



IGME

496

31-19

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

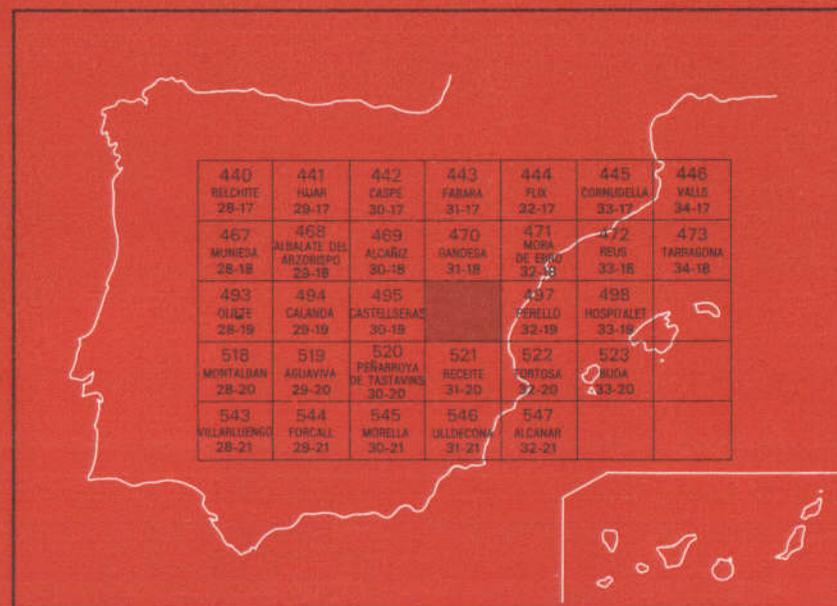
HORTA DE SAN JUAN

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

HORTA DE SAN JUAN

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 Y REDACCION DE MEMORIA

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

JURASICO (MEMORIA)

— A. Barnolas (IGME), F. López Olmedo (INYPSA) y A. Simó (U. C. Barcelona).

LEVANTAMIENTO E INTERPRETACION DE COLUMNAS

Terciario: F. López Olmedo (INYPSA).

Cretácico: J. González Lastra (INYPSA).

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. 2330-1985

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

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION

La hoja 496 (31-19), Horta de San Juan, queda comprendida entre las provincias de Teruel y Tarragona, concretamente entre el Bajo Aragón y la comarca de Terra Alta.

Orográficamente se distinguen tres sectores bien diferenciados:

- El Valle del Ebro, que ocupa casi la mitad nor-occidental de la hoja. Se trata de una zona de relieves suaves y alomados con valores medios de cota de 600 m.
- Las estribaciones del Maestrazgo septentrional y del sector meridional de los Catalánides definen una alineación montañosa de relieves fuertes y abruptos, con escasos accesos y cotas que llegan a superar los 1.200 m. (Ports de Alfara).
- La Depresión de Tortosa, planicie que ocupa la parte oriental de la hoja. De poca altitud (100 m.), se extiende hasta el litoral mediterráneo, imponiendo características morfológicas propias a todo este área.

La red fluvial es efímera y escasa, siendo los ríos Matarraña, Algas, Estret y Canaletas las únicas arterias fluviales de bajo rango que definen la escorrentia superficial de toda la zona.

El clima es árido frío en el Bajo Aragón, mientras que en las zonas montañosas es algo más húmedo, motivado en parte por su orografía, así como por su proximidad al mar.

1.2. MARCO GEOLOGICO GENERAL

Desde el punto de vista geológico, la hoja de Horta de San Juan se encuentra ubicada en los Catalánides y, en particular, en las estribaciones meridionales de éstos o en las de la Cordillera Prelitoral (LLOPIS, 1947) en límite con la Cuenca del Ebro y en las proximidades al entronque con la Cordillera Ibérica, Rama Aragonesa.

Los materiales aflorantes en la hoja abarcan edades que van desde el Triásico medio hasta el Cuaternario, con gran representatividad del Jurásico y del Terciario.

El Mesozoico se dispone a lo largo de la mitad sur-oriental de la hoja, según direcciones NE-SW cabalgantes y vergentes hacia la Cuenca del Ebro, poniéndose de manifiesto una tectónica de escamas que a veces llega a tener características estratigráficas propias.

El borde de la Cuenca del Ebro aparece cabalgando por los materiales jurásicos, encontrando el Terciario un borde deformado y en clara discordancia progresiva. Hacia el interior de la depresión, estos materiales se disponen horizontal o subhorizontalmente, presentando gran diversidad de facies.

La zona oriental la constituye la Depresión de Tortosa, rellena por depósitos cuaternarios que enmascaran un importante accidente, que con dirección NNE-SSW pone límites a la Cordillera Prelitoral y al Maestrazgo en zonas más meridionales.

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. TEICHMÜLER (1935), N. LLOPIS LLADO (1947), 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) y H. CADILLAC (1979), así como el libro homenaje al profesor SOLE SABARIS, en el que se 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 limítrofes 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

Los materiales más antiguos corresponden al Triásico, en facies Muschelkalk y Keuper, localizados en los núcleos de las estructuras anticlinales o a favor de discontinuidades importantes.

Sobre ellos se dispone una potente serie calco-dolomítica con pequeñas intercalaciones margosas de edad jurásica (Lias a Malm), en general bien datada, a excepción de los niveles superiores, cuyo límite cronológico resulta difícil e impreciso, dada la naturaleza dolomítica de los materiales y el carácter azoico de éstos.

El Cretácico, poco desarrollado, aflora de forma discontinua. No obstante, se puede diferenciar:

- Inferior, detrítico, en facies Utrillas, con poco espesor, incluso a veces ausente.
- Superior, dolomítico en los tramos basales (Cenomaniense) y calco-margoso y detrítico en los superiores (Senoniense).

Todo el conjunto de materiales mesozoicos se dispone apilado en escamas en forma de una gran cuña que se extiende a lo largo de la hoja con dirección general NE-SW, poniendo límite a la Depresión del Ebro y la de Tortosa.

El Terciario en facies continental constituye los depósitos de relleno de la Cuenca del Ebro. Es de destacar el marcado carácter detrítico de éstos, más grosero en la zona de borde o de contacto con la Cordillera. Estos materiales tienen una edad claramente paleógena, con edades comprendidas entre el Paleoceno-Eoceno hasta incluso el Mioceno inferior (Aquitaniense) para los niveles más superiores. Los depósitos detríticos de la Depresión interna de Mora se atribuyen al Mioceno s.l., a falta de criterios que permitan una mejor datación.

El Cuaternario está representado principalmente por depósitos aluviales (fluvial actual y terrazas) y coluviales. Un importante sistema de abanicos aluviales aparecen rellenando la Depresión de Tortosa, cuyos límites geométricos se salen fuera de la hoja.

2.2. MESOZOICO

2.2.1. TRIASICO

El Triásico aflora principalmente en la parte oriental de la hoja, en facies germánica y formando parte de los núcleos anticlinales de Pauls, Alfara y Prat del Compte. También, y a forma de una estrecha franja, se localiza a favor de discontinuidades importantes.

La macrosecuencia triásica, así denominada por ESTEBAN y ROBLES (1979), en ANADON *et al.* (1979), comienza con las facies detríticas del Buntsandstein, no aflorantes en la hoja. Por encima se desarrollan unas facies carbonatadas con tres unidades, clásicamente atribuidas al Muschelkalk inferior (M_1), medio (M_2) y superior (M_3), definidas por VIRGILI (1958). Por encima se desarrollan las facies Keuper, coronadas por unas dolomías que ponen fin al ciclo de sedimentación.

Todas estas unidades se disponen agrupadas en tres secuencias deposicionales:

- Inferior, constituida por las facies Buntsandstein y el Muschelkalk inferior (M_1).
- Media, formada por el Muschelkalk medio (M_2) y superior (M_3).
- Superior, lo integran el Keuper y las dolomías tableadas.

2.2.1.1. Dolomías grises y calizas (1)

Los dos únicos afloramientos en la hoja corresponden al de las proximidades del Barranco de la Chalamera y al anticlinal del Pauls. En este último, el corte es perfectamente observable en la carretera, 1 km. antes de llegar a la citada población.

En ese lugar y en disposición vertical o subvertical se observa una monótona serie de calizas y dolomías de color gris claro de 120 m., como máximo, de espesor, estratificadas en bancos de 0,3 a 0,5 m. Los niveles basales (20 m.) corresponden a mudstones de color gris, de aspecto a veces noduloso y bioturbado. Por encima se desarrollan packstones y wackstones con niveles de acumulación de fauna y bioturbados. Hacia el techo destacan niveles de dolomías y dolomías margosas (40 m.)

Estos depósitos carbonatados aparecen agrupados en secuencias deposicionales de tipo «Shallowing», alternando con otras de tipo «Shoa-

ling». El medio sedimentario parece, pues, corresponder a una llanura de mareas, observándose a techo y zonas próximas una clara interrupción sedimentaria (Sierra de Prades).

La edad atribuida a este tramo es la de Anisiense, es decir, Triásico medio.

2.2.1.2. Arcillas rojas con yesos (2)

Constituye esta segunda unidad el denominado «M₂» de los Catalánides, VIRGILI (1958). Se encuentra muy bien representado en el anticlinal de Pauls y sus características son observables en una cantera situada en su parte nor-oriental cerca del Tozal del Puig. También aflora en la carretera Tortosa-Gandesa, en el Barranco de la Chalamera y en el núcleo anticlinal de Albara.

Litológicamente aparece definido por un conjunto arcillo-yesífero con contenido de ambos en proporción muy variable, y con tonalidades rojizas que permiten su fácil identificación.

A veces el afloramiento queda caracterizado únicamente por la presencia de yesos, aunque otras veces es la abundancia de arcillas rojas lo que imprime carácter. El espesor real es muy difícil de medir, ya que este tramo, desde el punto de vista estructural, actúa como nivel de despegue regional. No obstante, y en base a las observaciones y medidas realizadas, se estima aquel en unos 100 m. de potencia.

El hecho de encontrarse por debajo de la unidad con *Daonella* permite atribuir las al Muschelkak medio, VIRGILI (1958).

Por los datos y conocimientos que actualmente se tienen y por correlaciones a nivel regional, efectivamente estos depósitos salinos corresponderían todavía al Triásico medio, concretamente al Anisiense-Ladiniense. Resulta interesante destacar el carácter heterocrono de esta unidad en la Península Ibérica, puesto ya de manifiesto por otros autores, VIRGILI *et al.* (1977).

Desde el punto de vista sedimentario corresponde a una sedimentación tipo sabkha en relación con llanura de mareas. Con ellos se iniciaría una segunda secuencia deposicional, que terminaría con los depósitos carbonatados de la unidad suprayacente.

2.2.1.3. Calizas y dolomías con daonella (3)

Por encima de la unidad anterior se desarrolla ésta de naturaleza calco-dolomítica, con abundante fauna y gran representatividad cartográfica.

Constituyen, sin duda alguna, los afloramientos triásicos más representativos de toda la hoja. Los mejores a nivel de observación se sitúan en el anticlinal de Alfara y Pauls, así como en la carretera de Tortosa a Gandesa, cerca del Barranco de la Chalamera y en las proximidades de Prat de Compte.

Desde el punto de vista litológico se trata de una formación de más de 100 m. de espesor, constituida por una monótona alterna de calizas y/o dolomías con margas de color ocre y denominada por VIRGILI (1958) como el M₃.

Los niveles inferiores están formados por dolomías que pasan rápidamente a una alternancia de margas y margo-calizas con calizas (mudstones y wackstones). Ocasionalmente se observan niveles con laminación paralela. Este tramo más inferior es rico en daonellas (*Daonella lomelli*) y ceratites, citados ya por LLOPIS (1947) y posteriormente por VIRGILI (1958). Por encima se desarrolla una serie en general carbonatada de calizas y/o dolomías (mudstones y wackstones) de colores claros, con ripples de oscilación y en ocasiones intensa bioturbación.

La estratificación en general es muy fina (centimétrica), a veces de aspecto noduloso, que responde realmente a estructura tipo ripples.

Todos estos materiales se disponen en secuencias negativas, a excepción de los niveles superiores, que pueden presentar interrupciones a techo. Los tramos basales parecen corresponder a un tipo de sedimentación «Tidal flat», es decir, de llanura de mareas, con secuencias de somerización tipo «shallowing» en los niveles más altos. En general se trataría de una sedimentación de plataforma que evoluciona a una de tipo restringido.

En base al contenido faunístico, la edad de esta tercera unidad (M₃) es Ladinense; no obstante, hay que apuntar que los niveles superiores en parte pudieran corresponder al Carniense (Triásico superior), máxime si se tiene en cuenta el carácter azoico de la unidad suprayacente.

2.1.1.4. Arcillas rojas y verdes con yesos (4)

Esta unidad se presenta bajo la típica facies Keuper. Dado el poco espesor de los depósitos en toda la hoja, éstos no alcanzan la representatividad que tienen en otras áreas, ya que no se han medido espesores superiores a la treintena de metros; en algunos puntos este espesor puede ser superior debido a causas tectónicas (despegues).

La litología responde a la clásica descripción de estas facies. Arcillas con llamativos colores rojos y verdes alternando con yesos de colores blancos y a veces con delgados niveles dolomíticos de tipo carniolar. CADILLAC (1979) destaca el contenido en montmorillonita e illita, lo que permite diferenciar esta unidad del M₂ a pesar de sus idénticas características litológicas.

