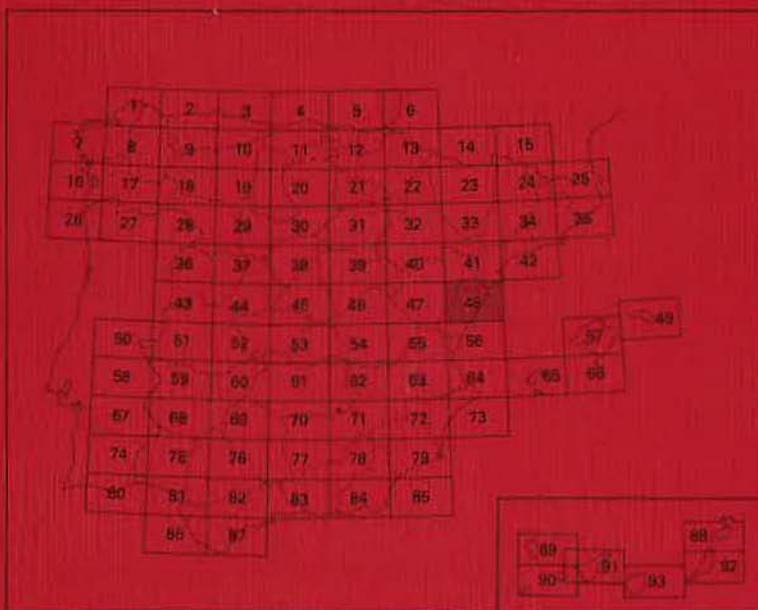


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

VINARÒS

Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

VINARÒS

Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido confeccionadas por **Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA)** bajo normas, dirección y supervisión del **IGME**.

Dirección y Supervisión del Proyecto
Antonio Barnolas Cortinas (IGME)

Jefe de Proyecto
Fabián López Olmedo (INYPSA)

Equipo de Trabajo
Anadón Monzón, P. (Terciario)
Ardevoll Oro, L. (F. Utrillas y Escucha)
Cabra Gil, P. (Cuaternario)
Calvet Rovira, F. (Neógeno y F. Muschelkalk)
Fernández García, P. (Cuaternario)
Giner Sánchez, J. (Jurásico)
Guimera Roso, J. (tectónica)
González Lastra, J. (Cretácico sup.)
Julivert Casagualda, M. (Paleozóico)
Marzo Carpio, M. (Triásico)
Salas Roig, R. (Cretácico inferior)

También han colaborado en la presente memoria.
Simón Gómez, J.L. (Neotectónica)
Simón, A. (Jurásico)
Ortí Cabo, F. (Keuper)

ÍNDICE

	Pág.
1. INTRODUCCION	9
2. PALEOZOICO	11
2.1. CARBONIFERO	11
2.1.1. Areniscas, grauwackas y pizarras (1)	11
3. MESOZOICO	15
3.1. TRIASICO	15
3.1.1. Areniscas, arcillas y conglomerados Facies Buntsandstein (2)	15
3.1.1.1. Areniscas y lutitas del Desierto de Las Palmas	16
3.1.1.2. Areniscas de Villafamés	16
3.1.1.3. Complejo lutítico-carbonatado superior	17
3.1.2. Dolomías calizas margosas y margas. Facies Muschelkak (3)	18
3.1.3. Arcillas versicolores y yesos. Facies Keuper (4)	21
3.2. JURASICO	21
3.2.1. Introducción	21
3.2.1.1. Secuencias de Lías (J1)	22
3.2.1.2. Secuencia del Dogger (J2)	23
3.2.1.3. Secuencia del Malm (J3)	23
3.2.2. Estratigrafía	24
3.2.2.1. Dolomías negras masivas y brechas (Lías) (5). Calizas tableadas con niveles de areniscas en la base (serie comprensiva del Dogger) (6)	24
3.2.2.2. Dolomías negras masivas (7)	25

	Pág.
4.2.2.2. <i>Calizas, margas y lutitas</i> (24). <i>Mioceno inferior</i>	60
5. CUATERNARIO	63
5.1. DEPOSITOS MARINOS.....	63
5.1.1. <i>Playas y Cordón litoral de cantos</i> (55).....	63
5.1.2. <i>Flecha litoral</i> (54).....	64
5.2. DEPOSITOS CONTINENTALES.....	64
5.2.1. <i>Aluvial</i> (42).....	64
5.2.2. <i>Fondos de Ramblas</i> (41).....	64
5.2.4. <i>Conos de deyección</i> (39).....	65
5.2.5. <i>Conos de deyección coalescentes</i> (37).....	65
5.2.6. <i>Abanicos aluviales</i> (35).....	65
5.2.7. <i>Manto de arroyada</i> (36).....	65
5.2.8. <i>Coluviones recientes</i> (44).....	66
5.2.9. <i>Coluvión orla</i> (38).....	66
5.2.10. <i>Coluvión antiguo</i> (32).....	66
5.2.11. <i>Arcillas de descalcificación. Poldje</i> (50).....	66
5.2.12. <i>Turbera</i> (49).....	67
5.2.13. <i>Aluvial - coluvial</i> (45).....	67
5.2.14. <i>Glacis de cubierta</i> (33).....	67
5.3. DEPOSITOS MIXTOS.....	68
5.3.1. <i>Limos de albufera</i> (47).....	68
5.3.2. <i>Limos grises</i> (48).....	68
5.3.3. <i>Delta del río Ebro</i>	68
5.3.3.1. <i>Llanura deltática</i> (40).....	69
5.3.3.2. <i>Canales fluviales abandonados</i> (46).....	69
5.3.3.3. <i>Marismas colmatadas</i> (52).....	69
5.3.3.4. <i>Marismas sin colmar</i> (53).....	70
5.3.3.5. <i>Marismas arenosas orgánicas</i> (51).....	70
5.3.3.6. <i>Salinas</i> (56).....	70
6. TECTONICA	71
6.1. INTRODUCCION	71
6.2. DESCRIPCION ESTRUCTURAL.....	72
6.2.1. <i>Área plegada septentrional</i>	72
6.2.2. <i>Área subtabular Central</i>	73
6.2.3. <i>Área de horsts y fosas del Baix Ebre y el Bajo Maestrazgo</i>	73
6.2.4. <i>Área meridional</i>	74
6.3. ANALISIS MICROESTRUCTURAL.....	75
6.3.1. <i>Estudios anteriores</i>	75
6.3.1.1. <i>Cordillera Ibérica</i>	76
6.3.1.2. <i>Cordillera Costera Catalana</i>	76
6.3.1.3. <i>Zona de enlace</i>	76
6.3.2. <i>Observaciones en la región estudiada</i>	76

1. INTRODUCCION

La Hoja 48 (8-6) VINAROZ se encuentra ubicada en la intersección de dos unidades morfoestructurales de entidad geológica reconocida: La Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero-Catalana. A su vez la conjunción de elementos fisiográficos y orográficos particulares dan nombre a esta región que geográficamente se la conoce como Maestrazgo.

