre 50 y 100 m.

El medio de sedimentación corresponde a barras costeras dentro de una plataforma mareal.

2.2.3.5. Margas con *Plicatula* (20)

Sobre la barra calcárea inferior se desarrolla una serie margosa de color gris azulado, denominada por los autores que han trabajado en esta región como «formación de Forcall» y, modernamente, como margas con Plicátulas. Geográficamente esta unidad se encuentra distribuida por el sector occidental de la hoja, situándose los mejores afloramientos en la Mina Maruja, Coscollosa y Fredes. Su potencia es del orden de los 40 m. y son muy ricas en fauna; entre otros se ha determinado, *Lenticulina*, *Nezazzata*, *Tritaxia*, *Pseudocyclamina hedbergi*, *Everticyclamina greigi*, *Cytlirella parallela*, *Clithrocytheridea*, *Darwinilda orionda*, así como *Plicatula placupea* y *Plicatula spinosa*. CANEROT (1974), en esta misma unidad, en la zona de Uldecona ha encontrado Ammonites, como *Garganiceras* sp., *Aconeceras* cf. *nisoides*, *Deshayesites deshayesi* y *Colombiceras* sp.

Esta relación de fauna permite asimilar este tramo al Bedouliense superior.

El medio de deposición corresponde al de margas off-shore dentro de un estuario.

2.2.3.6. Calizas con Toucasias (21)

Sobre las margas con Plicatulas se observa una barra de caliza beige-crema, en bancos decimétricos a métricos, estratificación plana y neta con pequeñas intercalaciones dolomíticas y una potencia que oscila entre 40 y 60 m.

Petrológicamente se trata de biomicritas (wackestone) de foraminíferos y lamelibranquios, localizándose los mejores afloramientos en el corte del río Matarraña (unidad de Mina Maruja) y en la Coscollosa.

Micropaleontológicamente se determinan: Lamelibranquios, *Orbitolina*, *Orbitolinopsis*, *Macroporella* y Textularidos. Basándose en la fauna encontrada en esta hoja, así como en criterios regionales, se asigna esta unidad al Aptiense superior (Gargasiense).

El ambiente de depósito corresponde a barras costeras.

2.2.3.7. Calizas bioclásticas (22)

Se observa este término en la unidad de los Garrigones, correspondiendo su mejor afloramiento a las cercanías de la Masía de San Miguel.

Se sitúa encima de las margas y calizas con niveles lateríticos del Barremiense inferior, estando recubierto por la discordancia que supone la implantación de las arenas y arcillas versicolores en facies Utrillas.

Litológicamente está formado por biomicritas (wackestone) y oobioesparitas (grainstone), de color gris en bancos decimétricos, muy nodulosos y con estratificación ondulada. En el techo de esta unidad se observan pasadas margosas de pequeño espesor.

Los estudios micropaleontológicos han determinado Gasterópodos, Lamelibranquios, *Glomospira*, *Lithocodium*, Miliólidos, Ophthalmídeos, *Nautilocoulina*, *Trocholina* y *Pseudoactinoporella*.

Atendiendo a la microfauna encontrada, así como a la edad atribuida a este nivel en la vecina hoja de Peñarroya de Tastavins, se considera a estas calizas comprendidas entre el Barremiense y el Aptiense.

El ambiente sedimentario corresponde a barras costeras.

2.2.3.8. Arenas y arcillas en facies Utrillas (23)

La característica fundamental de este tramo es su disposición discordante sobre cualquier término de las formaciones del Cretácico inferior (Fuente del Teix) e incluso del Jurásico (unidad Voltes).

Asimismo es de destacar el considerable aumento de espesor que experimenta esta formación de Norte a Sur, observándose 10 m. en las zonas más septentrionales, donde se apoya directamente sobre el Jurásico, hasta espesores de 80 m. (Convento de Benifasar) sobre el aptiense superior.

Los mejores afloramientos observados en esta hoja corresponden a

los citados en los sinclinales de la Mina Maruja, Fredes y Convento de Benifasar.

Litológicamente están formados por arenas y areniscas, blancoamarillentas, con cemento calcáreo ferruginoso y arcillas arenosas versicolores. En el muro de este tramo se denuncian abundantes capas de lignitos, de pequeña potencia, que fueron objeto de explotación en la antigüedad.

Se han incluido dentro de este tramo algunos niveles calcodolomíticos arenosos (biomicrorudita) presentes a techo de la formación e intercalados entre niveles arenosos; constituyen el paso hacia la unidad inmediata superior.

El estudio micropaleontológico de estos niveles ha proporcionado abundantes ostrácodos, lamelibranquios, equínidos, briozoos, gasterópodos, serpúlidos, corales, *Neomeris plenderae*, *Lithothammium* y *Marinella lugeoni*, que determinan una edad Albiense para todo este tramo.

En la base de esta formación existen restos de costras ferruginosas y materiales arcillosos con nódulos de hierro que podrían corresponder a intervalos de no sedimentación e incluso de exposición aérea, con formación de suelos lateríticos como ocurre en la hoja de Horta de San Juan (496).

El medio de sedimentación parece corresponder en parte a un efímero sistema fluvial, con desarrollo de pequeñas cuencas paralicas, que a techo pasarían a un medio de transición sobre el que se dispone el sistema carbonatado del Cretácico superior.

2.2.3.9. Dolomías (24)

Sobre el tramo anterior descansa una serie dolomítica, cuyos cortes más representativos están en las unidades de las Voltes y Coscollosa.

Su composición responde, generalmente, a wackstone (biomicritas), packstone (pelmicritas) y grainstone (pelesparita), con una potencia de 40 m. en el anticlinal de las Voltes.

Es frecuente encontrar el techo de este tramo dolomitizado por procesos secundarios.