Desde el punto de vista sedimentario, estos depósitos corresponden a lagunas tipo sabkhas con alta precipitación salina. Se inicia así la tercera secuencia deposicional triásica que termina con las dolomías tableadas suprayacentes.

2.2.1.5. Dolomías tableadas (6)

A techo de la facies Keuper y en tránsito gradual se desarrolla esta unidad carbonatada, de aspecto tableado muy característico. Es frecuente encontrarla en la parte oriental de la hoja a favor de discontinuidades importantes que utilizan como elemento de despeque de segundo orden al Keuper.

En corte fresco se observan en la pista del río Estret, pasado el paraje del «merendero», en la carretera de Prat del Compte o en la de Tortosa a Gandesa, así como en las proximidades del Balneario de la Fontcalda, en el río Canaletas, cerca del límite con la vecina hoja de Gandesa.

Petrologicamente se trata de una unidad de dolomicritas (mudstones originales) y doloesparitas, con esporádicos grainstones oolíticos de color gris, estratificados en capas de 0,1 a 0,5 m. Presenta laminación y ripples de oleaje a techo, así como pequeñas intercalaciones arcillosas rojas y verdes hacia la base, similares a las infrayacentes facies Keuper. También es frecuente encontrar núcleos alargados de anhidrita y «cristal cast». Hacia techo las secuencias se disponen en ciclos positivos tipo «shallowing».

El medio deposicional corresponde a un «Tidal flat» (mud flat) carbonatado. Por lo que respecta a la edad, su concreción resulta actualmente problemática, ya que no existen criterios faunísticos que permitan su encuadre cronológico. Por otra parte, estos niveles representan a efectos sedimentarios los términos superiores de la última secuencia deposicional triásica.

Recientemente han sido objeto de atención en cuanto a génesis y edad por distintos autores: GOY *et al.* (1976); GOMEZ (1979), y GOMEZ *et al.* (1979), quedando formalmente definidas por ellos como formación «Dolomías tableadas con Imon».

GOMEZ (1979) hace una breve exposición del límite cronológico Triásico-Jurásico y plantea su problemática para toda Europa occidental y en particular para España. Señala la posibilidad de que el Rhetiense sea una facies litoral del Noriense superior, ya que se trata de un piso que no goza de la total aceptación. Indica igualmente que es la microflora, y no los ammonites, el camino más válido para establecer dichos límites dentro de esta unidad.

CADILLAC *et al.* (1981) las asigna al Noriense, ya que, según VIRGILI (1977, com. oral de R. SOLER), en Tivisa ha sido encontrada en esta unidad microfauna atribuida al Noriense.

Por último, según SOPEÑA (com. oral), la problemática del límite y edad de esta unidad, en general, sigue planteada, sin descartarse la posible edad Noriense para esta formación carbonatada, que actualmente todos los autores que trabajan en el tema vienen aceptando.

2.2.1.6. Basaltos y doleritas (5)

Asociados a los materiales triásicos en facies Keuper y Muschelkalk se encuentran rocas efusivas tradicionalmente conocidas por el nombre de «Ofitas».

Sus afloramientos aparecen con carácter puntual, son de poca representatividad cartográfica y se distribuyen dentro de un determinado entorno. Esto ocurre, por ejemplo, en el anticlinal de Pauls (Barranco de Canals y Salt). Otros afloramientos corresponden al anticlinal Prat del Compte, Alfara (Barranco del Boscoh), Coll de San Juan, Sierra del Cop y en el Barranco de Chalamera (carretera Tortosa-Gandesa).

Según CADILLAC (1979), la composición petrográfica de estas rocas obedece bien a basaltos con olivino y plagioclasas con una clara estructura dolerítica, o bien a doleritas con augita. Son de color oscuro y en fresco se observa un alto grado de alteración y fracturación.

La edad de estas rocas sería al menos Carniense y pre-Noriense.

2.2.2. JURASICO

Se encuentra muy bien representado en la mitad oriental de la hoja, constituyendo gran parte de las unidades que definen la alineación montañosa de los puertos de Alfara y Beceite.

Al igual que en otros sectores próximos (Cordillera Ibérica y Catalánides s.s.), los materiales jurásicos están constituidos por calizas y/o dolomías con intercalaciones margosas de poco espesor, con un contenido de fauna que permite, en general, una fácil caracterización y datación de las unidades.

El Lías está formado por una unidad inferior de brechas dolomíticas (Fm. CORTES DE TAJUÑA), una unidad calcáreo-dolomítica bien estratificada (Fm. CUEVAS LABRADAS) y un Pliensbachiense y Toarciense formado por margas y calizas bioclásticas (Fm. CERRO DEL PEZ, BARAHONA, TURMIEL y CASINOS) con fauna nerítica, coronadas por un nivel de oolitos ferruginosos con fauna Aalenense.

El Dogger es margoso en la base (Fm. TIVENYS) y calcáreo y calcáreo-margoso (Fm. CHELVA). La Fm. TIVENYS posee fauna de edad Bajociense y la Fm. CHELVA tiene fauna Bathoniense en su parte inferior calcárea y Calloviense en su parte superior algo más margosa.

La discontinuidad Dogger-Malm está mal definida. Sólo en algún corte se observa algún que otro oolito ferruginoso disperso, pero es manifiesta por la ausencia de fauna de edad Calloviense superior y Oxfordiense medio. La base del Malm está formada por calizas con abundantes esponjas (Fm. YATOVA) de edad Oxfordiense medio-superior. El resto del Malm está dolomitizado (Fm. MORROT BLANC) y se halla coronado por una unidad de tidalitas calcáreas (Fm. CINCTORRES).

Se han utilizado las Fm. litoestratigráficas, empleadas por GINER (1980) para este sector.

2.2.2.1. Brechas dolomíticas (Fm. CORTES DE TAJUÑA) (7)

Por encima de las dolomías tableadas atribuidas al Noriense (Fm. IMON), se desarrolla una formación basal dolomítica brechoide, con la que se inicia la sedimentación jurásica. Esta unidad de brechas dolomíticas aflora extensamente en esta hoja y puede estudiarse en el corte del río Estret, en Prat del Compte, Ermita de la Fontcalda, Mola Grossa, etc. En la mitad meridional de los Catalánides y en la Cordillera Ibérica se reconoce perfectamente como tal, tanto en sus facies de brechas como en su facies de Carniolas. Fue definida como Fm. Cortes de Tajuña por GOY *et al.* (1976), en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, y aplicada a esta región por GINER (1980).

Se reconocen cuatro tipos litológicos en esta unidad, en los cortes estudiados en esta hoja: Carniolas, Ruditas, Megabrechas y Dolomías. Las facies dominantes son las de Ruditas, Megabrechas y Carniolas.

Las ruditas son brechas de monogénicas a poligénicas con cantos angulosos a subredondeados generalmente dolomíticos al igual que la matriz, fábrica desordenada y tamaño de los cantos entre los pocos milímetros y unos 20 cm. Las megabrechas poseen fábrica desordenada, con grandes clastos carbonatados de hasta 1 m. de diámetro, y predominan en la parte inferior de la unidad. Las carniolas son brechas con clastos de dolomía y margas dolomíticas, algunos de ellos disueltos, con matriz neomórfica, estando la roca frecuentemente vetada, lo que junto a los huecos de los cantos disueltos le confiere el aspecto vacuolar característico. Algunas intercalaciones de dolomías finamente estratificadas presentando brechas supramareales pueden observarse en los cortes estudiados.

La potencia de la unidad es de unos 100 m., repartiéndose las litofacies presentes de la siguiente forma: las megabrechas abundan y constituyen el tramo basal de la unidad (unos 15 m.) sobre el que se desarrolla el resto de la unidad, con predominio de facies ruditas, algunas intercalaciones de facies de dolomías y carniolas, que son muy poco abundantes y que aparecen casi exclusivamente en el techo de la unidad.

El contacto basal de la unidad es neto, ligeramente erosivo sobre la unidad inferior en el detalle, aunque cartográficamente, al igual que en la Cordillera Ibérica, es concordante.

Lateralmente, esta unidad equivale a evaporitas y margas que afloran en la hoja número 467 (Muniesa), y también a carniolas en toda la sección. Las facies de brechas aparecerían, según GINER (1980), en el tránsito a la cuenca con sedimentación evaporítica.

Los cantos de caliza y dolomías de esta unidad se han depositado en aguas someras. El proceso de brechificación ha sido interpretado de di-

versa forma por los distintos autores: *a)* Colapso-brechas originadas por disolución de evaporitas (YEBENES, 1973; VAN GYNKEL & HEKEL, 1976, y GOMEZ, 1979). *b)* Tectosedimentarias, depositadas al pie de un escape de falla o bien originadas a favor de tectónica de zócalo (RIBA *et al.* 1971; ROBLES, 1974). *c)* Tectosedimentarias y colapso-brechas por disolución de evaporitas en un proceso mixto (GINER, 1980). *d)* Tectónicas (CANEROT, 1974).

2.2.2.2. Dolomías y calizas (Fm. CUEVAS LABRADAS) (8)

En tránsito gradual con la unidad anterior se desarrolla una potente formación de dolomías (en ocasiones con niveles brechoides) y calizas, que tienen gran representatividad en la hoja. Las características litoestratigráficas del conjunto han sido estudiadas a lo largo de los ríos Algas y Estret, o en el Ulldemó, así como en Prat del Compte o en la Ermita de la Fontcalda y río Canaletas

En esta unidad se pueden distinguir dos tramos. El tramo inferior es dolomítico y en él se reconocen ocasionalmente las litologías originales, que corresponden a grainstones oolíticos y bioclásticos, wackestones de moluscos, estromatolitos y dolomías laminadas. El tramo superior está menos dolomitizado y en él se reconoce la presencia de secuencias somerizantes, predominando los wackestones-packestones bioclásticos y los mudstones como facies deposicionales. En su conjunto, la unidad es profundizante, pasándose de facies más someras a secuencias somerizantes (submareales a intramareales) con fauna y características de aguas más abiertas.

La potencia de esta unidad se mantiene próxima a los 60 m., y corresponde a la formación litoestratigráfica denominada como Fm. Cuevas Labradas por GOY *et al.* (1976), en la Cordillera Ibérica.

En la parte alta de la unidad, en el corte de Prat del Compte, se reconoce la presencia de tres secuencias *coarsening upwards* de brechas con contacto basal neto y con cantos superiores a los 2 m. en la parte superior. Corresponden a depósitos de *debris flows* submarinos, generados durante la fracturación y diversificación de la plataforma carbonatada en el tránsito al Pliensbachiense.

2.1.2.3. Calizas bioclásticas y margas (Fm. CERRO DEL PEZ, Fm. BARAHONA y Fm. TURMIEL) (9)

Dentro de este epígrafe se engloban tres formaciones formalmente definidas, que desde el punto de vista cartográfico ha sido necesario agrupar en una sola, dada la poca representatividad que alcanzan en la hoja.

Sobre la unidad anterior se desarrolla una unidad calcáreo-margosa y margosa en la base, con alguna intercalación bioclástica que CADILLAC *et al.* (1981) separan en dos unidades, incluyendo a la inferior, que denominan como calizas margosas con *Uptonia* en la Fm. Cuevas Labradas.

Esta unidad calcáreo-margosa y margosa corresponde a la Fm. Cerro del Pez, de GOY *et al.* (1976). Tiene en esta hoja una potencia comprendida entre 25 y 30 m. y contiene abundante fauna nerítica (lamelibranquios, braquiópodos, coralaris, etc.). En su parte inferior, más calcárea, calizas margosas con *Uptonia*, de CADILLAC *et al.* (1981), estos autores han reconocido la presencia de fauna que caracteriza a las subzonas *Brevispina* y *Jamesoni* de la zona *jamesoni* correspondiente al Carixiense (Pliensbachiense inferior) inferior. En su parte superior, más margosa, que estos mismos autores denominan como margas con braquiópodos y *Pholodomya* de Horta de Sant Joan, han caracterizado el tránsito al Carixiense superior.

Las margas en fresco se observan bien en la pista de subida a la Mola Grosa desde Prat del Compte o en la pista forestal que se desvía desde el merendero hacia el Coll de Miralles cerca del Barranco de Pedregal.

Sobre esta unidad margosa se encuentra un paquete de calizas bioclásticas (grainstones), ferruginosas en su parte superior con abundante fauna, belemnites, pectínidos, braquiópodos, coralaris, crinoideos, ammonites, etc., coronados por un *Hard-Ground* y con una potencia próxima a los 15 m. La fauna de esta unidad ha sido estudiada por CADILLAC *et al.* (1981), habiendo caracterizado la subzona *Capricornus* (zona *Davoei*) del Carixiense superior en la base, un Domeriense inferior-medio y un Domeriense superior (zona *spinatus*) en el techo. El *Hard-Ground* representa una pequeña laguna estratigráfica que afecta a la parte más baja del Toarciense. Este tramo corresponde a la Fm. Barahona de GOY *et al.* (1976).

Por encima se desarrolla de nuevo una alternancia de margas con finos bancos margo-calcáreos y abundantes ammonites del tipo *Hilodoceras*, así como gran cantidad de braquiópodos. Las margas son de color amarillo y resulta difícil su observación en fresco. No obstante, existen cortes característicos en la pista de subida del río Estret al refugio forestal, en el Barranco de Caseres, cerca de la carretera de Pauls a Cherta y en las cercanías de la Mola Grosa.