Desde el punto de vista geológico el Maestrazgo resulta una zona donde el Mesozoico aparece muy bien representado, mientras que el Paleozoico apenas aflora y queda restringido a la parte mas oriental de la Hoja (Desierto de Las Palmas, Hoja 616. Villafames).

El Cretácico se encuentra ampliamente desarrollado tanto en facies carbonatadas como detríticas, con predominio de las primeras. Sobre estos materiales y generalmente a forma de relleno de fosas, cubetas y/o depresiones aparecen potentes series detríticas de origen continental que rellenan dichos accidentes tectónicos. Los depósitos cuaternarios de gran representatividad cartográfica terminan de configurar la geología de la región, destacando tanto los del litoral mediterráneo como los del interior (ramblas, etc.).

Estructuralmente cabe destacar dos direcciones principales: una general NE-SW y otra NW-SE que corresponden a las alineaciones de las unidades a las que se ha hecho referencia. La interferencia de ambas motivan una importante e intensa fracturación en la parte mas oriental que destaca de una zona subtabular noroccidental (zona oriental fallada y central subtabular de CANEROT 1974). En la parte mas meridional el Triásico aflora con un carácter no extrusivo, según una alineación NW-SE.

Desde el punto de vista geográfico comprende parte de las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona. Es de destacar el contraste entre el litoral mediterrá-

2. PALEOZOICO

2.1. CARBONIFERO

2.1.1. Areniscas, grauwackas y pizarras (1)

Los únicos materiales paleozoicos que afloran dentro de la Hoja se encuentran en el sector entre Villafamés y el Desierto de las Palmas (Prov. de Castellón), formando tres afloramientos alargados de NE a SW, todos ellos de pequeñas dimensiones.

Estos materiales fueron atribuidos con ciertas dudas al «Culm» por LOTZE (1929), basándose en semejanzas litológicas con las series Culm de otras localidades, tales como el Priorat, y en la presencia de restos vegetales indeterminables. TEMPLADO y MESEGUER (1959) aceptaron una edad carbonífera y SOS (1975) los consideró del Carbonífero inferior, en facies Culm. Un cuidadoso análisis de las facies confirma el carácter Culm de la serie, y por tanto la edad carbonífera, ya que en todas las áreas vecinas estas facies no aparecen antes del Visense, y en el Priorat y en el macizo de Montalbán son en gran extensión Namurienses.

Los afloramientos existentes se encuentran en Villafamés-San Juan de Moro, en Puebla Tornesa-Borriol y en el Desierto de las Palmas. Además, existe un pequeño retazo separado del afloramiento principal del Desierto de las Palmas, en su prolongación SW, visible en la carretera. Según CANEROT (1974) y SIMON (1982), los afloramientos citados forman el núcleo de un anticlinal de edad alpidica, orientado WNW-ESE, afectado por una multitud de fallas que serían la causa de la distribución del Paleozoico en tres áreas separadas.

En todos los afloramientos aparecen sólo materiales en facies Culm, sin que

rante la deformación herciniana más importante, que fue también la más antigua. Pliegues de este tipo, aunque poco frecuentes, se han observado tanto en el afloramiento del Desierto de las Palmas, como en la carretera de Borriol a Puebla Tornesa. Además, los materiales carboníferos están afectados por deformaciones más tardías que dan lugar a una notable dispersión en los buzamientos. En parte éstas deben ser deformaciones hercinianas tardías y en parte alpidicas. En efecto, los materiales carboníferos fueron capaces de deformarse rellenando los núcleos de los pliegues alpidicos (o por lo menos de los más laxos) y además la multitud de fallas existentes pudo producir rotaciones de los bloques que limitan. Por todo ello, la disposición original herciniana de las estructuras quedó en mayor o menor grado modificada, de modo que es difícil precisar cuáles eran las directrices hercinianas originales. Así por ejemplo, en el Desierto de las Palmas las direcciones de las capas carboníferas parecen en gran parte estar impuestas por la dirección del pliegue alpidico en cuyo núcleo afloran.

3. MESOZOICO

3.1. TRIASICO

Hasta la fecha los afloramientos triásicos de la Hoja de Vinaroz no han sido objeto de estudios detallados y aunque nadie discute su litofacies germánica, la atribución cronoestratigráfica de la trilogía Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, así como la subdivisión litoestratigráfica del Muschelkalk, presentan todavía algunos problemas. Asimismo, algunos autores (OBIS et al. 1973; SOPEÑA et al. 1977) citan la posible existencia de un Pérmico, extremo que por el momento no ha sido confirmado. Estas incertidumbres, hacen muy difícil elaborar una síntesis definitiva de este Triás y su correlación con el de los Catalánides y Valencia. Según VIRGILI et al (1977) el Triás de estas dos últimas regiones, junto al de Castellón, constituye el denominado «Triás Mediterráneo», que incluiría las facies con mayor influencia marina del «Triás germánico» peninsular.

3.1.1. Areniscas, arcillas y conglomerados. Facies Buntsandstein (2)

El Buntsandstein únicamente aflora en los relieves del Desierto de las Palmas y en los alrededores de Cirat. En la región del Desierto de las Palmas, está integrado, de base a techo, por las siguientes unidades:

- a) Areniscas y lutitas del Desierto de las Palmas (220 m)
- b) Areniscas de Villafamés (160 m)
- c) Complejo lutítico-carbonatado superior (10-20 m)

Estas unidades equivalen, respectivamente, a los tramos inferior, medio y superior de OBIS et al (1973).

teado pardo-rojizo, producido por concentraciones más o menos esféricas de limonita de 2 a 3 mm de diámetro). Comprende dos asociaciones de facies:

Asociación A:

Caracterizada por la superposición erosiva de cuerpos tabulares o lenticulares de areniscas, de 1 a 2 mm de espesor. Estos cuerpos muestran:

- a) una base erosiva tapizada por cantos blandos y más raramente por pequeños cantos de cuarzo.
- b) una ligerísima tendencia granodecreciente.
- c) la preservación ocasional, hacia su techo, de delgados horizontes de lutitas rojo-vinosas los cuales pueden alternar con nivelillos de areniscas (en algún caso, estos últimos presentan moldes de grietas de desecación en su base).