En el estudio micropaleontológico se han observado abundantes restos de lamelibranquios, gasterópodos, equínidos, *Cuneolina*, *Dycyclina*. CADILLAC (1979) cita la presencia de *Praealveolina cretácica* en un tramo similar a éste.

La edad de esta unidad es Cenomaniense, no encontrándose datado el Turoniense, de lo que se deduce su probable ausencia.

El ambiente de sedimentación corresponde, en el muro, a un medio de lagoon con influencia continental, pasando hacia techo por un sistema de barras y canales dentro del lagoon a un sistema de barras en el borde de la plataforma.

2.2.3.10. Calizas (25)

Sobre el tramo dolomítico anterior se apoya un paquete masivo formado por calizas grises muy recristalizadas con abundantes restos de rudistas.

Los sectores donde adquiere una mejor representatividad se sitúan en las unidades de las Voltes y Coscollosa.

Litológicamente está formado por wackestone (biomicrita) y packstone (biomicritas de lamelibranquios), con una potencia aproximada a 40 m. en la unidad de las Voltes. Es importante destacar la gran variación de espesor que experimenta esta unidad hacia el Norte, no encontrándose prácticamente en la vecina hoja de Horta de San Juan (496).

La fauna es abundante con lamelibranquios, *Discorbis*, *Rotalina*, ostrácodos, *Cuneolina*, *Vidalina*, *Nemolocolina*, Miliólidos, Ophthalmidiidos y *Montcharmontia*, que permiten atribuir esta unidad al Senoniense inferior. CANEROT (1971-1974) con una fauna similar a la determinada aquí, asigna a este tramo una edad comprendida entre el Coniaciense y el Santoniense. El medio de depósito parece corresponder a barras y «mud maunds» de rudistas en plataforma interna.

2.2.3.11. Calizas y margas (26)

En la zona de la Coscollosa y sobre la unidad calcárea descrita anteriormente se ha observado un conjunto alternante de calizas tableadas amarillas, en bancos de 0,2 y 0,5 m., con niveles de margas blancas. El límite con el tramo calcáreo inferior es neto, mientras que hacia el techo esta unidad comienza a cargarse en detríticos, quedando fosilizada, mediante una suave discordancia, por el Terciario continental.

Litológicamente está formada por grainstone (intrabioesparita), y su máxima potencia visible es del orden de los 50 m.

El estudio micropaleontológico ha librado lamelibranquios, ostrácodos, equínidos, *Quinquelocolina*, *Idalina*, *Ophthalmidium*, *Discorbis*, *Montcharmontia appenninica*, *Bolivinopsis*, que datan a la unidad como Senoniense, posible Coniaciense-Santoniense. El ambiente de depósito se sitúa en la plataforma costera.

2.3. TERCIARIO

2.3.1. EOCENO-OLIGOCENO

2.3.1.1. Areniscas y arcillas; ocasionalmente niveles de conglomerados (27)

Aflora en contacto discordante o mecanizado sobre los materiales anteriormente descritos.

Los mejores afloramientos de esta unidad se sitúan en el vértice nor-occidental de la hoja, en la zona comprendida entre las unidades de Perigañol, Voltes y los Garrigones, así como en la Sierra del Teix, en donde se apoya discordantemente sobre las calizas y margas del Cretácico superior; no se observa el límite superior, ya que este tramo se encuentra cabalgando por la unidad de Serresoles.

Litológicamente es un conjunto detrítico formado por areniscas de color ocre, de granulometría variada, generalmente en cuerpos no mayores de 3 m., que alternan con arcillas ricas en Illita (CADILLAC, 1979). Es frecuente encontrar niveles de conglomerados calcáreos, así como pequeños niveles carbonatados, con silex, que contienen talos de charofitas y abundantes fragmentos de ostrácodos y gasterópodos.

La evaluación de la potencia de esta unidad es difícil, ya que siempre se encuentra ligada a grandes fenómenos tectónicos; no obstante, en la hoja de Horta de San Juan (496) llega a alcanzar 200 m. de espesor.

En los estudios micropaleontológicos efectuados se han observado abundantes restos de *Microcodium elegans*. COMBES (1969) ha clasificado entre las charofitas, *Harrisichara* sp, *Psilochara* sp, *Maedleriella* cf, *major* Gramb. y *Harrisichara* cf, *vasiformis* (REID y GROVEST) GRAMBAST, que permiten su datación como Eoceno medio-superior. Estudios posteriores ANADON *et al.* (1979) asignan a este tramo, así como a la unidad superior, una edad Biarritziense-Stampiense, por lo que ésta podría abarcar desde el Eoceno medio (Biarritziense) hasta el Oligoceno inferior (Sannoisiense).

En estos depósitos se observan estructuras típicas de corrientes tractivas tipo festoon, laminación paralela de alta energía y ripples de corriente, formando parte de cuerpos canalizados.

Todo el conjunto obedece a un sistema deposicional continental fluvial ligado probablemente a un sistema de mayor rango tipo abanico aluvial, que progradaría durante todo el Paleógeno hasta el Mioceno.

2.3.2. OLIGOCENO-MIOCENO

2.3.2.1. Conglomerados y arcillas (28)

Encima de los tramos arenosos y arcillosos descritos anteriormente aparecen en discordancia progresiva una unidad detrítica grosera con una potencia visible de más de 200 m., aunque llega a alcanzar espesores superiores en hojas próximas a esta.

La zona donde aflora este tramo es la comprendida entre las unidades de Perigañol, Voltes y Garrigones, cabalgada por materiales calcáreos mesozoicos.

Este conjunto está formado preferentemente por conglomerados heterométricos (con bloques mayores de 1 m.) y de naturaleza fundamen-

talmente calcárea. CADILLAC (1979) realiza un muestreo del origen de los cantos, obteniendo que el 35 % de éstos pertenecen al Jurásico, destacando la presencia de cantos de calizas con arbolinas del Aptiense. La matriz es areno-arcillosa y se encuentran fuertemente cementados.