La potencia de esta unidad es de 15 a 20 m., aproximadamente. En ella abundan las intercalaciones centimétricas de mudstones y wackestones bioclásticos, dando una apariencia rítmica de margas y calizas. Corresponde a la unidad litoestratigráfica conocida como Fm. Turmiel de GOY *et al.* (1976). El contenido faunístico que contiene, estudiado por CADILLAC *et al.* (1981), corresponde al Toarciense, desde un Toarciense inferior en la base a un Toarciense superior en el techo.

2.1.2.4. Calizas y/o dolomías beige, generalmente con sílex (Fm. CASINOS) (10)

Sobre las margas con Hildoceras se desarrolla generalmente esta formación carbonatada, constituida por calizas con nódulos de sílex, de color beige y ocre, en bancos de 0,2 a 0,4 m. y que en ocasiones se puede confundir con la unidad suprayacente si no está presente la sílice. Otras veces, las calizas se encuentran dolomitizadas. El espesor de esta unidad es muy variable (máximo observado 35 m.), aunque los valores medios fluctúan alrededor de los 15 m. A techo se encuentra un nivel glauconítico con oolitos ferruginosos que indican claramente una discontinuidad sedimentaria.

Los mejores cortes se encuentran, bien en el Barranco de Caseras, cerca de la carretera de Pauls a Xerta, o en la Mola Grosa, cabecera del río Estret y numerosos puntos de los puertos, ya que sus afloramientos son muy frecuentes en toda la zona.

En general se trata de wackstones, con componentes bioclásticos en los niveles superiores. Contiene en ocasiones fantasmas de oolitos, así como abundantes restos de fauna (bioclastos) y acumulaciones de terrígenos hacia el techo. Según CADILLAC *et al.* (1981), en este sector esta unidad tendría una edad Aalenense (zona *Murchisonae*).

Esta unidad corresponde a la Fm. Casinos de GINER (1980), que la separó de la Fm. Chelva de GOMEZ (1979), dentro de la que había sido definida como miembro por este autor por criterios de orden secuencial. En efecto, la Fm. carbonatada de Chelva, definida por GOMEZ (1979), incluía con la categoría de miembros a las Fm. Casinos y a la Fm. Yatova, que pertenecen a las secuencias deposicionales del Lias y Malm, respectivamente. GINER (1980) optó por trasladar a estos miembros a la categoría de formación y redefinió los límites de la Fm. Chelva en los dos oolitos ferruginosos (Aalenense y Calloviense superior-Oxfordiense inferior).

Junto a las tres unidades cartografiadas en la unidad cartográfica anteriormente descrita, forman dos secuencias de margas a calizas bioclásticas coronadas por un Hard-Ground. La parte margosa representa a sedimentos más profundos, con influencia terrígena y fauna de plataforma que evoluciona verticalmente a sedimentos más someros, carbonatados, con menor tasa de sedimentación. El Hard-Ground marca el tránsito a sedimentos más profundos.

El nivel de oolitos ferruginosos contiene abundante fauna de ammonites que fue estudiada por CADILLAC *et al.* (1981) y que caracteriza a la subzona *Bradfordensis* de la zona *Murchisonae* y a la zona *Concavum* del Aalenense superior.

2.2.2.5. **Margas y calizas de filamentos** (Fm. TIVENYS y Fm. CHELVA) (11)

Sobre el oolito ferruginoso del Aalenense superior, se desarrolla en este sector una unidad margosa que disminuye rápidamente de potencia en dirección SW. Se trata de un tramo de margas, con ammonites piritosos y presencia de pistas (*Cancellophycus*). BULARD (1972) dató a esta unidad como Bajoniense medio-superior, por lo que la discontinuidad del oolito ferruginoso inferior llegaría al Bajoniense medio. ROBLES (1974) pudo datar la presencia del Bajoniense inferior, al igual que CADILLAC *et al.* (1981) (zona *Sauzei*) en el corte de Tivissa (Hoja de Perelló).

Este tramo margoso es poco potente, llegando a un máximo de 40 m. en los cortes de la región tipo. En los afloramientos de esta hoja, su potencia es mucho menor. 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).

Por encima se desarrollan de 35 m. a 60 m. de calizas tableadas (biomicritas y biopelmicritas) de filamentos, con abundante microfauna; entre otras: *Globochaete alpina*, *Eothrix alpina*, *Lenticula*, *Frondicularia*, *Ammodiscus*, *Dentalina*, *Planularia*, *Epistomina*, *Salpingoporella*, *Nodosaria*, así como abundantes «protoconchas», equinodermos, belemnites, lamelibranquios, gasterópodos, crinoides, esponjas, corales, briozoos, etc.

El techo de esta unidad aparece limitado generalmente por unas dolomías de origen secundario. Dado que este proceso de dolomitización se efectúa de «arriba a abajo», conlleva una heterocronía para el techo de la formación que dificulta su acotamiento en edades. A pesar de ello, y en base a los datos de que se dispone, tanto de macrofauna como de microfauna, se establece el límite entre el Bathoniense y el Calloviense.

La sedimentación de esta unidad micrítica de filamentos se debió efectuar en un ambiente de plataforma externa submareal y de baja energía.

2.2.2.6. **Calizas** (12)

En el río Matarraña, en la carretera de Valderrobres a Beceite, la Fm. Casinos (10) y la Fm. Tivenys y Chelva (11) no han podido diferenciarse en cartografía, por lo que se han agrupado conjuntamente.

En este punto, sobre los materiales antes citados se observa del orden de 10 a 15 m. de calizas bien estratificadas (biomicritas), con diversos niveles Hard-Ground en la parte basal. En este tramo están condensadas las dos formaciones anteriores de calizas de filamentos y calizas con sílex, si bien hay que destacar que no se ha observado aquí la presencia de los nódulos de sílex que caracterizan a esa formación. La edad del conjunto es Aalenense-Bathoniense. Esta se ha establecido en base a la presencia de *Elgotites* sp. *Leptosphinctes* sp. *Procerites* sp. y *Morphoceras polymorphium* del Bathoniense.

Estas calizas también afloran en corte en la misma unidad estructural, más hacia el SW, ya en vecina hoja de Peñarroya de Tastavins (camino al pantano de la Pena).

A techo, y con carácter erosivo y discordante, se apoyan de 3 a 6 m. de arenas y arcillas versicolores en facies Utrillas del Cretácico inferior (Albiense).

2.2.2.7. Dolomías masivas grises (Fm. CAMPANILLAS y Fm. MORROT BLANC) (14)

Por encima de las calizas tableadas de filamentos se desarrolla una potente formación dolomítica de aspecto masivo y color gris muy bien representada en la mitad sur-oriental de la hoja y que CADILLAC (1979) denomina «Complejo dolomítico Somital».

Efectivamente son reconocibles en la Sierra del Caro, Las Foies y en el flanco oriental del anticlinal de Alfara o el de Pauls (Coscollosa), donde conforman los relieves más altos (Puertos de Alfara). Son también observables en la pista de subida al Monte Caro, en la hoja de Beceite.

Las dolomías son grises, de grano grueso, aspecto generalmente, masivo y con espesores superiores a los 200 m., que aumentan progresivamente hacia el Sur. Se trata de dolomías secundarias de complejo origen genético en las que se manifiesta un proceso de dolomitización de «arriba a abajo» que enmascara parte de la estratigrafía del Jurásico superior, impidiendo su datación correcta.

En la carretera de Xerta a Pauls, en el km. 5, junto al puente que cruza ésta y por encima de las calizas de filamentos, se observa una dolomía masiva que a techo presenta un nivel de oolitos ferruginosos. Tanto por su posición como por sus características, esta interrupción o discontinuidad representa el paso del Jurásico medio al superior, por lo que el techo de este tramo dolomítico tiene una edad Calloviense y el oolito ferruginoso representa a la discontinuidad del Calloviense superior-Oxfordiense medio, que limita ambas secuencias deposicionales.

El tramo dolomítico entre el Bathoniense y el Oxfordiense fosilífero correspondería a la Fm. Campanillas, de GINER (1980), definida en la Sierra de Irta, Hoja número 594 (Alcalá de Xivert).

Sobre este nivel, en el corte mencionado, puede observarse un Malm no dolomítico que se ha cartografiado aparte (13). No obstante, en el conjunto de los puertos de Beceite, el Malm suele estar totalmente dolomitizado, especialmente el tramo que correspondería al Kimmeridgiense, por lo que queda englobado en esta unidad cartográfica.

Esta unidad corresponde a las dolomías de las Fm. Campanillas y Morrot Blanc, de GINER (1980), y la dolomitización correspondería al modelo Dorag, producida por mezcla de aguas meteóricas y agua marina, con posterioridad a la sedimentación de la unidad.

2.2.2.8. Calizas y margas con protoglobigerinas (Fm. YATOVA, Fm. SOT DE CHERA y Fm. LORIGUILLA) (13)

Esta unidad sólo se encuentra bien representada en el km. 5 de la carretera de Xerta a Pauls. Se puede decir que es el mejor punto donde aparece representado el Jurásico superior y donde apenas ha sido afectado por el proceso de dolomitización, o al menos no se pone de manifiesto, aunque el techo de la serie aparece limitado por un cabalgamiento.

Por encima del nivel de oolitos ferruginosos se desarrollan unos 20 m. de calizas nodulosas de colores claros, estratificadas en bancos de 0,3 a 0,4 m. que contienen: *Protoglobigerina oxfordiana*, *Lagendosaria*, *Lingulina*, *Nodophthalmidium*, *Lenticulina* y radiolarios. También son muy abundantes los ammonites, entre los que se han clasificado, CADILLAC (1979): *Perisphinctes (Dichotomoceras) cf. bifurcatus*, *Perisphinctes (Dichotomospinctes wartae)* y *Perisphinctes (Perisphinctes) sp.* En este tramo son muy abundantes las esponjas.

Por encima aparecen unas margas oscuras con algún nivel limoso y calcáreo con glauconita, que han proporcionado *Holcophylloceras cf. mediterraneum* (CADILLAC, 1979).

Una serie de unos 25 m. de calizas ocreas (mudstones), estratificadas en bancos de 0,3 y 0,4 m. y parcialmente dolomitizadas a techo, ponen fin a la serie jurásica en este corte.

El primer tramo de caliza con esponja y protoglobigerinas tiene una edad Oxfordiense medio-superior y corresponde a la Fm. Yatova, GINER (1980).

El tramo margoso corresponde a la Fm. Sot de Chera, de GOMEZ (1979).

El tramo calcáreo superior sería equivalente lateral de la Fm. Loriguilla, de GOMEZ (1979). Este tramo corresponde a la parte basal de las calizas con esponjas del Kimmeridgiense (GEYER, 1963; BULARD, 1972; GEYER y PELLEDUHN, 1979), que se hallan ampliamente dolomitizados en los Puertos de Beceite y Maestrazgo septentrional.

2.2.3. CRETACICO

El Cretácico aflorante en la hoja aparece poco desarrollado en espesor y discordante sobre el Jurásico, con edades comprendidas entre el Albienense s.l. y el Senoniense. En ocasiones, cuando falta la facies Utrillas son las margas o dolomías del Cenomaniense las que se apoyan directamente sobre el infrayacente.

En el Cretácico superior se diferencian dos unidades: una dolomítica de edad Cenomaniense y otra calco-margosa de edad Senoniense, no habiéndose datado el Turoniense. Por encima y ocasionalmente se desarro-

lla una formación detrítica de origen laterítico que pudiera abarcar también parte del Paleoceno y que da paso a los depósitos terciarios.

Todo el conjunto queda incluido en la denominada «macrosecuencia del Cretácico superior», ESTEBAN y ROBLES, en ANADON *et al.* (1979), encuadrando esta zona entre los llamados sector intermedio y sector externo del dominio meridional de los Catalánides, ANADON *et al.* (1979).

2.2.3.1. Arenas y arcillas en facies Utrillas (15)

En discordancia con el Jurásico, apoyándose indistintamente sobre distintas unidades de éste, se observan a veces unas arenas y/o arcillas versicolores con nódulos ferruginosos, con muy poco espesor, que pasan en la vertical a las series carbonatadas del Cretácico superior. Es interesante destacar que hacia el SE, el infrayacente de esta unidad resulta ser el complejo urgoniano que adquiere representatividad y desarrollo en la hoja de Beceite. Esta unidad detrítica presenta proporciones variables entre el contenido arena/arcilla y obedece a las denominadas «facies Utrillas», que aquí tienen poca representatividad.

Los mejores afloramientos de esta unidad se localizan en el río Canaletas, cerca de la estación de Pinell de Bray (10 m.). Lateramente, y hacia el SW, desaparece, aflorando nuevamente con espesor apreciable en Prat del Compte, en la Mola Grosa y Gilaberta.

En numerosos puntos, el espesor no llega a superar el metro. El valor máximo medio es del orden de los 8-10 m. en Prat del Compte, aunque a muy poca distancia del mismo el espesor se reduce hasta llegar a desaparecer por completo (pista a la Mola Grosa). Generalmente, los mayores espesores están en relación directa con depósitos de granulometría más gruesa (arenas).