La asociación descrita constituye tramos de 5 o más de 25 m de potencia. Las paleocorrientes dominantes son hacia el SW-SSW.

Asociación B:

Se intercala entre la anterior, constituyendo tramos de 0,5 a 2,5 m de espesor. Está exclusivamente formada por areniscas caracterizadas, a primera vista, por una laminación horizontal dominante. Sin embargo, la observación atenta de estas láminas revela la existencia de una alternancia de horizontes milimétricos de granos de arena gruesa con horizontes de menor granulometría. Los primeros pueden formar láminas horizontales plano-paralelas, en ocasiones con gradación normal o inversa, o bien presentarse como trenes solitarios de **ripples**, con una morfología muy laxa, gradación inversa y en cuyo interior se detectan **foreset**s pobemente definidos.

Localmente esta asociación incluye pequeños surcos de base erosiva, rellenos por láminas con una diferenciación textural análoga a la comentada y que se disponen concordante o discordantemente respecto a la base del surco.

La asociación A la atribuimos a cursos de morfología trenzada con una carga de lecho arenosa. La asociación B, a depósitos eólicos del tipo **sheet aeolian** formados por retrabajamiento de sedimentos aluviales. Estos depósitos eólicos incluirían: niveles de **ripples** balísticos, niveles de **plaaane beds** eólicas y probablemente, depósitos de relleno de pequeñas depresiones de deflacción.

La alternancia de depósitos fluviales y eólicos podrían reflejar sucesivas fases de progradación y abandono (con el consiguiente retrabajamiento eólico) de las partes relativamente distales de abanicos fluviales.

3.1.1.3. *Complejo lutítico-carbonatado superior*

Por lo general muy cubierto, constituye una unidad de tránsito al Muschelkalk. A grandes rasgos está formado por lutitas y limolitas de color rojo a gris-verdoso, las cuales intercalan algunos nivelillos de areniscas de grano fino a muy fino y de dolomías ferruginosas de colores ocres, estas últimas más abundantes hacia techo. Esta unidad es asimilable a la «facies Röt» de otros autores.

De estas tres series la más fácilmente reconociible en la Hoja de Vinaroz es la evaporítica inferior, que es además la más potente. De la superior sólo se distingue con seguridad la unidad K4, en la parte más meridional. De la serie detrítica intermedia, que se presenta muy adelgazada, están muy pobres representados los términos arenosos de la unidad K2 (Areniscas de Manuel). Las potencias pueden oscilar entre 50 y 100 m.

Carecemos por el momento de resultados palinológicos sobre la cronoestratigrafía de estos materiales. En este sentido, pueden ser orientativos los ya conocidos en el sector central valenciano (SOLE de PORTA y ORTI, 1982), que atribuyen al Karniense la totalidad de las facies Keuper.

Las unidades citadas anteriormente quedan englobadas en dos secuencias deposicionales:

- a) secuencia basal: constituye la secuencia del Muschelkalk (superior) - Keuper (inferior).
- b) secuencia terminal: constituye la secuencia del Keuper (medio/superior) - Fm Imón.

Sierra de Espadán

Las principales manchas de Keuper se sitúan en el cuadrante SW de la Hoja 1:50.000 de Alcora (n.º 615): Ayódar, Argelita, El Tormo y Montanejos. El espesor de toda la serie parece comprendido entre los 50 y 80 m.

El tránsito del Muschelkalk al Keuper es gradual y se realiza mediante una alternancia de capas dolomíticas y margoarcillosas, entre las que progresivamente se instalan capas de yesos laminados y carbonatados estromatolíticos, con frecuentes estructuras de colapso por disolución. Se pasa así a la serie evaporítica inferior (unidad K1) caracterizada por alternancias de arcillas y capas de yesos, dominante laminados, de tonos grises y claros. Hacia el techo de esta misma serie el yeso de paso a carbonatos más o menos carniolares. El conjunto presenta cristales sueltos y horizontes de teruelitas (dolomitas de hábito romboédrico, además de píritoedros).

Superiormente se presentan unos pocos metros de capas versicolores, en particular violáceas, de arcillas y margas. Es frecuente encontrar en ellas costras decimétricas de cuarzos bipiramidados, nódulos de sulfatos más o menos silicificados, así como alguna capa de areniscas de hasta 1 m de potencia, con *climbing ripples*, y alguna capa dolomítica de pocos centímetros con pseudomorfos de evaporitas. Todo ello es típico de la unidad K2, aunque muy reducida en potencia. Siguen muy pocos metros de arcillas rojas con pasadas verdosas (unidad K3), en general muy laminados tectónicamente, completando así la serie detrítica intermedia.

La serie evaporítica superior puede observarse en Argelita, en el desvío hacia Lucena, donde afloran unos 12-15 m de capas de yeso masivo rojizas, alternando con tramos más claros de yesos nodulosos (unidad K4). En ningún punto ha podido reconocerse con seguridad una unidad de yesos masivos y potentes equivalentes a la unidad K5.

Con estos materiales del Keuper es posible confundir los tramos margo-

les con estas facies se presentan principalmente en dos sectores: en Villahermosa del Río y en las proximidades a Lucena del Cid. Las observaciones realizadas hasta el momento no permiten establecer con seguridad ninguna serie tipo, especialmente para el afloramiento de Villahermosa que podría tener características ligeramente diferentes del de Lucena. La potencia original en ambos afloramientos puede oscilar entre 60 y 100 m.

En diferentes puntos se presentan materiales arcilloso y carniolares pardamarillentos, más o menos yesíferos según la disolución local, con colapsobreschas, costras teruelíticas y esporádicamente piritoeedros, que recuerdan fuertemente la serie evaporítica inferior valenciana (unidad K1). Localmente se reconocen capas de arcillas rojas superiormente a dichos materiales (posible equivalente a la unidad K3), pero en ausencia de areniscas.