La geometría de los cuerpos litológicos está ligada a las condiciones de transporte y depósito que han formado esta unidad. Así, se han observado formas masivas que obedecen a un transporte en masa (debris-flow), formas de pequeño espesor y gran extensión lateral, con abundantes amalgamaciones (shett flood) y formas lenticulares. Es de destacar el marcado carácter erosivo de estos cuerpos que ponen de manifiesto la fuerte dinámica del medio.

El medio sedimentario corresponde a las zonas apicales de un sistema de abanicos aluviales, constituyendo el «borde activo» de la cuenca del Ebro, con un claro carácter progradante de toda la serie paleógena.

La edad de esta unidad es difícil de precisar debido al carácter azoico de la misma; no obstante, y atendiendo a criterios regionales y estudios realizados por otros autores, se ha asignado al Oligoceno llegando incluso al Mioceno inferior (Aquitaniense).

2.4. CUATERNARIO

2.4.1. PLEISTOCENO

2.4.1.1. Abanicos aluviales de la Depresión de Tortosa (29)

Son depósitos con gran extensión superficial, distribuidos regularmente al pie de las zonas montañosas y que constituyen el sistema de relleno de la Depresión de Tortosa.

Litológicamente están formadas por arcillas, arenas, brechas y conglomerados calcáreos, predominando estos últimos en los ápices de los abanicos. Dan lugar a depósitos de tipo «grain flow» y «debris flow», mientras que en las zonas distales predominan los depósitos más finos, formando «barras» de un sistema aluvial tipo «braided».

Estos materiales presentan una geometría de lóbulos, solapándose unos con otros, estando sus zonas apicales situadas en los barrancos que forman las salidas naturales del macizo montañoso del Maestrazgo.

En general se han observado varias generaciones de abanicos, siendo los más importantes los que se sitúan en el Barranco de Galera, Lloret y Forrabio.

A estos depósitos en la hoja del Perelló (597) se les asigna una edad que va del Eutirreniense al Flandriense; no obstante, trabajos más modernos, ZAZO *et al.* (1981), apuntan la posibilidad de que sean ligeramente más modernos y abarquen desde el Eutirreniense hasta el Neotirreniense.

Morfológicamente se disponen según un extenso glacis sobre el que posteriormente se ha encajado la red fluvial actual tipo rambla.

2.4.1.2. **Brechas calcáreas (30)**

Son depósitos de pequeña extensión superficial, aunque alguno de ellos presenta varios metros de potencia. Si sitúan en zonas deprimidas, y en general son acumulaciones de los depósitos coluvionares que generan las laderas y que debido a las fuertes pendientes se acumulan en estas zonas.

Están constituidas por brechas heterométricas de naturaleza calcárea y arcillas generalmente muy cementadas.

2.4.2. HOLOCENO

2.4.2.1. **Travertinos (31)**

Aparecen con cierta frecuencia en la hoja, observándose en las márgenes de los ríos Matarraña, Ulldemó y Algas. Sólo se han cartografiado los correspondientes al Matarraña, ya que los restantes son de escasa potencia y afloramiento. Es de destacar que parte de la localidad de Beceite se encuentra sobre estos depósitos.

2.4.2.2. **Aluvial (32)**

Aunque en general está muy poco representado dentro del ámbito de la hoja, hay que señalar los aluviales correspondientes al río Matarraña que son los únicos que presentan extensión de afloramiento suficiente cartografiable. Están formados por arcillas, arenas, gravas y conglomerados, generalmente de naturaleza calcárea. Se han incluido en este epígrafe, pequeñas terrazas que se deben a cambios en el nivel de base local.

2.4.2.3. **Ramblas (33)**

Son depósitos en cauces por los que circula el agua de forma intermitente. Están formados por cantos, en su mayor parte de caliza, bien redondeados y heterométricos, como corresponde a un régimen de rambla; en algunos casos el depósito se presenta cementado.

En la vertiente occidental, estos depósitos son muy abundantes, situándose encajados sobre los abanicos aluviales de la Depresión de Tortosa.

3. TECTONICA

3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Esta hoja se encuentra situada en el extremo sur-occidental de la Cordillera Catalana, en la proximidad al entronque con la Cordillera Ibérica.

Las estructuras tiene dirección NE-SW; se trata de pliegues de cobertura, rotos a nivel del eje anticlinal y cabalgando sobre el sinclinal que le precede. La inmersión de estos pliegues es hacia el SW, observándose un mayor apretamiento de las estructuras en el sector nor-oriental.

En general, la región se caracteriza por grandes accidentes tectónicos, de gran longitud, que se orientan preferentemente en la dirección NE-SW. A estas grandes estructuras hay que añadir la variación en su complejidad, según esa orientación.

En conjunto constituye un sistema tectónico de simetría bilateral, LLOPIS (1947) y COMBES (1969), cuyo eje vendría definido por una zona de suave modelado estructural (que ocuparía la parte central de la hoja), con una complejidad tectónica que iría aumentando hacia el E.

A ambos lados de dicho eje se desarrollan una serie de pliegues cabalgantes, vergentes al N en la zona septentrional y al S en la meridional, geometría que define la estructura o estilo tectónico general de la zona. El sector oriental de la hoja está ocupado por una fosa tectónica, LLOPIS (1947), originada por una importante fractura de dirección NNE-SSW, que delimita dicha depresión.

Es importante destacar la existencia en la serie litológica de niveles margosos, como el Muschelkalk medio, Keuper y margas de Jurásico inferior, que actúan como niveles de despegue, favoreciendo el estilo de tectónica observado en esta región.