Los valores medios de las potencias son del orden de 0,5 a 2 m. como máximo, lo que ha obligado a exagerarlos para que tuvieran cabida cartográfica. Esto, unidos a la deficiente calidad de los afloramientos, no ha permitido realizar buenas observaciones en esta unidad. Hacia el SE, en la carretera de Valderrobres a Beceite, y junto al Perigañol, las arenas alcanzan espesores de 5 m., que parecen aumentar hacia el SW, fuera ya de la hoja.

Resulta interesante destacar que hacia el N el infrayacente de estas arenas o arcillas es el Lias, y a medida que se desciende hacia el S lo son términos más modernos (Kimmeridgiense cerca de Las Foies, en el límite con la hoja de Beceite). En la pista de la Mola Grosa, y en dirección hacia el alto de la Gilaberta, se observa cómo en pocos metros las arenas de «Utrillas» se apoyan indistintamente sobre diferentes unidades cartográficas, al tiempo que va disminuyendo progresivamente su espesor hasta llegar a desaparecer por completo (pista de subida a la Mola desde Prat

del Compte). La edad, por correlación a nivel regional con zonas próximas, parece corresponder al Albiense.

Por lo que a génesis se refiere, los depósitos más arenosos parecen obedecer en parte a un efímero sistema fluvial con interrupción sedimentaria a techo, y que daría paso al sistema deposicional carbonatado del Cretácico superior. Los materiales arcillosos con nódulos de hierro y poco espesor corresponderían a la formación de suelos lateríticos, consecuencia de un largo período de exposición aérea. En conjunto, toda esta unidad constituiría el inicio del ciclo de sedimentación cretácica.

2.2.3.2. Dolomías (16)

Generalmente, sobre las arenas en «facies Utrillas», y a excepción del cuadrante nor-oriental de la hoja donde esta unidad se apoya directamente sobre el Jurásico, se desarrolla una serie dolomítica de poco espesor, cuyos cortes más representativos aparecen en las proximidades de Beceite, en la confluencia del río Matarraña con el Ulldemó, en la pista de la Mola Grosa y en el río Canaletas junto a la estación de Pinell de Bray. Otros afloramientos, aunque de peor calidad, corresponden al Coll de Roca Benet y al Barranco de Closet, en el anticlinal del río Canaletas, bajo los conglomerados terciarios de la Ermita.

La serie es dolomítica y/o calco-dolomítica, no supera los 20 m. de potencia y se presenta en cuerpos de 2 a 2,5 m. de espesor como máximo.

Los niveles basales contienen algunas intercalaciones margosas, así como algún tramo de calizas arenosas o bioclásticas, aunque hacia el techo la serie se hace siempre calcárea. La dolomitización es secundaria, y el color amarillento imprime un carácter peculiar al conjunto, que permite su diferenciación.

Esta unidad es equivalente a la que CADILLAC (1979) encuentra abundantes *Praealveolina cretacea*. Los estudios y observaciones realizadas han denunciado la presencia de esta fauna sólo en algunos puntos.

En lámina delgada, la composición responde generalmente a wackstone (intrabiomicritas y micritas dolomitizadas) o packstones (oointramicitas y pelbiomicritas).

La fauna es abundante, con lamelibranquios, ataxophragmídeos, *Dyciclina*, *Daxia cenomana*, *Cyclamina*, *Macroporella*, *Discorbis*, *Ophthalmidium cuneolina* y *Heteroporella lepina*.

La edad de esta unidad es claramente Cenomaniense, no habiéndose podido datar el Turoniense, lo que hace pensar en su probable ausencia.

El medio deposicional parece corresponder a un lagoon protegido por un sistema de barras, con desarrollo de las mismas dentro de éste. Estas secuencias se observan en cortes realizados, al igual que se aprecian otras de relleno de lagoon y de canal. En conjunto, estos depósitos cons-

tituyen un ciclo transgresivo con instalación de un sistema de lagoon y su posterior relleno.

2.2.3.3. Calizas y margas (17)

Por encima de la unidad anterior, y sobre una superficie de interrupción o de removilización, se desarrolla una alternancia de calizas y margas.

Litológicamente se trata de un conjunto homogéneo de calizas grises a veces nodulosas o bioclásticas parcialmente dolomitizadas, que alternan con margas blancas y/o grises.

La fauna es muy abundante, conteniendo los niveles más carbonatados: *Acicularia elongalissima*, *Vidalina hispanica*, *Rotalina cayeuxi*, *Spiroloculina*, *Discorbis*, *Cyclogira*, *Ophthalmidium*, *Quinqueloculina*, *Dissocladella*, *Salgingoporella*, *Dorothia*, *Macroporella*, *Boueina*, *Trochammina*, *Bolivinopsis*, *Moncharmontia appenninica*, *Idalina*, *Cymbalopora*, *Nummofallotia*, *Platychara*, así como numerosos talos y girogonitos de Charofitas.

Los ostracodos también son muy abundantes; CADILLAC (1979) cita: *Bairdia* sp., *Karsteneis* sp., *Pterygocythereis* y *Neocyprideis* sp., *Oertliella* sp., y characeas, tales como *Microchara* aff. *cristata*, *Microchara* aff. *laevigata*, *Stobilochara* sp. y *Peckichara* sp.

De todo ello se deduce que la edad de esta formación es Senoniense, llegando probablemente hasta el superior (Campaniense). COMBES (1969) encuentra gasterópodos: *Paludina deshayesina*, *Melania pennens* y *Viviparus beaumonti*, que indican una edad Rognaciense, es decir, Maastrichtiense. Según CADILLAC (1979), la presencia de *Virgatocypris* sp. y *Candona* sp. «podría indicar la base del Terciario».

Desde el punto de vista facies, los sedimentos descritos se disponen en secuencias generalmente negativas o bien en alternancias calcomargosas. Las primeras se observan junto a la estación de Pinell de Bray, con encostramientos superficiales a techo de la serie, e intensa bioturbaación (boring). A veces, si las secuencias son positivas, se presentan con calizas laminadas en la base, nodulosas por encima y margas a techo del ciclo.

El tipo de medio deposicional varía desde una sedimentación de plataforma abierta en algunos sectores hasta de laguna salobre o estuario que evoluciona a un lagoon restringido con frecuentes exposiciones subaéreas y formación de caliches.

2.2.3.4. Calizas y arcillas, arenas a techo (19)

Ahí donde las dos unidades anteriores no son representables a escala de trabajo, se ha procedido a englobarlas para que tengan posibilidad de representación cartográfica. Tal es el caso del afloramiento bajo el Coll de Roca Benet y Barranco de Canaletas, donde aparece la serie con muy poco espesor.

Este epígrafe, por tanto, engloba ambas unidades, cuyo techo aparece incompleto al estar la serie cobijada por las dolomías jurásicas. Esto imposibilita observar su espesor real; no obstante, se miden del orden de 20 m. de calizas y margas y unos 10 m., aproximadamente, de arcillas y arenas.

Las calizas contienen *Rotalina cayeuxi* y *Vidalina hispanica*, además de *Quinqueloculina*, *Ophthalmidium*, *Dissocladella*, *Acicularia*, ostracodos, gasterópodos, discórbidos y equinodermos. Su edad, por tanto, estaría comprendida en el Senoniense y, probablemente, en parte del Paleoceno.

2.3. TERCIARIO

Los sedimentos terciarios aparecen bien representados y ocupan buena parte de la hoja, correspondiendo casi en su totalidad a los depósitos de relleno de la Depresión del Ebro, excepción hecha del ángulo nororiental, donde aparecen materiales de relleno de cuencas interiores (Depresión de Mora) o pequeños afloramientos implicados en tectónica de escamas.

Se observa una continuidad sedimentaria desde finales del Cretácico superior (Maastrichtiense-Paleoceno) hasta el Mioceno, denunciándose un marcado carácter progradante del sistema deposicional, de lo que se deduce que casi todos los materiales que se encuentran representados en la hoja son de edad paleógena.

Es de destacar el carácter lutítico y carbonatado de las unidades inferiores frente al detrítico grosero de las superiores. El tránsito se realiza de forma gradual, al tiempo que se apoyan en clara discordancia progresiva, lo que refleja la compleja historia tecto-sedimentaria acaecida en la región durante el Terciario.

Por último, hay que señalar que los materiales de zona de borde están plegados y, generalmente, cabalgados por el Mesozoico, mientras que los de zonas más internas de la cuenca se encuentran en disposición horizontal o subhorizontal.

Se han distinguido las siguientes unidades:

2.3.1. PALEOGENO

2.3.1.1. Arcillas versicolores (18)

Unicamente afloran en una estrecha banda de dirección NE-SW en parte paralela a la carretera de Valderrobres a Gandesa, junto al río Canaletas, correspondiendo los mejores afloramientos a los situados por encima de las calizas y dolomías del Cretácico superior en las proximidades de la estación de ferrocarril de Pinell de Bray, junto al mencionado río.

En este punto se desarrolla una serie bastante homogénea de medio

centenar de metros constituida por arcillas versicolores compactas y, en general, con un alto contenido en caolinita y cuarzo, COMBES (1969). Ocasionalmente incluye delgados niveles arenosos canalizados, lo que implica una cierta removilización de los materiales.

En la base de esta unidad es frecuente encontrar horizontes bauxíticos de poco espesor que parecen tener un origen edáfico (suelos tropicales); esto justifica el espesor irregular de esta cobertura laterítica, en ocasiones removilizada.

CADILLAC (1979) incluye estos materiales dentro del Rognaciense Terciario (capas rojas de Pinell de Bray), asimilándolos a las facies Garum. Efectivamente, las arcillas se encuentran ligadas a los depósitos infrayacentes (Senoniense inferior), por lo que es probable que su edad sea Senoniense superior e incluso Paleoceno.

2.3.1.2. Calizas (20)

Por encima de las arcillas versicolores, junto a la estación de Pinell de Bray, se desarrolla una formación calcárea con niveles margosos o calcomargosos en la base y en aparente concordancia con el infrayacente. En otros puntos, como en Prat del Compte, está discordante sobre materiales más antiguos, bien del Cretácico superior (Cenomaniense) o del Jurásico (Lias). Y donde mejor se encuentra representada, tanto en espesor como en facies, es en la carretera a Gandesa, en las proximidades a la estación de Pinell de Bray.

Litológicamente está formada por margas blancas en la base y calizas blancas y grises a techo, con aumento del espesor de los bancos hacia arriba y frecuentes interrupciones y exposiciones subaéreas. Todo el conjunto se dispone en secuencias «Thickenning upward» constituidas por niveles margosos blancos en la base y calizas margosas (dismicritas) de color gris blanquecino, con huellas de exposición subaérea hacia el techo. El espesor máximo medido es de 40 m.

En lámina delgada se observan calcificaciones de cianofíceas, clorofíceas, girogonitos y talos de charofitas, ostracodos y gasterópodos que no permiten una datación exacta y concreta.

COMBES (1969) encuentra en estos depósitos *Bauxia* sp., lo que en parte le permite su encuadre estratigráfico en el Paleoceno-Eoceno inferior. CADILLAC (1979) posteriormente, y en base a estos datos, denomina a esta unidad «Rognaciense Terciario I». Ultimamente, ANADON *et al.* (1979) les atribuyen una edad Thanetiense superior-Biarritziense, mediante el establecimiento de correlaciones a nivel regional.

Desde el punto de vista sedimentario la deposición de estos materiales parece corresponder a un medio lagunar tipo salobre.

2.3.1.3. **Margas blancas, calizas y arcillas (21)**

Esta unidad que aflora a ambos flancos de la estructura anticlinal del río Canaletas se encuentra por encima de los materiales carbonatados del Cretácico superior.

La falta de calidad de afloramientos, recubrimientos cuaternarios frecuentes, así como la acción antrópica, no permiten una diferenciación cartográfica más exacta. No obstante, la observación y levantamiento de cortes en distintos puntos de aquella estructura posibilitan la correlación y datación de esta unidad, al tiempo que obligan a integrar en una sola a este heterogéneo conjunto litológico.

En la zona SW de la estructura citada (Barranco de Closet y de Vila), y directamente sobre las calizas senonienses, se observan unos pocos metros de arcillas arenosas versicolores que en la base presentan niveles bauxíticos con carácter discontinuo. Encima se desarrolla un conjunto calco-margoso de color blanquecino (margas y dismicritas) con gasterópodos, ostracodos, gironitos de charofitas y calcificaciones de cianofíceas.

Más al NE, hacia Prat de Compte, se observa cómo sobre diferentes unidades cartográficas del Mesozoico se apoyan en discordancia unas calizas recristalizadas semejantes a las anteriores (dismicritas) con flora, fauna banal y no más de una decena de metros de espesor. Por encima se aprecia algún nivel arcilloso versicolor, así como alguno margoso blanquecino de fácil identificación. En esta área se interdentan ya niveles arenosos en facies canalizadas, siendo muy frecuentes las pasadas de arcillas rojas.

La edad de estos materiales abarcaría desde el Maastrichtiense Paleoceno, para los depósitos más antiguos (zona occidental), hasta el Eoceno, para los representados en el sector nororiental, Prat del Compte y alrededores.

2.3.1.4. **Areniscas y arcillas ocreas; ocasionalmente niveles de conglomerados (22)**

Se trata de una importante formación aflorante a lo largo de la banda paleogena, en contacto discordante con el Mesozoico.