Muchos afloramientos, sin embargo, están dominados por extensas masas de yesos, más o menos porfiroblásticos, laminados y más raramente nodulares, dispuestos en capas de potencias variables y que han sido objeto de pequeñas explotaciones. Presentan finas intercalaciones dolomíticas y ocasionalmente teruelitas de hábito romboédrico, así como niveles arcillosos oscuros. Los tonos del yeso son claros, grises y también negros, pero son frecuentes las pasadas rojizas, especialmente hacia el techo del paquete. Conservan pequeñas masas residuales de anhidrita. Estos yesos parecen situarse en la parte más alta de la serie Keuper y podrían equivaler a la serie evaporítica superior valenciana aunque no se ha reconocido claramente la unidad K4, como era en el caso de la Hoja de Alcora. Las importantes acumulaciones de estos yesos se deben sin duda a efectos tectónicos, en particular a lo largo del límite N de la estructura triásica, entre Lucena y Figueroles.

La estructura interna de estos afloramientos es compleja, especialmente en el sector de Villahermosa, y recuerda mucho las masas diapiricas del Keuper de otras regiones, en las que pueden existir paquetes dolomíticos de facies Muschelkalk inyectados entre los materiales del Keuper. No se han reconocido rocas ofíticas.

3.2. JURASICO

3.2.1. Introducción

A pesar de la existencia de numerosas discontinuidades en la sedimentación durante el Jurásico, se ha podido establecer que dos de ellas, la del tránsito Lias-Dogger y la del Dogger-Malm, se reconocen en la Cordillera Ibérica, Catalánides y Maestrazgo. En base a ello se ha dividido el Jurásico en secuencias deposicionales delimitadas por dichas discontinuidades. Debido a las características estratigráficas, paleontológicas sedimentológicas y a la evolución tectónica que muestran las diferentes secuencias reconocidas, se han agrupado en una mega-secuencia jurásica.

El límite inferior de esta megasecuencia ha sido establecido en la discontinuidad que separa las dolomías de la Fm. Imón (Rethiense) de las brechas liasicas, reconocible en los afloramientos de la Mesa de Prades (Tarragona). El límite superior corresponde a las discontinuidades del Valanginiense que viene indi-

por arcillas y margas verdes y grises de la Fm. Turmiel y a techo por las calizas finamente bioclásticas del Mb. Casinos. El techo de esta secuencia coincide con el oolito ferruginoso del tránsito Lías-Dogger o sus equivalentes (niveles de glauconita y/o condensación de fauna).

Tanto J1.2. como J1.3. presentan un carácter «*upward shoaling*» ya que los niveles margocalcáreos y arcillosos corresponden a depósitos de plataforma externa (**shelf**) que en vertical pasan a calizas bioclásticas de margen de plataforma interna. Estas dos unidades hacia el E se reducen a una sola secuencia carbonatada que en Salou está completamente dolomitizada y corresponde a depósitos de plataforma interna restringida (**tidal flat-lagoon**).

En conjunto, la secuencia deposicional J1 muestra una clara transgresión desde la base a techo, iniciándose con depósitos de plataforma interna restringida para finalizar con sedimentos de plataforma externa (**shelf**) a techo. La presencia de discontinuidades menores sugiere que la transgresión no se ha realizado de un modo continuo sino que tuvieron lugar detenciones del ascenso relativo del nivel que permitieron la progradación de las facies de plataforma sobre las de **shelf**.

3.2.1.2. Secuencia del Dogger (J2)

Esta secuencia cuya edad comprende desde el Bajociense a Calloviense inferior, corresponde a lo que ha sido definido como parte media informal de la Fm. Chelva.

La secuencia J2 presenta una gran variedad de facies correspondientes a ambientes muy diversos. Ausente por no deposición / erosión en el alto de Castellón, está constituida por dolomías en el Maestrazgo, calizas oolíticas y bioclásticas en la Cordillera Ibérica (Ejulve), biomicritas de ammonites y filamentos parcialmente dolomitizadas en la zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y los Catalánides, micritas, margas y arcillas de **shelf** y margas y arcillas verdes-azuladas localmente asfálticas de cuenca (Tivenys). La evolución vertical de esta secuencia muestra un marcado carácter *shoaling upward*, originado por la progradación de las facies de plataforma sobre las de **shelf** y cuenca, desarrollándose una importante formación oolítica en la región de la C. Ibérica durante el Bathoniense. Antes de finalizar la secuencia con el oolito ferruginoso del tránsito Dogger-Malm se reconoce una unidad constituida por margocalizas nodulosas con abundantes ammonites que corresponden a una etapa transgresiva.

3.2.1.3. Secuencia del Malm (J3)

Sobre el oolito ferruginoso superior se inicia una secuencia deposicional que finaliza en el Berriasiense. La secuencia se inicia con depósitos de aguas profundas para evolucionar a depósitos de aguas someras y agitadas correspondientes a la regresión generalizada que tiene lugar en la C. Ibérica a partir del Kimmeridgiense superior-Portlandiense y se inicia en las áreas más occidentales de la C. Ibérica. La secuencia se inicia con calizas micríticas de espongiarios en las partes más profundas de la cuenca mientras que en los altos se reconocen brechas

tacto por falla con calizas oolíticas (grainstone) sobre las que se reconoce una potente serie de más de 400 mts. correspondiente a la Fm. Ritmita de Loriguilla. Esta ha sido atribuida a Lías-Dogger en base a la fauna de ammonites presente y corresponde a depósitos clásticos y carbonatados de aguas someras asociadas al alto de Castellón.

3.2.2.2. Dolomías negras masivas (7)

Dentro de la secuencia J3 se han cartografiado dos unidades, Calizas micríticas, margas y calcarenitas. Dolomías negras.

De base a techo se reconocen:

- a) calizas de ammonites y espongiarios, constituidas por mudstones-wackestones de color marrón con ammonites, belemnites, espículas y fragmentos de espongiarios, cuya matriz consta de micrita pelletoidal y es frecuente la presencia de granos de glauconita. Esta unidad se sitúa sobre unas dolomías negras atribuidas al Dogger. Ha sido datada como Oxfordiense y finaliza con una superficie ferruginizada. Es equivalente a la Fm. Yátova definida en la Cordillera Ibérica.. Fig. 2.
- b) Calizas micríticas tipo mudstone en capas bien estratificadas de 15 a 50 cms, escasos Ammonites y cocolitofóridos. Presentan localmente (Santa Magdalena de Pulpis) **slumps** y estructuras tipo «**major cut and fill**» del orden de 20-30 mts. que sugieren deslizamiento del sedimento en estado plástico y en masa. Interestratificados con estas micritas se reconocen capas de 1 a 6 mts. de potencia y una anchura de unos 30 mts. de forma elipsoidal con base plana y en las que abundan esponjas y stromatópidos que han sido interpretadas como **mud mounds**. Intercaladas con las micritas masivas se reconocen especialmente en los alrededores de Salsadella, micritas laminadas de color gris a negro con laminación interna muy fina a veces inferior a 1 mm. Las láminas son planas, paralelas y pueden seguirse durante varios metros (a escala de afloamiento); frecuentemente presentan ondulaciones irregulares (**wavy**) y (**boudinage**) sedimentario. Destaca la ausencia de bioturbación y la presencia de concreciones ferruginosas. Alternando con estas micritas laminadas se reconocen niveles margoarcillosos de color gris y negro azulado con escasa fauna de ammonites, serpúlidos, lamelibranquios y pirita framboidal. La potencia de los niveles arcillosos oscilan entre 5 y 10 cms aunque en Salsadella llegan a alcanzar varios metros de potencia. Estas facies se corresponden lateralmente con la Fm. Ritmita de Loriguilla presente en el S y W de la presente Hoja y que está constituida por una alternancia rítmica de calizas micríticas y margocalizas.
- c) Grainstones bioclásticos. Calcarenitas bioclásticas tipo grainstone-packstone en las que los componentes esqueléticos están muy redondeados y presentan gran variedad de tipos: corales, equinodermos, ostreidos, «bivalvos», braquiópodos, oncolitos, ostrácodos, miliólidos, ataxophrágmidos de gran talla y algas calcáreas. Entre los componentes no esqueléticos se han reconocido: peloides, intraclastos, oolitos y bioclastos con envueltas oolíticas.

mentado, lateralmente en una distancia relativamente corta puede llegar a desaparecer por completo, siendo posible determinar la naturaleza del material original. Se comprueba que las facies dolomitizadas corresponden a las del Dogger y Malm de la región sin que se observen cambios litológicos importantes. BULLARD (1972) y ROBLES (1974) ya indicaron que la base de la dolomitización muestra notables variaciones llegando a afectar al Bathoniense (Tivenys) mientras que a pocos kms. sólo llega a afectar a un Kimmeridgiense-Oxfordiense (Tivissa).

En el Dominio del Maestrazgo donde la serie del Malm no está tan dolomitizada, se ha podido determinar con exactitud la geometría de estos cuerpos dolomíticos. En Santa Magdalena, se observa con claridad que las dolomías constituyen un gran lentejón de unos 3-4 kms. de largo por unos 100-150 mts. de espesor que se orienta en la misma dirección que la Serra d'Irtà (NE-SW). Hacia el W en dirección a Salsadella (Encanes) se comprueba que los niveles dolomíticos están reducidos a unos pequeños lentejones de unos 19-15 mts. de largo y 3-4 mts. de alto, desapareciendo por completo hacia el W.

En Esparraguera el tránsito Jurásico-Cretácico tiene lugar a través de un paquete de dolomías negras de un centenar de mts. de potencia. Este afloramiento ha permitido estudiar con detalle el techo y la base de las dolomías. Lo primero que destaca es que a escala de afloramiento, el techo de la dolomitización está controlado estratigráficamente coincidiendo con el techo de una capa. Por el contrario, la base es completamente irregular, observándose en detalle que el paso de caliza a dolomía es gradual. Lateralmente el paso caliza-dolomía se realiza a través de cuñas que no muestran ninguna relación con la estratificación a la que cortan oblicuamente. En otros casos estas cuñas se reducen a una capa interestratificada con las calizas pudiéndose seguir durante un centenar de metros antes de desaparecer (Santa Magdalena de Pulpis).

En todos los casos estudiados, los cuerpos dolomíticos tienen forma triangular en un corte longitudinal y de lentejón en un corte transversal. La dolomitización de Santa Magdalena correspondería a un corte de este último tipo, mientras que la de Beceite-Alfara correspondería a un corte longitudinal.

Estos cuerpos, pueden estar aislados o bien interconectados entre sí: en el primer caso la geometría es fácilmente reconocible, mientras que en el segundo la dolomitización es tan extensa que tan sólo se insinúa en la morfología original por las variaciones de la base tal como ocurre en Tivenys-Tivissa-Vandellós.

En resumen: la dolomitización que afecta a los depósitos del Jurásico superior y Cretácico inferior está constituido por cuerpos prismáticos elipsoidales que alcanzan dimensiones de varios Kms. de ancho por varios centenares de m. de potencia.

Discontinuidades internas

Intercaladas entre las dolomías negras que forman la mayor parte de la unidad, se reconocen niveles dolomíticos rojos y amarillentos asociados a arcillas rojizas. Su importancia es muy variable, desde unos pocos cm. (sondeo La Plata, Garraf) hasta varias decenas de m. como ocurre en Tivenys-Rasquera donde se distingue un potente tramo 30-40 m. de dolomías y arcillas rojas bien estratificadas aunque en líneas generales estos niveles no sobrepasan los 5 m. de potencia.

Hipótesis genética

Por un lado, la dolomitización de sedimentos marinos con Ammonites descarta la posibilidad de un origen ligado a procesos que tienen lugar en medios litorales restringidos (tidal flat). Por otra parte, las mismas características geométricas (gran extensión, contactos difusos y graduales sin relación con la estratificación) sugieren la idea de que se trata de una «contaminación» de los materiales carbonatados con posterioridad a su deposición por una causa externa a las mismas facies.

En esta situación es sugestiva la relación que presentan las dolomías con las unidades del Kimmeridgiense superior-Portlandiense. Sobre las dolomías se sitúan las calizas con Charáceas que lateralmente hacia el W, pasan a facies detríticas de tipo mareal y fluvio-lacustres, MELENDEZ et al (1979). Ambas formaciones presentan evidentemente una fuerte influencia de aguas meteóricas. Asimismo las facies que se sitúan más al E en el área estudiada (Peñíscola) presentan características de sedimentación marina. Coincidiendo con esta distribución de facies con influencias de agua dulce y facies marinas las dolomías ocupan claramente una posición intermedia entre ambas, precisamente donde más efectiva debería ser la interfase agua dulce-marina en el modelo propuesto.