3.2. DOMINIOS ESTRUCTURALES

Como se acaba de exponer, la zona estudiada se encuentra muy bien definida en lo que a geometría de la deformación se refiere. Como ya pusieran de manifiesto ASAHUER y TEICHMULLER (1935) y más tarde definieran LLOPIS (1947) y COMBES (1969), se pueden distinguir tres sectores o dominios estructurales que, a groso modo, ocupan la parte septentrional, central y meridional de la hoja respectivamente. Son los siguientes:

- Sector septentrional, formado por pliegues cabalgantes de dirección NE-SW y vergencias hacia el N.
- Sector central, caracterizado por un suave modelado estructural.
- Sector meridional, formado por pliegues cabalgantes, con vergencias hacia el S y dirección NE-SW, excepto en la zona más occidental.

3.2.1. SECTOR SEPTENTRIONAL

En las unidades que comprende este sector se ha observado cómo existen variaciones de W a E según los ejes de las estructuras, dando lu-

gar en el sector occidental a pliegues más o menos laxos, mientras que en el área oriental se observan fuertes cabalgamientos que originan grandes acortamientos de cobertera. Se han distinguido las siguientes unidades.

3.2.1.1. Unidad Perigañol

Se le denomina en la hoja de Peñarroya de Tastavins (520) como anticlinal complejo de Fuentespalda-Beceite.

En esta hoja sólo se observa el flanco sur de un anticlinorio de dirección NE-SW, vergente hacia el NE, cuyo flanco norte cabalga sobre los materiales terciarios continentales que constituyen la cuenca del Ebro. El núcleo de esta unidad está formado por materiales triásicos, continuando la serie desde el Jurásico inferior hasta el Cretácico superior (Senoniense).

3.2.1.2. Unidad de las Voltes-Mas de Valls

Constituye esta unidad un anticlinal de dirección NE-SW, volcado y cabalgando hacia el N, sobre los sedimentos terciarios continentales que forman un pequeño sinclinal motivado por el empuje de materiales mesozoicos que afloran más al N.

El núcleo de esta estructura, según ROSELL y VIA BOADA (1967), estaría ocupado por depósitos de edad triásica. Parece ser que constituirían el nivel de despegue a favor del cual cabalgaría la estructura, pero que en cualquier caso, dada su poca extensión, no son representables a escala de trabajo.

Hacia el O, y en el sector denominado la Ferradura, se puede observar la terminación periclinal de esta estructura que se desdobra en dos repliegues, disponiéndose el flanco norte vertical e incluso invertido en algunas zonas.

El eje de esta estructura queda cortado antes del río Matarranya por el frente principal de cabalgamiento, observándose hacia el E sólo el flanco sur, con buzamientos entre 50 y 70°, y que a su vez es cabalgado por la unidad de los Garrigones.

3.2.1.3. Unidad de los Garrigones-Sierra del Cop

Se trata, como las unidades descritas anteriormente, de un anticlinal, de dirección NE-SW y buzamiento del eje axial hacia el W. En la hoja de Peñarroya de Tastavins (520) se encuentra el cierre periclinal de esta estructura, en la que los materiales mesozóicos se hunden debajo del terciario aflorante cerca de Peñarroya.

En el sector occidental de esta estructura se desarrolla un anticlinal con vergencia N, cuyo núcleo está formado por materiales jurásicos. En la zona de los Garrigones, el eje de la estructura queda cortado por el frente de cabalgamiento y sólo se observa entre fallas parte del flanco norte,

mientras que hacia el E, en la Masía de San Miguel, únicamente se distingue el flanco sur, cabalgando por la unidad de la Mina Maruja. En el extremo nor-oriental de esta unidad afloran materiales jurásicos e incluso el triás, manteniendo las características tectónicas de apilamiento, comunes en el sector oriental de estas unidades.

3.2.1.4. Unidad de Formenta-Mina Maruja

Es una unidad compleja, formada por el flanco sur de un anticlinal de dolomías jurásicas fallado en su núcleo y que cabalga a la unidad de los Garrigones y por un sinclinal, en cuyo núcleo afloran arenas y arcillas en facies Utrillas del Cretácico inferior, de dirección NE-SW, cuyo eje axial está frecuentemente laminado por el frente de cabalgamiento de la unidad de la Font del Teix, situada más al Sur.

En el sector occidental (Mas de Formenta y Mina Maruja), este sinclinal se encuentra afectado por una serie de fallas, inversas, cabalgantes hacia el N, que no llegan a desfigurarlos, mientras que en el sector oriental (Muela del Lino) sólo se observa el flanco norte del sinclinal, con materiales del Cretácico inferior, quedando cortado totalmente el eje axial por el frente de cabalgamiento de la unidad situada más al S.

3.2.2. SECTOR CENTRAL

Se caracteriza por presentar suaves vergencias hacia el N, inmersión de las estructuras hacia el SE y pliegues, en general, más laxos que la unidad anterior. También en este sector, al igual que ocurría en el septentrional, las estructuras adoptan una disposición general NE-SW, con gran variación de las mismas en esa dirección.

3.2.2.1. Unidad de la Coscollosa-La Espina

Se desarrolla sobre materiales del Jurásico, Cretácico inferior, superior e incluso Terciario. En el sector occidental (Pico de la Coscollosa), esta unidad está formada por un gran anticlinal, cuyo núcleo lo constituyen dolomías del Jurásico superior. Tiene vergencia hacia el NE y cabalga con distinta intensidad sobre la unidad de Formenta, llegando incluso en las zonas de máximo cabalgamiento a desaparecer el flanco norte de dicho anticlinal.

En el sector oriental de esta unidad se observa un sinclinal suavemente plegado, formado sobre dolomías del Jurásico superior y que constituye la Muela de Tortosa.

3.2.2.2. Unidad Fuensanta-Serresoles

La constituyen depósitos del Jurásico superior y Cretácico inferior. Está formada por un anticlinal con vergencia N en el sector occidental, y

un sinclinal, fallado en su flanco norte, que forma las elevaciones de Serresoles.