Los mejores afloramientos corresponden, sin duda alguna, a la carretera de Arnes a Prat de Compte, bajo el Pico de la Ermita, y a la vía férrea Alcañiz-Tortosa, en la estación Pinell de Bray y alrededores.

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 de igual color, ricas en illita, CADILLAC (1979), pero de más espesor.

En ocasiones se intercalan niveles conglomeráticos (Beceite, carretera Prat del Compte-Bot) que sustituyen a los cuerpos arenosos; otras veces,

entre las arcillas se observan también niveles carbonatados (calizas, margas y margas calcáreas) que contienen talos de charofitas, abundantes fragmentos de ostracodos, gasterópodos, oogonios de characeas y nódulos de cianofíceas.

Es frecuente encontrar yesos diseminados o en venas que se cruzan, como sucede en numerosos puntos (Pinell de Bray, la Ermita, pista forestal del río Estret, etc.).

El espesor es variable, dependiendo de la zona; así se han medido del orden de los 200 m. en la estación de Pinell de Bray. Es de destacar también el carácter más arcilloso que parece predominar en el centro de la hoja, frente al detrítico y, a veces, más grosero que se aprecia en los ángulos SW y NE de la misma (Beceite y Prat del Compte) y que está en relación con la génesis y evolución del medio de sedimentación.

Combes (1969), entre las charofitas, ha clasificado: *Harrisichara* sp., *Psilochara* sp., *Maedleriella* cf., mayor GRAMB y *Harrisichara* cf., *vasiformis*, que han permitido su datación como Eoceno medio-superior. Posteriormente, ANADON *et al.* (1979) asignan a todo este conjunto detrítico, incluida la unidad superior, una edad Biarritziense-Stampiense. De todo ello se deduce que estas arenas podrían abarcar desde el Eoceno medio (Biarritziense) hasta el Oligoceno inferior (Sannoisiense).

Las arenas y conglomerados obedecen a facies canalizadas con estructuras típicas de corriente tractiva (festoon, laminación paralela de alta energía y ripples de corriente). En ocasiones, en los canales se observa un «lag» compuesto de cantos de caliza jurásica y cretácica. Normalmente se trata de cuerpos con una geometría definida y de poca continuidad lateral.

Todo el conjunto obedece a un sistema deposicional continental fluvial, que progradaría durante el Paleógeno. Esta unidad quedaría incluida en un sistema fluvial con desarrollo de «playa lake», asociándose las facies canalizadas al sistema tractivo, las arcillas a facies de inundación y las sales (yesos y carbonatos) a una precipitación química bajo condiciones climáticas áridas.

2.3.1.5. Conglomerados, a veces con intercalaciones arcillosas (23)

Por encima de la unidad anterior, en tránsito gradual, y clara discordancia progresiva, se desarrolla esta unidad detrítica grosera de características propias, tanto litológicas como morfológicas.

Los afloramientos se localizan a lo largo de una ancha franja de dirección NE-SW, plegada y cabalgada en ocasiones por el Mesozoico, encontrándose los mejores afloramientos en el Pico de la Ermita, en la Sierra del Bot y en el sinclinal de Peñagalera.

Se trata de un conjunto de elementos detríticos groseros, heterogé-

neos, fundamentalmente de caliza y dolomía con morfometría variable (centiles a veces mayores de 1 m.). La matriz es areno-arcillosa y se encuentran fuertemente cementados.

Se presentan bajo distintas formas: masivos, amalgamados, lenticulares, etc., obedeciendo cada una de ellas a condiciones de depósito especiales (debris flow, shett flood, canales, etc.). Es de destacar el fuerte carácter erosivo de estos cuerpos, que en parte ponen de manifiesto la dinámica del medio.

CADILLAC (1979) realiza un muestreo en los cantos carbonáticos de los conglomerados de la Ermita y la Gronsa, denunciando el alto contenido de cantos jurásicos (35 %), al tiempo que destaca la presencia de cantos de calizas con orbitolinas del Aptiense, que no aflora en la hoja.

En una observación a nivel puntual, esta unidad presenta facies diferentes. Así, en el sinclinal de Peñagalera y en Roca Benet se encuentran más de 300 m. de conglomerados masivos, con cicatrices de amalgamación y estructuras típicas de un «transporte típico en masa» (debris flow).

Esto también ocurre en los conglomerados de la Ermita. En ellos, lo mismo que en Peñagalera, se observa en planta la disposición de estos cuerpos en abanicos, así como el paso lateral de los depósitos masivos a formas de poco espesor y gran extensión lateral (shett flood) o a cuerpos lenticulares; en general, geometrías mejor definidas que intercalan niveles arcillosos rojos, típicos de llanura de inundación.

El medio sedimentario de estos materiales obedece a un clásico sistema de abanicos aluviales en clima árido cálido, con los ápices instalados en las Sierras de los Puertos de Alfara y Beceite a lo largo de una dirección NE-SW. Su funcionamiento es sincrónico con movimientos tectónicos, como lo denuncia la presencia de discordancias internas dentro de la propia unidad. En el sinclinal de Peñagalera o cerca del Coll de la Vall Estera se observa netamente una discordancia angular y erosiva entre dos subunidades de conglomerados. En Roca Benet se ve de modo claro una disposición en abanico de una zona apical fosilizando un paleorrelieve.

En otros puntos, el sistema aluvial no está tan desarrollado, y estos sedimentos obedecen simplemente a aportes tardíos (piedemonte) con cese del proceso deposicional. Es el caso, por ejemplo, de los conglomerados del Perigañol (ángulos SW de la hoja).

En resumen, estos conglomerados en su conjunto constituyen los depósitos de borde de la Cuenca del Ebro que marcan un «borde activo» y un claro carácter progradante de toda la serie paleógena.

La edad para esta unidad, dado el carácter azoico de la misma, resulta difícil de prefiar. CADILLAC (1979) denomina a esta unidad Terciario III, diferenciando un T-III inferior pre-orogénico y un T-III superior sin-orogénico. Los autores de la hoja de Peñarroya de Tastavins, en base a una diferenciación regional de cuatro unidades terciarias, engloban ésta

entre el Sannoisiense-Chatienense, denunciando a techo una discordancia angular con los depósitos más modernos.

ANADON *et al.* (1979) incluyen toda esta formación dentro de los denominados «Conglomerados del Montsant», estableciendo el límite superior en el Stampiense.

Por criterios regionales y datos aportados por los trabajos realizados, tanto en esta zona como en otras de borde de la Cuenca del Ebro (sierras exteriores del Pirineo), se puede estimar que la edad de estos depósitos masivos bien podrían estar comprendida entre el Sannoisiense hasta el Chatienense incluido.

2.3.1.6. Lutitas con niveles carbonatados y ocasionalmente yesos (24)

Corresponde este conjunto a unidad heterogénea de carácter lutítico (arcillas) de color ocre, a veces rosada, que intercala esporádicamente niveles carbonatados de poco espesor y continuidad lateral. Es frecuente encontrar entre los limos y arcillas niveles yesíferos, así como algún cuerpo arenoso o conglomerático de poca potencia.

Todas estas características son observables en el sector comprendido entre el río Matarraña y el Algas, así como en el ángulo nororiental de la hoja, en la carretera de Bot a Prat del Compte.

Esta unidad, diferenciada cartográficamente, corresponde en realidad a un cambio lateral de facies de la descrita en el epígrafe anterior y que en forma de orla se dispone en el entorno de los abanicos.

Las lutitas corresponden a las facies más distales del sistema de «alluvial-fan» del borde de la Depresión, interpretándose los niveles carbonatados como depósitos de pequeñas charcas u horizontes de origen edáfico.

La macrosecuencia del sistema definido es observable en corte en la carretera de Bot a Prat del Compte, donde la serie, por encima de los niveles masivos conglomeráticos, va presentando distintas facies hasta llegar al tramo final, compuesto por arcillas y limos rojos con yesos típicos de zonas distales y playas.

Por último, los niveles detríticos que se intercalan esporádicamente corresponden a pequeños aportes que llegan a zonas más lejanas y están relacionados con momentos de máximas avenidas. Estos depósitos en líneas generales resultan contemporáneos con los conglomerados de borde, por lo que se les estima una edad Sannoisiense-Chatienense.

2.3.1.7. Arcillas y calizas con niveles de areniscas (25)

Esta unidad representa un tránsito entre los materiales de borde de la Cuenca del Ebro y los que rellenan dicha depresión. Se disponen en forma de franja paralela a las facies distales de los abanicos y sus aflora-

mientos se localizan a lo largo de toda la hoja, desde Valderrobres hasta Bot.

La litología es similar a la descrita en el otro epígrafe anterior, si bien es frecuente encontrar niveles areniscosos, criterio que ha sido utilizado para diferenciarlas.

Los tramos arcillosos son rojizos, de aspecto masivo, y en ocasiones intercalan también niveles métricos de calizas y calizas margosas (dismicritas) de color blanco que contienen fragmentos de gasterópodos y nódulos de cianofíceas. El espesor de los cuerpos arenosos está comprendido entre los 2 y 3 m.

Desde el punto de vista sedimentológico, estas facies se interpretan como zona de transición entre los abanicos aluviales del borde y el sistema de relleno (fluvial en este área) de la Cuenca del Ebro. Los canales, con base erosiva, estructuras tractivas y con cierta continuidad lateral, «cortan» claramente las facies distales arcillo-limosas, disponiéndose discordantemente sobre las mismas. Esto puede verse en numerosos puntos, como por ejemplo en la vía de ferrocarril en la estación de Cretas o en la Horta de San Juan, cerca de la fuente de Hort del Frare, junto a la boca del túnel. Además, esta discordancia también se pone de manifiesto a nivel cartográfico.

La edad estimada para estos depósitos, en base a criterios regionales, así como por su ubicación dentro del modelo deposicional, es la de Chatiense.

2.3.1.8. Areniscas y arcillas ocre (26)

Casi la totalidad del cuadrante nororiental de la hoja aparece ocupado por una monótona formación de areniscas y arcillas ocre que se extiende casi hasta las proximidades de Alcañiz, correspondiendo a la denominada formación «Margalef», de ANADON *et al.* (1979).

Esta unidad, fácilmente reconocible, está formada por cuerpos arenosos canalizados constituidos por arenas cementadas de granulometría muy variada. La base es erosiva, son frecuentes las estructuras tractivas (festoon, laminación paralela de alta energía, ripples corriente), así como la imbricación de cuerpos; también abundan las estructuras de escape de agua.

Las arcillas son de color ocre y de aspecto masivo. Tienen mayor espesor que las areniscas, alternan con éstas y representan los episodios de inundación de las facies canalizadas.

Se trata, todo el conjunto, de una potente formación de relleno de este sector de la depresión y que corresponde a un complejo sistema deposicional típicamente fluvial con secuencias de relleno positivas y estructuras tractivas.

La edad de estos materiales parece corresponder al Oligoceno supe-

rior (Chatiense) e incluso quizá al Mioceno inferior (Aquitaniense), ya que según ANADON (comunicación oral) ha sido encontrada, en las proximidades de Caspe y en esta misma formación, flora de esta edad.

2.3.2. NEOGENO

2.3.2.1. Conglomerados y arcillas de la Depresión de Mora (27)

Individualizado del Terciario de la Cuenca del Ebro aparecen en el ángulo nororiental de la hoja unos pequeños afloramientos que forman parte del relleno de la Depresión interna terciaria de Mora, que se extiende en la contigua hoja del Perelló.

Estos materiales están formados fundamentalmente por conglomerados, con algunas intercalaciones arcillosas, que se disponen en clara discordancia angular sobre los depósitos terciarios de la unidad 23. Este hecho es observable en la carretera de Tortosa a Gandesa en el límite oriental de la hoja.

Litológicamente es un conjunto detrítico, heterogéneo y azoico. La Depresión de Mora, además de en la hoja del Perelló MAGNA, ha sido estudiada por BOADA (1974), quien diferencia y establece una serie de unidades, así como su correlación con las del borde del Ebro, de lo cual deduce la posible edad Mioceno para estos depósitos.

2.4. CUATERNARIO

Las unidades cartográficas representadas se han diferenciado en base a las génesis de los depósitos.

Se ha distinguido:

2.4.1. PLEISTOCENO

Se atribuye esta edad a los sedimentos cuaternarios más antiguos por su posición estratigráfica. Los depósitos, en conjunto, son una respuesta a la instalación de un sistema morfogenético a principios de estos tiempos.

2.4.1.1. Abanicos aluviales de la Depresión de Tortosa (28)

Corresponden a un sistema de relleno y colmatación de este graben mediterráneo, que desde la parte central de la hoja se extiende hasta las proximidades de Vinaroz.

A grandes rasgos, litológicamente los materiales están formados por conglomerados y aglomerados calcáreos poligénicos, empastados en una matriz arcillosa, a veces rojiza, generalmente con cementación diferencial. Desde el punto de vista de facies hay que destacar su pluralidad y complejidad, ya que se observan variaciones según se trate de abanicos más o menos desarrollados o bien se trate de zonas proximales o distales.

Así, en áreas proximales, destacan los tamaños de cantos de hasta casi 1 m., con cierta organización en ocasiones (grain flow) y, otras veces, empastados en una matriz arcillosa con disposición caótica (debris flow). En las zonas, unas distales, existe una deposición en barras que indica una sedimentación según un sistema aluvial, tipo «braided» y que encuadra perfectamente en el modelo deposicional aquí propuesto.