Evidentemente este modelo, explicaría muchas de las características observadas. Al ser la interfase la que dolomitiza, la movilidad de la misma en función de oscilaciones periódicas pueden afectar a grandes espesores de la columna estratigráfica que unida a la subsidencia regional permite explicar el gran espesor de dolomías presentes. Por otra parte, también se explica la presencia de dolomías entre áreas carbonatadas en las que no se reconocen evidencias de dolomitización. Los sedimentos que quedan bajo el influjo de agua meteórica o del agua marina no sufren ninguna alteración debido a que no están bajo la acción de la interfase agua dulce-marina que es la única capaz de dolomitizar.

Al ser un mecanismo dinámico, la emersión del Macizo Ibérico y Bloque del Ebro provoca un desplazamiento de las facies deposicionales y del modelo dia-genético hacia el E, de modo que las dolomitizaciones tienen ahora lugar durante el Neocomiense en áreas más orientales lo cual explica la irregularidad del techo de la dolomitización y que dentro del paquete dolomítico se reconozcan sedimentos de tipo **algal mat** depositados con anterioridad a la migración lateral del cuerpo dolomítico.

En las regiones mediterráneas —Catalánides— Maestrazgo y Valencia, las dolomitizaciones alcanzan gran desarrollo durante el Jurásico superior y Cretácico no sólo en el continente sino en el actual fondo marino. La presencia de áreas emergidas muy probablemente por la fracturación de la plataforma que origina bloques expuestos en condiciones subaéreas, permite explicar la dolomitización de las facies del Jurásico y Cretácico. Se trataría de un modelo muy sencillo en que los bloques emergidos estarían rodeados por una zona de dolomitización.

La unión con los diferentes cuerpos dolomíticos originaría una potente unidad dolomítica que puede llegar a afectar a la mayor parte de Jurásico y Cretácico.

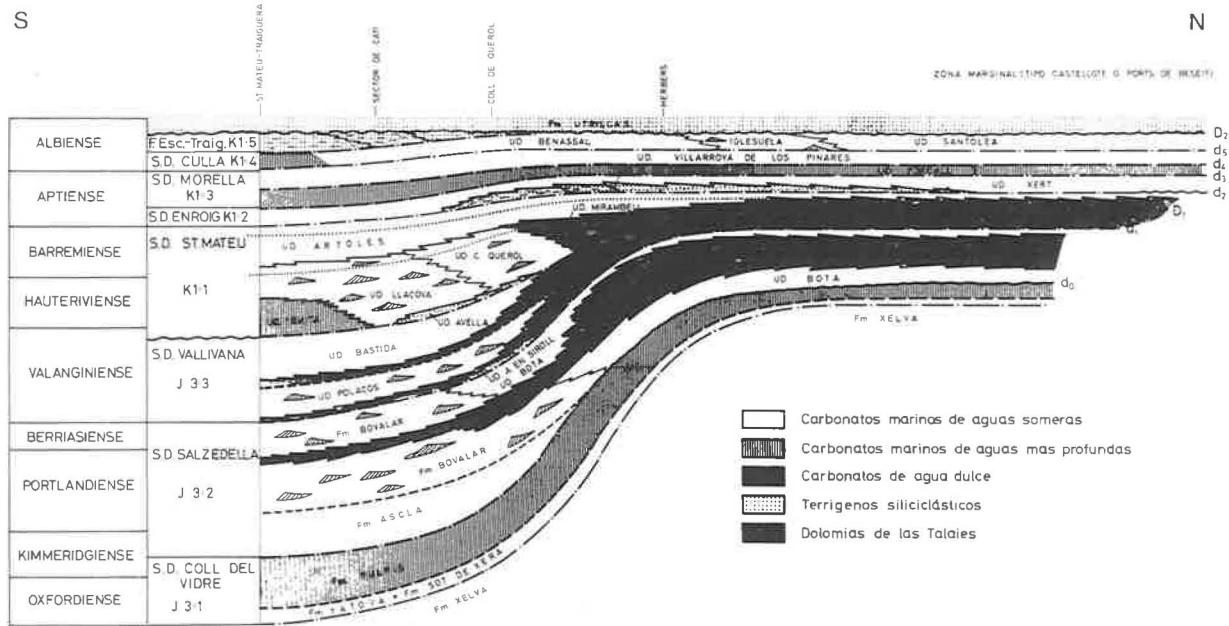


Fig. 2

Al Norte del sector Coll de Querol-Catí todas las unidades descritas hasta aquí pasan lateralmente conocidas facies Purbeck. Constituyen la unidad estratigráfica Calizas y margas de Herbers formada por (hasta 120 m) wackestones nodulosos grisáceos de estratificación dm a m con intercalaciones de margas ligníticas. Contienen carofitas, ostrácodos, moluscos, oncoídes, **Cayeuxia**, intraclastos oscuros y abundantes moldes y señales de raíces. Estas facies se han interpretado como un complejo de fangos de marismas pantanosas (**carbonate swamp**) que se encontrarían ocupando los sectores más internos de una entrada o bahía.

El Valanginiense no se ha diferenciado cartográficamente y se ha incluido dentro de una unidad cartográfica que comprendería el lapso Portlandiense-Valanginiense.

3.3.1.1. *Calizas y margas (10) Haueriviense-Barremiense*

Con el Haueriviense (Valanginiense terminal?) comienza el ciclo sedimentario del Cretácico inferior. Los materiales depositados en este intervalo se integran en una unidad estratigráfica de tipo secuencia deposicional en el sentido de MITCHUM et al (1977), la cual queda limitada a base y a techo por rupturas sedimentarias significativas. Se inicia con una discontinuidad poco importante en el depocentro (zona de Sant Mateu) y que progresivamente se hace más evidente hacia los márgenes de la cuenca. Exceptuando la parte central de la cuenca del Maestrazgo, los materiales subyacentes del Malm y del Valanginiense quedaron expuestos, más intensamente hacia los márgenes. Así se tienen la formación de extensas áreas de suelos lateríticos en la zona de Els Ports de Beseit Hoja 1:50.000 de TORTOSA, COMBES (1969), la existencia de discordancias angulares sobre los materiales del Malm en varias localidades, CANEROT (1974) y un importante biselamiento de los depósitos subyacentes del Malm y del Valanginiense en el sector del Barranc de El Empriu-Tossal de Orenga, junto a la Rambla Carbonera, producido por la acción del accidente Montalbán-Oropesa, SALAS (1983) relacionado con el alto del Maestrazgo Meridional de CANEROT (1974). De manera que se puede apreciar una cierta actividad tectónica distensiva (movimientos neociméricos), que activaría el mecanismo de los dispositivos listricos.