Hacia el W, esta unidad está caracterizada por la presencia de suaves ondulaciones estructurales que, en conjunto, forman un anticlinorio, vergente hacia el N y cuyo flanco septentrional mecanizado sólo se observa en la Sierra del Teix.

Los sectores central y oriental están constituidos por un sinclinal, estudiado por COMBES (1969), que configura la Sierra de Capach y Serresoles.

En el extremo occidental de esta estructura (Casa de la Valcanera) se puede observar parte del cierre periclinal y el flanco norte, ya que el flanco sur se encuentra cobijado por las dolomías masivas del Jurásico superior.

A la altura de la Cueva de Arellanes, en esta misma estructura, la existencia de un cabalgamiento de dirección NE-SW produce el apilamiento de parte del flanco norte.

3.2.3. SECTOR MERIDIONAL

Caracterizado por presentar suaves vergencias hacia el S, las fracturas son de componente normal en la zona oriental de este sector, cambiando a inversas en el sector occidental, produciendo un alabeo en el plano de falla. Estos cambios en la naturaleza de las fallas son debidos al giro que toman éstas al orientarse en dirección Ibérica.

3.2.3.1. Unidad de Fredes

Se trata de una amplia estructura sinclinal, cabalgada en su flanco norte, que a su vez se encuentra muy mecanizado, por la unidad anteriormente descrita. El flanco sur se dispone con suaves buzamientos hacia el N, donde pasa a un anticlinal de dirección NW-SE desarrollado sobre dolomías masivas y tableadas del Jurásico.

3.2.3.2. Unidad del Mangraner

En esta unidad se desarrolla un sistema de pliegues de dirección NE-SW. En general, la deformación es suave, aunque se han observado próximos a las fallas de gravedad que afectan a este sector pliegues apretados con vergencia hacia el S.

3.2.3.3. Unidad de Mas de Barberans

Unidad constituida por depósitos del Jurásico superior y Cretácico inferior sobre los que se desarrollan suaves estructuras de dirección NNW-SSE que caracterizan a este sector.

3.3. FASES DE DEFORMACION

Las primeras perturbaciones que se detectan en esta hoja debieron suceder durante el Triásico, originados por una tectónica distensiva, que daría lugar a las ofitas del Keuper, así como a subsidencias diferenciales, originándose los depósitos epicontinentales y marinos que caracterizan esta edad.

Durante el Jurásico inferior y medio, esta tectónica distensiva seguiría actuando y produciendo nuevas pulsaciones de pequeña importancia.

Durante el Malm existiría una relativa calma, y es a finales de este período cuando se producen movimientos epirógenos ligados al movimiento del zócalo paleozoico que originan variaciones en la línea de costa y facilitan la subdivisión de la cuenca en umbrales y cubetas en donde se depositarían las calizas de agua dulce del Cretácico inferior. Estos efectos son atribuidos a la fase Neokimétrica.

En el Cretácico superior se producen nuevas pulsaciones que dan lugar a emersiones generalizadas, originando depósitos, como las facies Utrillas, o provocar la ausencia del Turoniense en esta región, CADILLAC (1979).

A finales del Cretácico (Senoniense superior) se detectan movimientos en la vertical que llevan a una emersión, acentuándose la epirogénesis a comienzos del Terciario.

Posteriormente cesan los movimientos epirogénicos y comienza un período de intensa actividad tectónica.

Al no existir depósitos terciarios en esta hoja es difícil precisar las fases tectónicas; no obstante, parece lógico admitir que estos fenómenos se han producido a pulsaciones, es decir, en varias fases sucesivas separadas por períodos de relativa calma.

Siguiendo las directrices marcadas en hojas adyacentes (Peñarroya de Tastavins, Aguaviva, etc.) se han distinguido:

- Fase post-cretácica, de tipo gliptogénico (destrucción de estructuras débiles y acumulaciones de los productos de erosión).
- Fase post-paleocena, que correspondería a una acentuación de la fase anterior.
- Fase stampiense, y quizá parte del Chatiense, en donde se sitúan los movimientos alpinos y que dan lugar a las grandes estructuras cabalgantes que definen la región.

A finales del Oligoceno (probablemente en el Chatiense) se alcanza una relativa estabilidad tectónica, con reajustes que comportan alabeos y despegues, así como discordancias locales entre materiales terciarios. Estos movimientos de reajuste pueden ser correlacionables con otros de carácter comprensivo denunciados por SIMON (1981) en el Maestrazgo,

así como con parte de los que producen la principal deformación del Pre-bético, CHAMPETIER (1972), del sector levantino de la Cordillera Ibérica, GOMEZ y BABIN (1973), Sierra de Altomira, ALVARO Y CAPOTE (1975) y Sistema Central y Fosa del Tajo, AGUIRRE *et al.* (1976).

Posteriormente comenzaría una etapa postorogénica distensiva durante el Mioceno medio y todo el Neogeno, que produciría una fracturación de dirección NE-SW, dando origen a una serie de fosas (Graben), como la Depresión de Tortosa.

En el Cuaternario se observa una cierta actividad tectónica, con variaciones en el nivel de base y encajamiento de la red actual.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los sedimentos más antiguos que afloran en esta hoja corresponden al Triásico medio y superior, depositados sobre un zócalo hercínico afectado por un sistema de fracturas de dirección NE-SW y NW-SE, ANADON *et al.* (1979). Estas provocan en la vertical movimientos de diferente rango y marcado carácter distensivo, que dividen la cuenca en una serie de bloques con distinta subsidencia, que se refleja en los espesores, facies y continuidad estratigráfica de los materiales de triás.

Los niveles más bajos de la serie estratigráfica corresponden al Muschelkalk medio (M₂) depositados en ambientes de sabkhas y playas evaporíticas. Posteriormente y durante el Ladinense, el ambiente de depósito denuncia una mayor influencia marina, instalándose una amplia plataforma mareal (Tidal flat).