El espesor observado en campo es de 80 m., lo que no implica que sea el real, ya que éste puede estimarse en el doble o incluso más. A techo es frecuente encontrar una corteza carbonática (caliches) relacionada con procesos edáficos actuales o casi actuales. En la vecina hoja del Perelló se asigna a estos depósitos una edad que iría desde el Eutirreniense hasta el Flandriense. Trabajos algo más reciente, ZAZO *et al.* (1981), fijan el límite superior en el Neotirreniense, al haber encontrado *Strombus bubonius*, en afloramientos similares más septentrionales, próximos al Delta del Ebro (Cap Roig y l'Ametlla de Mar). Desde el punto de vista morfológico, este relleno de materiales da lugar a un extenso glacis que se desarrolla a lo largo de toda la Depresión.

2.4.1.2. Sistema aluvial de Horta de San Juan (27)

Bajo este epígrafe se incluye una serie de afloramientos normalmente individualizados por la erosión e incluso descolgados del sistema morfogenético actual. Geográficamente se encuentran situados en la Cuenca del Ebro en el contacto con la orla mesozoica que delimita dicha depresión terciaria.

Se trata de un complejo sistema aluvial de difícil continuidad cartográfica, ya que sus afloramientos se encuentran aislados. A veces están retocados por procesos más modernos e incluso actuales.

Desde el punto de vista litológico, esta unidad está formada por conglomerados calcáreos poligénicos, de subángulos o subredondeados y tamaños variables que oscilan entre los 7 cm. de moda y 15 cm. de centil. La matriz, en gran porcentaje, es de naturaleza arcillosa y localmente pueden presentar valores altos en la cementación y compactación. El máximo espesor observable es de 10 m. Tanto por su posición estratigráfica como por su génesis y disposición, en principio parecen corresponder a depósitos antiguos en parte desmantelados por procesos erosivos posteriores.

Genéticamente se trata de un complejo sistema aluvial que se dispondría en forma de abanico abierto hacia la Depresión del Ebro.

2.4.1.3. Terrazas y aluviales antiguos (30)

Quedan incluidos aquí depósitos asociados al sistema fluvial actual, que corresponden a sus iniciales etapas de incisión. Litológicamente están formados por arcillas y limos con cantos, conglomerados, etc.; estos

materiales se disponen a lo largo de la red actual, tanto en forma de terraza como de cursos abandonados o efímeros.

Las terrazas, desarrolladas en los ríos Algas y Matarraña, constituyen un sistema aluvial colgado de gran extensión superficial. Mas en detalle y en observaciones puntuales en la vertical se observan cuerpos canalizados, a veces fuertemente cementados, con resalte morfológico diferencial, compuestos por arcillas y limos de inundación, arcillas con cantos, pequeños «point bar», etc., con espesores superiores a los 10 m. Ocasionalmente, como en las proximidades de Beceite, se desarrollan unas tobas y travertinos ligados a surgencias cársticas.

El sistema aluvial instalado es efímero, de escaso desarrollo horizontal, poco espesor, actualmente abandonado y sin escorrentía. Depositó arcillas y cantos en proporciones variables.

Genéticamente está relacionado con la formación de la red fluvial actual, así como con los depósitos más antiguos; la edad de estos materiales estaría comprendida entre el Pleistoceno y parte del Holoceno.

2.4.2. HOLOCENO

2.4.2.1. **Cubeta de decalcificación (31)**

En la parte superior del macizo calcáreo de los puertos de Beceite y Alfara es frecuente encontrar pequeñas dolinas rellenas de materiales arcillosos, la mayoría de las veces sin representación cartográfica dada la pequeña extensión de los afloramientos.

Estos depósitos corresponden a arcillas ocre de decalcificación, con poco espesor y que rellenan las pequeñas depresiones morfológicas (dolinas) generalmente asociados a fracturas. El contenido de carbonatos en las arcillas es alto y aparecen íntimamente ligados a procesos edáficos externos de decalcificación de las calizas infrayacentes.

2.4.2.2. **Derrubios de ladera y canchales (32)**

En los alrededores de Alfara y otros muchos puntos de la hoja aparecen depósitos de espesor irregular asociados a fuertes pendientes que enmascaran los afloramientos y que, a veces, llegan a adquirir gran continuidad lateral.

Lo integran cantos y bloques mezclados con arcillas y limos. A veces, el porcentaje de los cantos es tan elevado que pueden llegar a estar ausentes los materiales más finos.

2.4.2.3. **Aluvial-Eluvial (33) y Aluvial (34)**

Quedan localizados estos depósitos a lo largo de la red fluvial actual (ríos Algas, Matarraña y Ulldemó). Se trata de gravas con contenido variable en arcilla y limo; tienen poco espesor dado el carácter efímero de

los procesos fluviales actuales, aunque pueden llegar a alcanzar valores altos en épocas de avenidas torrenciales.

Generalmente, ligados al Terciario o a depósitos aluviales antiguos, como terrazas, cursos abandonados, etc., pueden aparecer unos sedimentos de origen edáfico que poseen escaso espesor. En este caso, su diferenciación resulta difícil, ya que hay una combinación de los procesos genéticos. Así sucede en el sector comprendido entre Horta de San Juan y Arnes, donde arcillas y cantos irregularmente cementados enmascaran los sedimentos neógenos.

3. TECTONICA

3.1. CARACTERISTICAS GENERALES

En la hoja de Horta de San Juan se pueden individualizar perfectamente dos unidades de características estructurales propias. Son la Depresión del Ebro y las estribaciones más meridionales de los Catalánides en su proximidad al entronque con la Cordillera Ibérica y que muchos autores han denominado Maestrazgo septentrional.

ASAHUER y TEICHMULLER (1935) son los primeros que dan una interpretación general sobre el estudio tectónico de la región.

LLOPIS (1947) es el primer autor que se detiene a estudiar las estructuras de los Ports de Alfara, diferenciando una serie de unidades morfoestructurales, al tiempo que denuncia la falla oriental que delimita todo este gran bloque y define la Depresión de Tortosa.

CANEROT (1974) denominaba zona septentrional plegada al sector ubicado entre Portalrubio y Beceite.

CADILLAC (1979), que los denomina Ports de Horta y Alfara, realiza un estudio detallado de las distintas unidades estructurales, definiéndolas y utilizando una nomenclatura que ha sido respetada lo máximo posible en esta memoria, ya que tanto su denominación como descripción coinciden, en general, con las características de las unidades que se han diferenciado en esta hoja.

En líneas generales, la zona denominada en sentido amplio «Ports de Horta y Alfara» está formada por una serie de cabalgamientos y fallas inversas que de forma apilada se disponen según dirección NE-SW, provocando importantes acortamientos en la cobertera. Prevalecen a nivel regional con una clara vergencia siempre hacia el NW, lo que motiva en el borde terciario del Ebro una zona plegada por el empuje de todas estas unidades. Esta deformación, lateralmente y hacia el exterior de la depresión, se va atenuando hasta adoptar los materiales prácticamente una disposición horizontal o subhorizontal.

El borde oriental o nororiental de esta gran unidad mesozoica se en-

cuentra hundido mediante una gran fractura que se inicia en la parte septentrional de la hoja con dirección NNE-SSW y se inflexiona a NE-SW, prolongándose durante bastantes kilómetros. Esta fractura está oculta, soterrada bajo los depósitos de relleno de la Depresión de Tortosa.

El conjunto de cabalgamientos y pliegues que definen los Ports de Alfara, Horta y Beceite al Sur responden a una tectónica donde el comportamiento mecánico de los materiales ha jugado un papel importante. Efectivamente, se observa, tanto a nivel de afloramiento como de cartografía, una disarmonía en las distintas unidades, con la presencia de diferente tipo de pliegues dentro de la misma estructura.

El comportamiento mecánico de los materiales frente a los esfuerzos ofrece respuestas diferentes, actuando como niveles de despegue las siguientes unidades: Muschelkalk medio (M_2), Keuper, margas del Pliensbachense, Toarciense, Bajociense y Formación Arenas de Utrillas, cuando ésta adquiere espesores representativos. No obstante, hay que indicar que todos ellos resultan niveles de despegue de segundo orden, a excepción del M_2 que se considera el nivel de despegue regional, a favor del cual se producen las principales disarmonías. También es frecuente encontrar despegues a nivel del Keuper, como ocurre en la mayoría de los cabalgamientos observados en la hoja.

La halocinesis no parece haber jugado un papel importante en la deformación, pues no se denuncia una geometría que esté relacionada con este fenómeno. No obstante, en la parte más oriental de la hoja hay una gran complejidad estructural, que se ve acentuada por la presencia y comportamiento plástico del M_2 y, quizá, por una halocinesis incipiente y tardía.

Por último, y aunque más adelante se analiza la estructura general de forma más detallada, se puede decir que ésta es el resultado de una serie de etapas compresivas acaecidas en el Terciario (Paleógeno), seguidas de un período posterior distensivo (Neógeno) que termina por configurar la estructura actual.

3.2. DOMINIOS Y UNIDADES ESTRUCTURALES

De la observación de la cartografía, así como de la geometría de la deformación, se han distinguido los siguientes dominios y/o unidades estructurales:

Estribaciones meridionales de los Catalánides. Puertos de Horta y Alfara:

- Unidad del Perigañol.
- Unidad de las Voltes-Mas del Valls.
- Unidad de los Garrigones-Sierra del Cop.
- Unidad de la Espina-Coscollosa.

- Unidad de Pinell de Bray.
- Anticlinal de Prat del Compte.
- Anticlinal de Pauls.
- Anticlinal de Alfara.

Depresión del Ebro:

- Borde de la Depresión.
- Depresión del Ebro s.s.

A continuación se pasa a la descripción de dichas unidades.

3.2.1. UNIDAD PERIGAÑOL

Se trata de la unidad estructural mesozoica más avanzada en relación con la Depresión del Ebro. Al igual que las demás, presenta dirección NE-SW y responde a una estructura anticlinal volcada cabalgante sobre los materiales terciarios.

El flanco noroccidental presenta una mayor complejidad, encontrándose los materiales cobijados por sus propias unidades, adoptando las capas una disposición vertical y/o subvertical, e incluso a veces posiciones invertidas.

Esta unidad tiene su continuidad hacia el SW (hojas de Beceite y Peñarroya de Tastavins) y ha sido denominada en esta última como «complejo Fuentespalda-Beceite». Los materiales más antiguos en la hoja son de edad Triásico superior (dolomías tableadas), si bien un corte estructural en el SW (Pantano de la Pena) permite observar en el núcleo de la unidad materiales en facies Muschelkalk (M₃).

En el flanco más meridional de la estructura se desarrolla perfectamente una potente serie carbonatada que abarca desde el Jurásico (Lias-Dogger) al Cretácico superior (Albiense-Senoniense). Sobre estos materiales, y en clara discordancia, descansa una potente serie detrítica paleógena.

3.2.2. UNIDAD DE LAS VOLTES-MAS DEL VALLS

Se denomina así a la unidad que con dirección NE-SW se desarrolla ampliamente en la hoja de Beceite. Se encuentra cabalgante tanto sobre el Terciario como sobre el Jurásico inferior (Lias) dolomítico.

Sus características se ponen de manifiesto a lo largo del río Algas y Valls, donde se observa una estructura anticlinal del Lias en discordancia con el Paleógeno y cabalgada, a su vez, por una serie dolomítica con buzamientos no superiores a los 40° en las zonas próximas a la discontinuidad.

Un hecho a tener en consideración es que, en la mayoría de las unidades, el contacto entre ellas es generalmente por fallas (cabalgamientos) con planos alabeados, muy tendidos en la parte superior y verticalizados hacia abajo, lo que conlleva valores más altos en los buzamientos de la unidad cobijada.

3.2.3. UNIDAD DE LOS GARRIGONES-SIERRA DEL COP

Comprende una ancha franja que incluye una compleja serie de frentes cabalgantes que se inician en las proximidades de Pauls y se extienden hacia el SW por la hoja de Beceite.

CADILLAC (1979), en base a la existencia de una discontinuidad que permite el afloramiento de materiales triásicos, subdivide esta unidad en dos, que denomina: Garrigones-Roca Benet y Punta Blanca-la Tosa. En ambas, la serie jurásica (Lias-Dogger) aparece muy bien representada, llegando incluso a encontrar en algunos puntos el Cretácico superior.

En el río Estret, el frente de uno de los cabalgamientos aparece definido por una estructura anticlinal triásica constituida por calizas y dolomías del M₃.

Las unidades cabalgantes presentan una traza irregular de dirección NE-SW, que se inflexionan en la Sierra del Cop, «avanzando» sobre sus propias unidades. Hacia el Norte, los planos de cabalgamiento se hacen más tendidos y adoptan una disposición paralela con tendencia hacia el Este (Sierras de Pauls), quedando todas las discontinuidades en forma de escamas paralelas que apilan y repiten la serie.

3.2.4. UNIDAD DE LA ESPINA-COSCOLLOSA

Comprende una ancha franja que se extiende desde los Ports de Alfar y las Foies hasta el borde con la Depresión de Tortosa, delimitando en ese sector el anticlinal de Pauls.

Al igual que la anterior, conforman este dominio o unidad una serie de unidades cabalgantes de mayor o menor envergadura.