La transgresión del Haueriviense queda restringida únicamente a la parte central de la cuenca del Maestrazgo (Hoja 48). Mientras que en el resto de las áreas sus depósitos no están representados (como en el Montsià) o lo están tan sólo por facies de agua dulce salobre.

En el ámbito de la Hoja se pueden distinguir dos grandes grupos de unidades de facies:

- 1) Unidades de facies basales.
 - 2) Unidad de facies superior.
- 1) *Unidades de facies basales.* Se caracterizan por: a) encontrarse siempre en contacto con el basamento Portlandiense-Valanginiense más o menos erosionado, b) desde la zona meridional de la Hoja a la septentrional presentan una gradación de medios de más marinos (abiertos) a más restringidos (marginales) y/o continentales y c) estratigráficamente pertenecen principalmente al Haueriviense. De Sur a Norte corresponden a las uni-

3.3.1.1.3. Calcarenitas de La Llàcova

Esta unidad alcanza la máxima potencia en la zona del Barranc del Empriu con 780 m donde se apoya sobre la Unidad Areniscas de El Avellà y estas directamente, por efectos de la erosión prehauterivense, sobre la Unidad Calcarenitas de los Polacos (Hoja 570 de Albocàsser). Básicamente consta de barras de grainstones bioclastico-oolíticos con predominio de la estratificación cruzada plana de bajo ángulo (de hasta 40 m) que alternan con wackestones beiges-crema de foraminíferos porcelanados, aglutinados, dasicladáceas y margas nodulosas con ostreidos, equinídos, moluscos. También contienen intercalaciones de rudstones de fragmentos de algas esferoidales y edificios arrecifales con gran cantidad de fango (bafflestones) de corales, rudistas, espongimorfos y estromatopóridos, de hasta 15 × 25 m. Hacia el Norte pasa lateralmente a la Unidad Calizas y margas del Mas de Querol y hacia el Sur lo hace a la Unidad Margas y calizas de La Gaita.

3.3.1.1.4. Calizas y margas del Mas de Querol

El límite inferior de la unidad es un **hard-ground**, superficie perforada, ferruginizada e incrustada que representa una discontinuidad sedimentaria mayor. Por encima se pasa lateral y verticalmente a la Unidad Margas y calizas de las Artoles. Son wackestones que alternan con abundantes niveles margosos y alguna barra de grainstones oolítico-bioclasticos. Los tramos blandos contienen abundantes bancos de ostreidos, mientras que los niveles calcáreos son ricos en formas porcelanadas de foraminíferos bentónicos y aglutinadas, dasicladáceas y rudistas (Requiénidos). Se registra la influencia de aguas dulce-salobres por la intercalación de varios episodios de Carófitas de hasta 220 m. Hacia el Sur pasa lateralmente a la Unidad Calcarenitas de la Llàcova y hacia el Norte lo hace la Unidad Margas de Mirambell.

3.3.1.1.5. Margas de Mirambell

El límite inferior de la unidad es una ruptura sedimentaria de orden mayor, la cual está representada por una importante entrada de terrígenos, por superficies de **hard-ground** y/o por la erosión más o menos importante de la SD Valanginiense subyacente. Superiormente pasa lateral y verticalmente a la Unidad Margas y calizas de Las Artoles. En el área tipo de Cantavieja-Mirambell (hasta 160 m) está formada por un conjunto de tres secuencias positivas. Cada una consta de un término basal detrítico formado por arenisca y/o conglomerados cuarzosos que presentan estratificación cruzada de surco y planar de bajo ángulo y laminación cruzada, a las que siguen margas arenosas, verdosas o rojizas, con ostrácodos y caráceas, para terminar con wackestones arenosos beiges-crema de dasicladáceas, foraminíferos porcelanados, ostreidos... Esta unidad pasa lateralmente hacia el S y el E a la Unidad Calizas y margas del Mas de Querol y lo hace también vertical y lateralmente a la Unidad Margas y calizas de Las Artoles. Hacia el W se va cargando progresivamente en cuarzo y pasa lateralmente a las facies Weald (Unidad Areniscas de Villahermosa del Río).

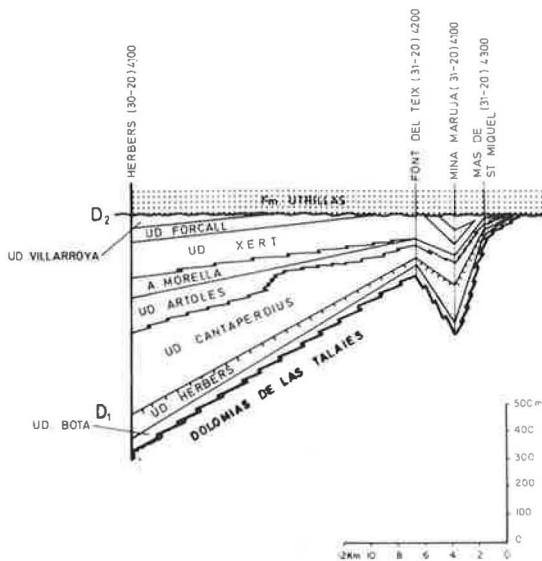
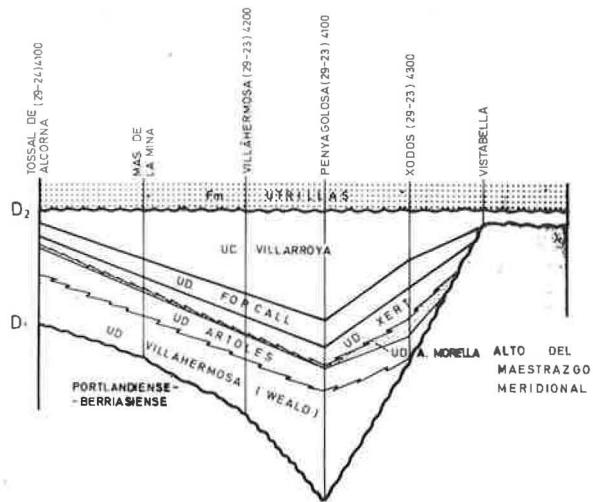


Fig. 3.—Correlación de unidades estratigráficas a la base de la Fm. Utrillas o Fm. Escucha.

(1980), en la carretera de Villahermosa a Puertomingalvo, Km 4,4, cerca de la Casa de la Venta (hasta 150 m, techo fallado).