Durante el Triásico superior (Carniense), el ciclo se repite, comenzando por las arcillas yesíferas del Keuper, depositadas en sabkhas y plataformas evaporíticas, culminando la última secuencia triásica con depósitos carbonáticos de llanuras de marea.

El Jurásico se inicia con la sedimentación de una unidad de brechas carbonáticas sinsedimentarias y diagenéticas relacionadas lateralmente con depósitos de evaporitas en cuencas subsidentes. Posteriormente se homogeneiza la sedimentación, desarrollándose una amplia plataforma carbonática somera con depósito de calizas y dolomias en secuencias semejantes de ambientes submareales a intramareales y supramareales. En el Pliensbachiense, por fracturación del zócalo se diversifica ligeramente la plataforma y tiene lugar la sedimentación de facies margosas, con influencia terrígena, que alternan con calizas bioclásticas depositadas en medios más energéticos y culminadas por un *Hard-Ground*. Estas alternancias representan a diversas etapas de fracturación del zócalo tal y como se ha explicado en el capítulo de Estratigrafía.

El tránsito entre la secuencia deposicional del Lias y la secuencia deposicional del Dogger se realiza a través del nivel de oolitos ferruginosos

del techo de la tercera alternancia de margas y calizas bioclásticas. El Dogger se caracteriza por la sedimentación inicial de margas amarillentas, con ammonites piritosos, y evoluciona rápidamente a la sedimentación de calizas tableadas con ammonites y calizas margosas con fauna de plataforma abierta.

El tránsito entre la secuencia del Dogger y la secuencia del Malm se realiza a través de su nivel de oolitos ferruginosos, que en este sector está muy mal desarrollado. El Malm se caracteriza por la sedimentación de facies de caliza de Esponja y Ammonites, tanto en el Oxfordiense medio superior como en el Kimmeridgiense inferior. El Kimmeridgiense superior está siempre dolomitizado. Con la sedimentación de calizas lacustres y marina somera que representa el tránsito al ciclo Cretácico, se produciría la dolomitización del Jurásico superior por mezcla de aguas marinas y aguas meteóricas.

A finales del Malm o principios del Cretácico inferior, movimientos de gran radio o flexiones y/o fracturas del zócalo, causadas por movimientos diferenciales verticales y/o basculación en el mismo, ESTEBAN *et al.* (1976), condicionan la sedimentación del Cretácico inferior, dando lugar a una serie de umbrales y pequeñas cuencas en donde se depositan las calizas de agua dulce del Neocomiense. No obstante, las grandes transgresiones del Barremiense y Aptiense afectarían a esta hoja, dando lugar a la formación de depósitos marinos.

Posteriormente se deposita, incluso sobre unidades del Jurásico, las arenas y arcillas en facies Utrillas, acuñándose hacia el N, en donde estaría situado un umbral para esta época.

Con la deposición de los carbonatos del Cenomaniense se iniciaría la sedimentación marina típica de lagoon o de plataforma muy restringida. El Turoniense al no estar datado en esta región plantea dos hipótesis: o no se ha depositado o se encuentra incluido dentro de los episodios cenomanienses.

Durante el Senoniense inferior y probable Campaniense continúa la sedimentación carbonatada tipo estuario y lagoon restringido, aunque con frecuentes exposiciones subáreas, que implican emersiones debidas a movimientos en la vertical.

En el Maastrichtiense, esta zona quedaría emergida, condicionada por los movimientos precursores de la Orogenia Alpina.

El Terciario correspondería a un período orogénico con la instalación de un sistema continental de tipo abanico aluvial (cuenca del Ebro). A finales del Oligoceno se alcanza la estabilidad tectónica, continuando con una etapa distensiva (intramiocena) que origina la formación de grabens, según fallas de dirección NE-SW, rellenándose posteriormente por depósitos Neógenos y Cuaternarios (Depresión de Tortosa).

Durante el Holoceno existen variaciones en el nivel de base que originan un encajamiento de la red fluvial actual.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

5.1.1. MINERIA

En esta hoja se han observado dos tipos de yacimientos minerales: el primero de ellos es el relacionado con las bauxitas asociadas al Cretácico inferior, que han sido estudiadas por COMBES, P. J. (1969), y por el IGME (investigación de bauxita. Fuentespalda, 1974), en el que se considera que este tipo de bauxitas, pobres en alúmina y ricas en sílice, son actualmente inviábiles debido al método de tratamiento para la obtención de la alúmina.

El otro tipo de yacimiento es el relacionado con las capas de lignito asociadas de las facies Utrillas. Se conocen en esta hoja antiguas labores de relativa importancia (Mina Maruja, Formenta, Arán, etc.) que actualmente se encuentran abandonadas debido a su escasa rentabilidad económica, ya que los niveles carbonosos son de pequeña potencia (7 a 30 cm.) y se encuentran en zonas intensamente tectonizadas, dando lugar a pequeños afloramientos que dificultan su explotación.

5.1.2. CANTERAS

Respecto a este tipo de explotación se han observado varios tipos de materiales canterables:

- Aridos de trituración: En general, todos los materiales carbonatados que afloran presentan un gran interés, ya que tienen buena calidad para hormigones. Siendo blandos para capa de rodadura, sus reservas son prácticamente ilimitadas. Sin embargo, la escasez, mal estado de las comunicaciones y su incidencia en el paisaje hace prácticamente imposible su explotación.
- Aridos naturales: Están localizados en los materiales de edad cuaternaria de la Depresión de Tortosa. En general, son de gran calidad, con reservas importantes, y actualmente están siendo intensamente explotados.