En esta unidad es donde mejor representada se encuentra la serie jurásica, ya que afloran ampliamente las dolomías superiores (Malm), que en las otras unidades no tienen prácticamente representatividad.

Mientras que hacia los sectores más nororientales predominan los cabalgamientos (Sierra de Bosch y Coscollosa) hacia el SW las estructuras, independientemente de los cabalgamientos, son laxas, quedando dibujados anticlinales y sinclinales de largos ejes (Plateau de las Foies y alrededores). Estas características se ponen de manifiesto en un corte en dirección SE-NW que va desde las proximidades del Monte Caro hasta el lugar antes citado.

3.2.5. UNIDAD PINELL DE BRAY

Se engloba bajo esta denominación al sector comprendido en la esquina nororiental de la hoja, que presenta gran complejidad estructural. Está motivado por la frecuencia de cabalgamientos que cobijan unidades y se apilan sobre el flanco meridional del anticlinal de Prat del Compte, cerca de la estación de ferrocarril de Pinell de Bray.

Un corte estructural representativo y significativo de la complejidad y apilamiento de escamas es el que ofrece la carretera de Tortosa a Gandesa en el sector citado. Sobre la cartografía se observan trazas de fallas de dirección desde NE-SW hasta E-W que incluso llegan a adoptar direcciones ESE-WNW, como en el caso del cabalgamiento del Tozal del Rey.

El Triásico tiene en este sector una clara influencia, actuando tanto el Keuper como el M₂ como elementos de despegue de las estructuras.

Casi todo el conjunto cabalga sobre materiales terciarios (conglomerados), como se ve claramente en el río Canaletas o en el cruce de la carretera Tortosa-Gandesa y en Prat del Compte.

3.2.6. ANTICLINAL DE PRAT DEL COMPTE

Se trata de una estructura anticlinal cuyo flanco noroccidental limita en parte con el Terciario de borde de la Depresión del Ebro.

Un corte realizado desde el núcleo hacia Prat del Compte denuncia las características y el comportamiento mecánico, observándose claramente una disarmonía en el estilo de plegamiento entre los materiales del M₃ y el resto de la serie suprayacente.

Así, el núcleo aparece fuertemente plegado con vergencia NW, según ejes de poca longitud, y afectado por fallas de distinta envergadura, llegando a encontrar cabalgamientos que provocan la inversión de la serie.

Por encima se encuentra el Keuper, bien desarrollado, actuando como nivel de despegue con el resto de la serie dolomítica que se dispone en franca disposición anticlinal en ambos flancos.

El eje de esta estructura tiene una longitud del orden de 7 Km., prolongándose hacia el N fuera de la hoja. El flanco meridional se encuentra afectado por las unidades cabalgantes de la Gilaberta, Mola Grosa y Mola Rosa, mientras que en el flanco septentrional se observa una continuidad estratigráfica normal con límite en los conglomerados terciarios de la Sierra del Bot.

Por último interesa señalar que el periclinal más occidental, cerca del Engrilló, aparece afectado por un accidente que se inicia como falla inversa en el núcleo y comienza a desarrollarse hacia el SW, según un cabalgamiento que termina por cobijar a los conglomerados terciarios del río Estret. Este hecho muy frecuente justifica en parte el origen de muchos cabalgamientos en las grandes estructuras anticlinales de Pauls y Alfara que a continuación se describen.

3.2.7. ANTICLINAL DE PAULS

Denominada por LLOPIS (1947) como Depresión de Pauls, la estructura fue descrita por el citado autor.

El núcleo está formado por las calizas y dolomías del Muschelkalk in-

ferior (M_1), con el flanco NW en disposición vertical y marcada vergencia en ese sentido, como puede apreciarse en un corte de la carretera en las proximidades de Pauls.

El nivel de despegue (M_2) es apreciable en el entorno del núcleo del anticlinal. Su comportamiento mecánico se pone claramente de manifiesto en los materiales inmediatamente suprayacentes (M_3), observándose una disarmonía de pliegues con ejes cortos y fallas inversas en la unidad infrayacente en relación con la geometría del conjunto.

El periclinal oriental aparece con una estructura algo complicada y afectada por pequeñas fallas normales, de dirección casi submeridiana, que contactan gradual y escalonadamente con la unidad de Pinell de Bray. La zona más occidental presenta una serie de fracturas que tienen su continuidad y desarrollo hacia el SW y, en parte, ponen límite a los dominios estructurales descritos.

3.2.8. ANTICLINAL DE ALFARA

Al igual que el de Pauls, éste también fue descrito y estudiado estructuralmente por LLOPIS (1947) y, posteriormente, por VIRGILI (1957) desde el punto de vista estratigráfico.

De características similares al de Pauls, la depresión de Alfara presenta un núcleo formado por las arcillas yesíferas rojas del M_2 y constituyen las cotas más bajas de los relieves del entorno. Sobre este núcleo está instalada la población que le da nombre.

El núcleo está constituido por el M_2 y las calizas y dolomías con *Daa-nella* y *Ceratites* que dan las cotas de los relieves circundantes, denunciándose aquí también pliegues de ejes cortos y pequeñas fracturas de poca envergadura de dirección NW-SE.

El flanco noroccidental del anticlinal presenta una complejidad estructural que tiene doble componente: por una parte, la disarmonía de los niveles calco-dolomíticos del M_3 , y, por otra, el cabalgamiento de todo este flanco sobre las unidades jurásicas. La estructura se ve aún más complicada al interferir todo este flanco con un alóctono cabalgante que define los altos de parte de la Sierra del Caro y pasa por el Puerto de Alfara.

El flanco suroccidental también presenta una complejidad al encontrarse cabalgado por una estructura anticlinal jurásica. En este punto se observan desde las dolomías del Malm hasta el Sinemuriense (el Tozal de Peñaflo en la carretera de Regues a Alfara).

Todo este flanco aparece también afectado por fallas verticales de dirección E-W y NNW-SSE que pueden tener un salto considerable. Una importante fractura de dirección NE-SW pone límite a los afloramientos mesozoicos en este sector, quedando ocultos bajo los depósitos cuaternarios y delimitando en parte la Depresión de Tortosa.

3.2.9. BORDE DE LA DEPRESION

Bajo este epígrafe se incluyen todas las estructuras orientadas, según dirección NE-SW, a lo largo de una franja en la que se delimita la Depresión del Ebro y sector meridional de los Catalánides.

En general se observan estructuras anticlinales y sinclinales, laxas, con vergencia al NW, en ocasiones afectadas por fracturas de poca envergadura. Los núcleos de los anticlinales están constituidos por afloramientos cretácicos (río Canaletas) y/o paleógenos.

Son observables estructuras de gran continuidad, como el sinclinal de Peñagalera, anticlinal de la Vall-Estera, las estructuras plegadas de Arnes y de la Sierra del Bot y el anticlinal del río Canaletas.

El sinclinal de Peñagalera y el anticlinal de la Vall-Estera forman una estructura continua en sentido transversal NW-SE, cuyo flanco más externo se dispone en clara discordancia progresiva hasta adoptar la disposición horizontal. En zonas próximas, las discordancias con carácter erosivo se ponen de manifiesto en contacto con las sierras mesozoicas. Los ejes de ambas estructuras presentan longitudes superiores a los 10 Km. y se manifiesta una vergencia hacia la cuenca, motivada por los empujes (NW-SW) de la etapa comprensiva. No obstante, en el río Algas se aprecian ligeras inflexiones y cambio de rumbo de los ejes, así como en el sector al oeste de Arnes, donde se pone de manifiesto una serie de pliegues cortos y apretados cuya justificación geométrica hay que buscarla en el sustrato mesozoico infrayacente, por movimientos de empuje y acomodación del mismo.

El flanco noroccidental del anticlinal del río Canaletas presenta una potente serie terciaria de borde, replegada en la Sierra del Bot, que en forma de discordancia progresiva da paso a los depósitos que constituyen la Cuenca del Ebro.

Por último resulta interesante destacar las deformaciones que existen entre los mismos depósitos terciarios en estas zonas de borde, que corresponden a discordancias angulares y/o progresivas y que constituyen excelentes ejemplos de las relaciones entre la tectónica y sedimentación.

3.2.10. DEPRESION DEL EBRO S.S.

Los depósitos terciarios de relleno de esta cuenca se encuentran en disposición horizontal sin observarse deformación alguna. Solamente en zonas próximas al borde se observan buzamientos suaves, menores de 10°, que obedecen a los basculamientos y movimientos del sustrato.

3.3. FASES DE DEFORMACION

Estudiar y analizar los distintos momentos en que se localizan las de-

formaciones resulta complejo, más en una zona de contacto entre dos unidades con características geológicas diferentes, como son la Cuenca del Ebro y las estribaciones meridionales de la Cadena Catalana.

En base a la cartografía, estratigrafía, así como del análisis de los distintos dominios o unidades estructurales es posible establecer e intentar fijar en el tiempo los principales movimientos acaecidos a lo largo de la historia geológica.

Según ello se deduce que existen tres tipos de movimientos que han afectado a la región y que se localizan perfectamente en el tiempo.

- Movimientos pre-orogénicos.
- Movimientos sin-orogénicos.
- Movimientos post-orogénicos.

Los movimientos pre-orogénicos corresponden a movimientos epirogénicos, verticales, que comienzan, según CADILLAC (1979), con emisiones basálticas y que a finales del Jurásico (Malm) o principios del Cretácico inferior motivan un desplazamiento hacia el sur de la línea de costa. El mismo autor indica la posible existencia de movimientos semejantes durante el Cretácico superior, que justificarían la ausencia del Turoniense y que supone llegarían hasta el Senoniense.

Así ocasionan intermitentemente y mediante pulsaciones la emersión generalizada de todo el sector y, en general, de la zona meridional de los Catalánides y del Maestrazgo. Estos movimientos finicretácicos son considerados precursores de los acaecidos durante el Paleógeno, responsables de la estructura de la Cadena.

Los movimientos sinorogénicos comienzan a manifestarse claramente en el Eoceno con la elevación y deformación de la Cordillera. Este hecho se denuncia en el Perigañol, cerca de Beceite, donde las areniscas y arcillas (unidad 22) del Eoceno se colocan en discordancia sobre el Senoniense.

Durante todo el Paleógeno, el borde activo de la Cuenca del Ebro debió sufrir traslaciones, quedando definida su última posición con la potente formación de conglomerados que constituye el sinclinal de Peñagalera y la Ermita que con dirección NE-SW atraviesan toda la hoja.

No obstante, y como de hecho se pone de manifiesto en esa unidad, existe una serie de discordancias progresivas dentro de los conglomerados que indican los distintos momentos de ubicación del citado borde hasta quedar definido como su posición actual. Este hecho queda corroborado por el carácter progradante de la serie paleógena, cuya sedimentación es continua hasta finales del Oligoceno (Chatiense).

De todo ello se deduce, pues, que existen una serie de fases compresivas que dan lugar a la formación de pliegues de dirección NW-SE, así como una inversión de posiciones relativas entre la plataforma del Ebro y del Maestrazgo. Una fracturación paralela a los esfuerzos de compresión

va acortando gradualmente la cobertera, al mismo tiempo que se produce un desmantelamiento de ésta, localizando a través del sistema deposicional fluvial instalado en los bordes de la Cuenca del Ebro.

El principal paroxismo acontece en el Stampiense y quizá el Chatiense, diferenciándose ya claramente las grandes unidades estructurales IGME (1978).

A finales del Oligoceno (probablemente en el Chatiense) se alcanza una estabilidad tectónica, aunque con reajustes que motivan discordancias locales (borde de la Depresión de Mora). Estos movimientos de reajuste pueden ser correlacionables con los de carácter compresivo, que SIMON (1981) denuncia en sectores próximos en el Maestrazgo y que, como indica, son correlacionables y «los responsables en parte de la principal deformación del Prebético, CHAMPETIER (1972); del sector levantino de la C. Ibérica, GOMEZ Y BABIN (1973); Sierra de Altomira, ALVARO y CAPOTE (1975), y Sistema Central y Fosa del Tajo, AGUIRRE *et al.* (1976)».

Una vez realizados los ajustes tectónicos en las zonas de borde con la Depresión comienza una larga etapa postorogénica de carácter distensivo que, según el autor antes citado, se iniciaría en el Mioceno medio y alcanzaría a todo el Neógeno. Esta etapa conlleva una fracturación e individualización en bloques, según grandes fallas normales paralelas a la costa o de dirección NE-SW, quedando definidos una serie de grabenes (Depresión de Tortosa) rellenos más tarde de materiales apenas deformados.

Durante el Cuaternario (Pleistoceno) se localiza en todo el litoral mediterráneo una cierta actividad tectónica que se traduce en cambios en el nivel de base y encajamiento de la red fluvial actual.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica del área comprendida en la hoja de Horta de San Juan está ligada a la evolución general del sector más meridional de los Catalánides y Septentrional del Maestrazgo. Por ello es necesario enmarcar aquélla en un contexto más amplio y remitirse el estudio de la evolución tectosedimentaria regional, para poder explicar la historia geológica evolutiva en la zona a estudiar.

Un zócalo hercínico afectado por un sistema de fracturas tardías, delimitaría una serie de bloques que condicionarían la paleografía triásica, quedando definidas zonas con diferente subsidencia como se refleja en los distintos espesores de facies y continuidad estratigráfica de los materiales. Este sistema de fracturas al que se hace referencia es ortogonal (NE-SW y NW-SE), con movimientos verticales diferenciales y marcado carácter distensivo, ANADON *et al.* (1979).

Los materiales más antiguos se presentan en facies Muschelkalk. Se depositan sobre un infrayacente detrítico y evaporítico (facies Buntsandstein y Rot), cuyos afloramientos más próximos se encuentran al NE, en el sector de Llavería y que indican un «alto sedimentario» situado al NW del Priorato denunciado por CASTILLO HERRADOR (1979).

Sobre los probables materiales en facies Rot, correspondientes a depósitos de «sabkhas» y «mud flats», se instala un medio de tipo «tidal» con desarrollo de amplias plataformas costeras acompañadas de barras de tipo calcarenítico. Un cambio en las condiciones ambientales, con emersión de algunas zonas, dan lugar a finales del Anisiense, al inicio de un nuevo ciclo de sedimentación.

Una reactivación del zócalo durante el Ladiniense (Muschelkalk superior), provoca una mayor influencia marina. Hacia el NE, en la Sierra de Prades se desarrollan arrecifes, aunque en este sector se instala una sedimentación de plataforma. Durante el Triásico superior (Carniense) tiene lugar una deposición de arcillas y yesos (Keuper) en un medio evaporítico tipo «sabkha», que evoluciona a un «tidal flat» carbonático (dolomías tableadas) que pone fin a la tercera secuencia deposicional triásica.

El Jurásico se inicia con la sedimentación de una unidad de brechas carbonáticas sinsedimentantes y diagenéticas relacionadas lateralmente con cuencas evaporíticas subsidentes. Posteriormente se homogeneiza la sedimentación, desarrollándose en una amplia plataforma carbonática somera con depósito de calizas y dolomías en secuencias somerizantes de ambiente submareales, intramareales y supramareales. En el Pliensbachense, 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 ambientes más someros, culminadas por un Hard-Ground.

El tránsito entre la secuencia deposicional del Lias y la secuencia deposicional del Dogger se realiza a través de un nivel de oolitos ferruginosos de edad Aalenense superior. El Dogger se caracteriza por una sedimentación basal margosa, con Ammonites piritosos y evoluciona rápidamente a la sedimentación de calizas tableadas con ammonites Bathonienses. El techo está dolomitizado y sobre él se reconocen ocasionalmente el nivel de oolitos ferruginosos que limita a las secuencias del Dogger y Malm.

El Malm se inicia con la sedimentación de calizas con esponjas sobre las que se encuentra una pequeña intercalación margosa. El Kimmeridgiense se halla casi totalmente dolomitizado estando formado cuando son visibles las facies deposicionales originales por facies de calizas con esponjas.

En esta hoja, sólo se encuentra el Cretácico inferior en facies Utrillas, normalmente con muy poco espesor, e incluso puede faltar. No obstante,

en aquellos puntos donde aflora se observa cómo se apoya sobre distintas unidades del Jurásico, más antiguas cuanto más al N y W, lo que confirma en parte la flexión del zócalo a la que antes se hacía referencia Hacia el S y SE, ya en la hoja de Beceite aparece bien representado todo el complejo urgoniano, que no llega a depositarse aquí.

A finales del Albiense es probable que existiesen una serie de ligeros movimientos, en general muy suaves, en relación con la transgresión Cenomaniense y que implicarían las ligeras exposiciones subaéreas que se observan localmente a techo de los terrígenos. Quizá un simple abandono en la sedimentación con la consiguiente exposición bastaría para que se formaran los niveles ferruginosos y encostramientos que contiene.

Con la deposición de los carbonatos se indicia una sedimentación generalizada en toda la región, excepción hecha de las zonas más septentrionales, donde este carácter se reduce, al seguirse manifestando una zona de umbral o poco subsidente próxima y oculta probablemente bajo los terciarios de la Cuenca del Ebro. Durante el Cenomaniense se depositan las «calizas con *Praealveolinas*», margas, calizas oolíticas, etc., todas ellas relacionadas con una sedimentación de tipo lagoon o de plataforma muy restringida. El Turoniense, no datado en esta zona, plantea dos hipótesis: su no deposición en este sector, o bien que se encuentra representado en lo que se interpreta como episodios cenomanienses.

Durante el Senoniense inferior y probablemente hasta el Campaniense, la sedimentación carbonática continúa (tipo estuario y lagoon restringido) con frecuentes exposiciones subaéreas, lo que denuncia movimientos en la vertical con emersión de algunas zonas. Así, mientras existen áreas con sedimentación marina restringida, otras próximas están ya expuestas, condicionándose la formación de suelos. En el Maastrichtiense, la región quedaría emergida, preservándose de la posterior erosión aquellas cubetas o áreas que quedaran en zonas deprimidas. Estos movimientos generalizados en todas las cordilleras resultan precursores de los movimientos alpinos (movimientos de compresión) que cambian la historia tecto-sedimentaria previa al período preorogénico, comenzando a quedar dibujada la Depresión del Ebro.

Efectivamente, a principios del Terciario, es decir, durante el Paleógeno, comienza una etapa orogénica que va a tener repercusión en la evolución sedimentaria de la región. La instalación de un sistema continental fluvial está en relación con los primeros movimientos en este sector de la Cordillera.

Existen zonas aisladas que quedan protegidas de la erosión durante parte del Paleoceno-Eoceno, en las que se desarrolla una sedimentación de tipo lacustre e incluso salobre. El resto de la región queda bajo un dominio de sedimentación continental de carácter fluvial.

El sistema deposicional terciario presenta un marcado carácter pro-

gradante, evolucionando a un sistema de abanicos aluviales con los ápices claramente ubicados en el borde casi actual o actual de la Cordillera, en su contacto con la Cuenca del Ebro. Este carácter progradante comienza a manifestarse en el Oligoceno, a partir del Sannoisiense y continúa durante todo éste, probablemente hasta el Chatiense.

Todos estos depósitos relacionados con movimientos de compresión, originan discordancias progresivas, así como una sedimentación ininterrumpida, a la vez que indican una traslación del borde activo, hacia el interior de la cuenca.

No obstante, a finales del Oligoceno se alcanza una estabilidad tectónica y comienza la instalación de un sistema fluvial durante el Chatiense y quizá el Aquitaniense, con marcado carácter postorogénico y que constituye el relleno de la Cuenca del Ebro, al menos en el área estudiada.

Configurada la estructura de la Cordillera y en una fase distensiva acaecida en el Mioceno, se produce la formación de grabenes según fallas de dirección general NE-SW (Depresión de Tortosa) rellenándose posteriormente de depósitos más modernos.

A principios del Cuaternario, y en relación con movimientos de «bordes activos», se desarrolla un proceso morfogenético con la instalación de un sistema de abanicos aluviales en el sector suroriental (Depresión de Tortosa) y una red fluvial de carácter divagante en el borde de la Depresión del Ebro.

Durante el Holoceno existe una clara incisión de la red fluvial y un desmantelamiento de parte del sistema morfogenético anterior, quedando definida de este modo la configuración de la orografía actual.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

5.1.1. MINERIA

En la hoja son escasos los recursos mineros, si bien en zonas próximas son explotables lignitos y bauxitas (Fuentespalda).

Los primeros aparecen relacionados con las facies del Cretácico inferior y concretamente con las facies Utrillas. Así en la Mina Maruja (hoja de Beceite) antiguamente existía laboreo minero de relativa importancia que en la actualidad se encuentra abandonado.

Como ya se ha expuesto en el apartado de la Estratigrafía, el Cretácico inferior aparece muy mal representado y no siempre está presente; cuando aflora, lo hace con muy poco espesor y en facies poco favorables para incluir capas de carbón. De todo ello se deduce que se pueden considerar nulas las posibilidades de existencia de lignitos en este área.

Las bauxitas, por el contrario, han sido objeto de investigación por el propio IGME (1974), existiendo un estudio de «Investigación de minera-

les de Bauxita. Fuentespalda, Teruel-Tarragona», que al lector le puede proporcionar datos cuantificados, obtenidos en esa investigación.

No obstante, y a título informativo, los posibles indicios de bauxita en la hoja se localizan en las formaciones detríticas del techo del Cretácico superior (arcillas del tipo 4). Presentan un alto contenido en sílice, por lo que cuando se han explotado se han utilizado para la obtención de productos refractarios, como es el caso de la explotación próxima a la estación de Pinell de Bray.

También se han observado explotaciones de carácter intermitente en la Formación Arenas de Utrillas en las proximidades de Prat del Compte y Beceite. Estas lateritas bauxíticas corresponden probablemente a suelos y rellenos de cavidades kársticas del sustrato jurásico que actúa como infrayacente de la citada formación, por lo que su continuidad lateral pueda ser limitada.

En general, el laboreo de estos yacimientos para obtención de aluminio, apenas presenta interés y resultaría costoso al no ser aptos para los procedimientos habituales que junto con la escasez de accesos encarecerían aún más su explotación.

¶

5.1.2. CANTERAS

Actualmente son objeto de explotación, como material canterable, los áridos naturales de los ríos y las arcillas y yesos del Muschelkalk medio (M₂).

Las arcillas rojas y yesos se localizan en las proximidades de Pauls y los áridos naturales son explotables en distintos puntos, bien en la Depresión de Tortosa o en los ríos Algas o Matarraña; en esta última zona presentan un alto contenido en finos.

Los áridos de trituración son de fácil obtención, ya que los materiales carbonáticos jurásicos presentan unas excelentes características litológicas, fracturación, idóneas para que y puedan ser utilizadas como áridos para hormigones y quizá también como capa de rodadura. Aunque las comunicaciones son escasas y las reservas pueden considerarse ilimitadas, en caso de explotación, ésta deberá ser totalmente controlada con objeto de que el impacto ambiental sea nulo y no crear una degradación paisajística del patrimonio natural de los Ports de Alfara y Beceite.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Los ríos Matarraña, Ulldemó, Alfara, Estret y Canaletas constituyen la única escorrentía superficial de la región en la Depresión del Ebro, mientras que el río Ebro, a pocos kilómetros del límite oriental de la hoja, atraviesa la Depresión de Tortosa en dirección hacia su desembocadura.

La escasa escorrentía es alimentada efímeramente por las fuentes y

manantiales (representados en su mayoría en la cartografía) que surgen a favor de cabalgamientos o límites entre formaciones permeables e impermeables. Entre las fuentes y manantiales, en relación con los cabalgamientos, cabe citar, entre otras, la del Raco, Canaleta, Gilaberta, etc., y en relación con niveles de distinto comportamiento hidrogeológico están las del «Merendero» del río Estret y Font-Nova cerca de Alfara.

Se consideran impermeables, a efectos hidrogeológicos, el Muschelkalk medio (M₂), Keuper y las margas del Pliensbachense y Toarciense. Muy favorables para almacenamiento es el conjunto de brechas basales y dolomías de Cuevas Labradas, así como las dolomías masivas del Jurásico superior y las del Cretácico, siempre que éste aparezca bien desarrollado.

Por último, el Terciario de la Depresión del Ebro en líneas generales y a excepción de los conglomerados de borde (acuífero local) no tiene interés hidrogeológico. Podrían existir pequeños acuíferos que proporcionarían pequeños caudales no suficientes, dada la escasa escurrentía y pluviometría, para cubrir la demanda de algunos de los sectores de la hoja.

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 alpídicas de Cataluña». *Publ. extr. sobre Geol. Esp.* (traducción Madrid, 1946), vol. III, núm. IX, pp. 5-102, 48 fig., 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.*, nú. 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 mériionale 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. VI, 15 p. Barcelona.

- BERNOUILLI, D., y JENKYNS, H. 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 Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre (Espagne)». *These Sciences, Mice*, 2 vol., 253 p.
- 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*, 172 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*, Madrid, pp. 273-344.
- CANEROT, J., y MARTIN, M. (1977). «Sur la tectogenese de la Chaîne Ibérique orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285, pp. 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 Languedoc 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 au 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 Ammoniten-Fauna dem Unterkimmeridgium der Sierra de Montenegro (WSW Tortosa, prov. Tarragona)». *N. Sb. Geol. Paläont.*, Abh, 118, 2, pp. 182-196. Stuttgart.
- GEYER, O. F., y PELLEDUHN, R. (1979). «Sobre la estratigrafía y las fa-

- cies espongiolítica del Kimmeridgiense de Calanda (provincia de Teruel)». *Cuad. Geol.* 10, pp. 67-72. Granada.
- GINER, J. (1978). «Origen y significado de las brechas 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.
- 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 (núm. 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*.
- KILLIAN, W., y FOLLOT, 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. (1960-1962). «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. E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente». Hoja núm. 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». *Universidad Complutense de Madrid*, pp. 199-272.
- ROSELL SANUY, J. (1966). Nota sobre la estratigrafía del Jurásico-Cretácico del extremo meridional de los Catalánides (zona Beceite-La Coma)». *Estudios Geol.*, vol. XXII, 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 compresiva 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 1.856. 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 Trias de España». *Cuad. Geol. Ibérica*, núm. 4, pp. 57-88.
- YEBENES, A. (1973). «Estudio petrogenético de las carnioles retólicas 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 Tiriense peninsular español». *Est. Geol.*, vol. 37, núms. 3-4, pp. 257-262.