5.2. HIDROGEOLOGIA

En esta zona se reconocen dos unidades hidrogeológicas bien definidas:

Unidad mesozoica

Comprende el macizo calcáreo que ocupa el sector central y occidental de esta cuadrícula. Litológicamente está formado por calizas y dolomías con niveles de margas que constituyen la base impermeable de los distintos acuíferos. Asimismo se han observado varios niveles receptores, como son los estratos detríticos basales del Cretácico, que por su alta transmisividad favorecen la descarga de los acuíferos, originando numerosas fuentes a lo largo de sus afloramientos.

Estos niveles calcáreos presentan generalmente una intensa carstificación, origen de las numerosas surgencias observadas, que pueden producir grandes variaciones en el caudal de los ríos que recorren la región.

Es importante destacar la notable tectonización que presentan los materiales en esta hoja, que permite que exista una circulación acuosa importante en torno a estas zonas mecánicamente degradadas y que dan lugar a numerosos manantiales en sus proximidades.

Unidad cuaternaria

Se sitúa en el sector oriental de la hoja. Está formada por arcillas, arenas y brechas calcáreas, en general poco cementadas con gran espesor, que sedimentológicamente corresponden a depósitos de abanicos aluviales y que actúan como acuíferos de aguas freáticas libres.

BIBLIOGRAFIA

- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979). «Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica». Libro homenaje a Sole Sabaris. *Universidad Central, Autónoma y C.S.I.C.* Barcelona, pp. 172-177.
- ANADON, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P., y SOLE, L. (1979). «Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides». Libro homenaje a Sole Sabaris. *Universidad Central, Autónoma y C.S.I.C.*, Barcelona, pp. 242-270.
- ASAHUER y TEICHMÜLLER (1935). «Origen y desarrollo de las cordilleras variscas y alpidicas de Cataluña». *Publ. extr. sobre Geol. Esp.* (traducción, Madrid, 1946), vol. III, núm. IX, pp. 5-110, 48 figs., 7 pl.
- BATALLER, J. R. (1920). «Hallazgo de *Sutneria* en el Jurásico de la provincia de Tarragona». *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, j. XX, pp. 177-181, 3 pl. Madrid.
- (1922). «El Jurásico de la provincia de Tarragona». *Tras. Mes. Nac. Cuenca Nat. (ver Geol.)*, núm. 29, pp. 1-117. Madrid.
- (1923). «Una excursió geològica pels ports de Beceit». *Butll. Centre Exc. de Catalunya*, núm. 347, pp. 5-12. Barcelona.
- (1926). «Sur le jurasique de la partie méridionale de la Catalogne (Puertos de Tolosa)». *B.S.G.Fr.* (4), 26, pp. 101-116. París.
- (1947). «Notas estratigráficas sobre el Cardó». *An. Escuela de Peritos Agr. y Sup. de Agr. y de los Serv. Téc. de Agricultura*, vol. IV, 15 pp. Barcelona.
- BERNOUILLI, D., y JENKYN, M. C. (1974). «Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to early evolution of the Tethys in S.E.P.M. *Spec. Publ.* 19, pp. 129-160.
- BULARD, P. F. (1972). «Le jurasique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sui la bordure du Bassin de l'Ebre (Espagne)». *These Sciences, Mice*, 2 vol., 253 pp.
- CADILLAC, H. (1979). «Teledetection et géologie, essai d'utilisation des images Landsat dans les Pyrénées, le bassin de l'Ebre et la Catalogne, tomo III». *Tesis Doctoral. Universidad Toulouse*, 171 pp.
- CADILLAC, H.; CANEROT, J., y FAURE, PH. (1981). «Le jurassique inférieur aux confins des Iberides et des Catalanides (Espagne)». *Est. Geol.*, vol. 37, núms. 3-4, pp. 187-198.
- CANEROT, J. (1974). «Recherches géologiques aux confins des Chaînes Iberique et Catalane (Espagne)». *Trabajos de Tesis. Enadimsa*, 517 pp.
- (1982). Ibérica Central-Maestrazgo. «El cretácico en España». *Universidad Complutense*, pp. 273-344. Madrid.
- CANEROT, J., y MARTIN, M. (1977). «Sur la tectogenese de la Chaîne Ibérique orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sci.*, París, 285, sér. D, 287.

- CASTILLO, F. (1974). «Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca». *B.S.C.F. (7)*, XVI, núm. 6, pp. 666-675.
- COMBES, P. J. (1969). «Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de L'Espagne, le Lanquedoc et L'Ariège (France)». *Thèse Doct. Sc. Nat. Univ. Montpellier*, 375 pp., Mem C.E.R.G.H.
- ESTEBAN, M., y ROBLES OROZCO, S. (1976). «Sobre la paleografía del Cretácico inferior de los Catalánides, entre Barcelona y Tortosa». *Act. Geol. Hisp.*, tomo XI, núm. 3, pp. 73-78.
- ESTEBAN, M.; POMAR, L.; MARZO, M., y ANADON, P. (1977). «Naturaleza del contacto entre el Muschelkalk inferior y el Muschelkalk medio de la zona de Aiguafreda». *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 4, pp. 201-210.
- FALLOT, P., y BLANCHET, F. (1923). «Observations sur la faune des terrains jurassiques de la région de Cardo et de Tortosa (province de Tarragone)». *Treb. Inst. Cat. d'Hist. Nat.*, 6, pp. 73-263. Barcelona.
- FAURA Y SANS, M.; FALLOT, P., y BATALLER, J. R. (1921). «Observations an sujet de la stratigraphie des terrains jurassiques de la chaîne de Cardo». *Butll. Inst. Cat. d'Hist.*, V, pp. 118-130. Barcelona.
- GARCIA BOADA, J. (1974). «El terciario de la Depresión de Mora y su relación con el borde oriental de la Depresión del Ebro». *Sem. de Estratigrafía*, núm. 9, pp. 11-20.
- GEYER, O. (1963). «Eine Ammonten - Fauna dem Unterkimeridgium der Sierra de Montenegro (WSW Tortosa, provincia de Tarragona)». *N. Sb. Geol. Paläont.*, Abh, 118, 2, pp. 182-196. Stuttgart.
- GEYER, O.; F., y R. PELLEDDUMN. (1979). «Sobre la estratigrafía y las facies espongiolíticas del Kimmeridgiense de Calanda (provincia de Teruel)». *Cuad. Geol.*, 10, pp. 67-72. Granada.
- GINER, J. (1978). «Origen y significado de las brechas de las de la Mesa de Prades (Tarragona)». *Estudio Geol.*, 34, pp. 529-533. Madrid.
- (1980). «Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. (Sector Oriental)». *Tesis Doct. Univ. de Barcelona*, 316 pp.
- GINER, J., y BARNOLAS, A. (1980). «Los biohermes de espongiarios del Bajociense superior de Moscardón (Teruel)». *Acta Geológica Hispánica*, núm. 4, tomo 15, pp. 105-108.
- GOMEZ, J. J., y GOY, A. (1979 a). «Las unidades estratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica». *Est. Geol.*, vol. 35, pp. 569-598.
- (1979 b). «Evolución lateral de las unidades litoestratigráficas del Jurásico en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica». *Cuad. Geol.*, vol. 32, pp. 391-423.
- GOY, A.; GOMEZ, J. J., y YEBENES, A. (1976). «El Jurásico de la rama

- castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte): I. Unidades litoestratigráficas». *Est. Geol.*, vol. 32, pp. 391-423.
- IGME. (1972). «Mapa geológico de España. E-1 : 200.000 de Tortosa» (núm. 41).
- (1968). «Mapa geológico de España. E-1 : 50.000. Hoja de Peñarroya de Tastavins (núm. 520)».
- «Mapa geológico de España. E-1 : 50.000. Hoja de Castellseras (número 495)».
- «Mapa geológico de España. E-1 : 50.000. Hoja de Perelló (número 497)».
- (1972). «Investigación de minerales de bauxita. Fuentespalda (Teruel-Tarragona)». *Colección informe*.
- KILLIAM, W., y FALLOT, P. (1920). «Sur l'existence et les facies de divers étages du jurassique dans la province de Tarragona». *C. R. Ac. Sc.*, 171, pp. 19-22. París.
- LLOPIS, N. (1947). «La morfoestructura de los Catalánides». *Tesis Doctoral. C.S.I.C. Instituto «Lucas Mallada»*, Barcelona, 353 pp.
- MARZO, M., y ANADON, P. (1977). «Evolución y características sedimentológicas de las facies fluviales basales del Buntsandstein de Olesa de Monserrat». *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 4, pp. 211-222.
- RIBA, O. (1976). «Tectogenèse et sedimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. Association des géologues du Sudouest. Vol. Estr. «Divers aspects de la Tectonique»», pp. 85-103. Toulouse.
- RIBA, O., y RIOS, J. M. (1960-62). «Observations sur la structure du secteur Sud-Ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne)». *Extrait du Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot. Soc. Geol. France*, pp. 275-289.
- RIBA, O.; VILLENA, J., y MALDONADO, A. (1971). «Mapa geológico de España. 1 : 200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja número 40. Daroca. I.G.M.E.
- ROBLES, S. (1974). «Estudio geológico del Mesozoico del Macizo de Cardó y sectores adyacentes. *Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Barcelona*. Inédita.
- (1982). «Catalánides. "El Cretácico en España"». *Univ. Complutense*, Madrid, pp. 199-272.
- ROSEU SAMUY, J. (1966). «Nota sobre la estratigrafía del Jurásico-Cretácico del extremos meridional de los Catalánides (zona Beceite, La Coma)». *Estudios Geol.*, vol. XII, pp. 171-179. Madrid.
- ROSELL, J., y VIA BOADA, L. (1967). «Estudio geológico de los alrededores de Beceite (Teruel). *Not. y Com. I.G.M.E.*, núms. 101-102, pp. 5-20.
- SAEFTEL, H. (1961). «Paleogeografía del Albiense en las Cadenas Celtibéricas de España». *Not. y Com. I.G.M.E.*, núm. 63, pp. 163-192.
- SALAS, R. (1982). «Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-

- Cretácico en la zona de enlace Catalánides-Ibérica». *Act. Geol. Hisp.* (in litt.).
- SIMON, J. L. (1981). «Presencia de una fase comprensiva intramiocena en el Maestrazgo (sector oriental de la Cadena Ibérica)». *Act. Geol. Hisp.*, 16, núm. 3, pp. 135-238.
- VAN GINKEL, A. C., y MEKEL, J. F. M. (1976). «Explicación de los mapas geológicos de las regiones de Muniesa-Oliete y Montalbán-Obón». *Estratigrafía*. Dpto. Geología I.T.C., Enschede, Holanda, 45 pp.
- VIRGILI, C. (1958). «El triásico de los Catalánides». *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, tomo LXIX, pp. VII-XIII y 1856. Madrid.
- VIRGILI, C.; VIA, L.; VILLALTA, J. F.; etc. (1977). «Guía de la excursión al Triásico de la Sierra de Prades». *Cuad. Geol. Iber.*, vol. 4, pp. 527-558. Madrid.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A., y HERNANDO, S. (1977). «Problemas de la cronoestratigrafía del Trías de España». *Cuad. Geol. Ibérica*, núm. 4, pp. 57-88.
- YEBENES, A. (1973). «Estudio petrogenético de las carniolas retoliásicas de la Cordillera Ibérica». *Tesis de Licenciatura. Univ. de Madrid*, 118 pp. Inédita.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; HOYOS, M.; DUMAS, B.; PORTA, J.; MARTINELL, J.; BAENA, J., y AGUIRRE, E. (1981). «Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español». *Est. Geol.*, vol. 37, núms. 3-4, pp. 257-262.