En el sector del Penyagolosa, de difícil acceso y con pésimas condiciones de afloramiento, puede llegar a tener más de 350 m, CANEROT y GAUTIER (1966). El límite inferior de la unidad es una discontinuidad importante, que se manifiesta en forma de una erosión (prehauteriviense) también muy importante del sustrato Kimmeridgiense sup.-Berriasiense, asociada a carstificación, costras ferruginosas, etc. El registro del Valanginiense falta siempre. Superiormente pasa lateral y verticalmente a las Margas y calizas de Las Artoles, que en la cubeta del Penyagolosa son siempre de edad Barremiense superior.

Consta esta unidad de tres tramos característicos ya diferenciados por autores anteriores, CANEROT y GAUTIER (1966): 1) **Tramo basal**, margas terrígenas ferruginosas, negras con uniónidos, intercalaciones de wackestones ferruginosos de carofitas y ostrácodos. Intercalaciones de cuerpos arenosos lenticulares con matriz, mal seleccionados, bases erosivas y cicatrices internas cóncavas (hasta 30 m). 2) **Tramo intermedio**, eminentemente margoso oscuro, con alternancia de niveles de wackestones nodulosos grises-amarillentos, arenosos de carófitas, gasterópodos, miliolíticos, ostreidos... (hasta 60 m) y 3) **Tramo superior** en el que predominan los cuerpos de areniscas amarillentas de base erosiva, lenticulares, mal seleccionados y con cicatrices internas cóncavas. Entre ellos se disponen margas grises y rojizas más o menos arenosas que contienen pasadas de wackestones arenosos amarillentos de Carófitas y gasterópodos (hasta 60 m). Este tramo hacia el Sur, en el Mas de la Mina (Hoja 592) llega a tener algo más de 100 m. En el Tossal de Alcorna, al SW de Acora, toda la unidad está representada únicamente por este tramo (hasta 175 m).

Las asociaciones de facies arenosas de los tramos basal y superior corresponden a depósitos canalizados de partes distales de abanicos fluviales, los cuales tendrían su área fuente al NW-W. El tramo intermedio y las facies no arenosas del tramo basal se han interpretado como sedimentos lacustres o palustres depositados en las zonas distales de los abanicos aluviales o *playa-lakes*.

3.3.1.3. *Margas, arcillas, arenas y calizas con Orbitolina (11)*

Se ha considerado como una unidad cartográfica que puede tener un significado algo distinto según los casos. En la zona Oeste de la Hoja puede incluir a todo el Bedouliense y al Barremiense superior (unidad de Las Artoles). En aquellos casos en que se había cartografiado en los mapas 1/50.000 un tramo comprensivo de todo el registro Barremiense tendrá el mismo sentido. Finalmente, cuando se ha podido diferenciar en la cartografía original 1/50.000 del Bedouliense superior margoso, se ha excluido éste y representa tan sólo al Bedouliense inferior calcáreo. Esto último se ha hecho porque el Bedouliense inferior (a la base de la Unidad Margas del Forcall-Margas de *Plicatula*) constituye un ciclo sedimentario menor que corresponde a la unidad estratigráfica de tipo secuencia deposicional del Bedouliense inferior, SALAS (1980).

El límite inferior de la unidad es una discontinuidad sedimentaria de orden menor que se manifiesta por la aparición de costras ferruginosas, lateritas, bau-

3.3.1.3.3. Calizas y margas de Xert

Wackestones-Grainstones bioclásticos de foraminíferos porcelanados, aglutinados (*P. lenticularis*, *O. cuvillier Bonenia*, *Permocalculos*) color beige-crema, estratificación normalmente definida de dm a m. Intercalaciones margosas. En la zona de Xert se miden hasta 80 m, mientras que en el sector de Cervera se han podido medir hasta 300 m de esta unidad, donde disminuyen los tramos margosos intercalados. Esta unidad se ha interpretado como un lagoon marino (**carbonate marine embayment**) que estaría parcialmente restringido por bancos marginales de **shoals** de orbitínidos que llegan a alcanzar un gran desarrollo.

3.3.1.4. Calizas con Toucasias y Orbitolinas, margas (12). Gargasiense-Clansayense

Se trata de una unidad cartográfica que no engloba siempre a las mismas unidades estratigráficas en el ámbito de toda la Hoja. En aquellos casos donde los mapas 1/50.000 se distinguió un Bedouliense superior margoso, Margas del Forcall-Margas de Plicatula, éstas quedan incluidas dentro de esta unidad cartográfica. En los demás casos representa globalmente al intervalo Gargasiense-Clansayense pp. La razón de estas divisiones deriva de que el Bedouliense superior margoso (Margas del Forcall) y el tramo suprayacente, Gargasiense-Clansayensiense pp., forman un ciclo sedimentario menor que constituye una unidad estratigráfica de tipo secuencia deposicional, SALAS (1980).

El límite inferior de esta unidad estratigráfica es la discontinuidad sedimentaria a que se ha hecho referencia en el apartado anterior. El techo de la unidad lo da otra ruptura sedimentaria menor, que se manifiesta por acumulaciones de glauconita, costras ferruginosas y entradas de terrígenos. La unidad estratigráfica del Bedouliense superior-Clansayensiense pp. se divide en dos unidades de orden menor: Unidad Margas del Forcall y Unidad Calizas de Villaroya de los Pinares, es ampliamente transgresiva y se encuentra representada en toda el área de estudio. Sobre todo la unidad superior de Calizas de Villaroya de los Pinares, la cual llega a fosilizar la superficie de erosión preaptiense del basamento del Malm en el área de Vistabella-Benafigos, Hoja 592 de Villahermosa del Río. La secuencia deposicional del Bedouliense superior-Clansayensiense puede llegar a medir 180 m en el sector de Cervera-La Jana e incluso más en la zona de Morella. En la cubeta del Penyagolosa puede alcanzar más de 500 m.

3.3.1.4.1. Margas del Forcall

En los sectores de Morella y Xert, Hojas 545 y 546, se pueden distinguir tres tramos. El inferior y superior margosos: Margas de Cap de Vinyet y Margas de Morella la Vella, de CANEROT et al (1982). El intermedio calcáreo: Barra de Morella. Fuera del área referida se reduce a un solo tramo eminentemente margoso que se sitúa entre las unidades Calizas y margas de Xert, en la base y Calizas de Villaroya de los Pinares al techo. Las Margas de Cap de Vinyet (hasta 80 m) tienen gran extensión y presentan tonalidades beige y paquetes de wackes-

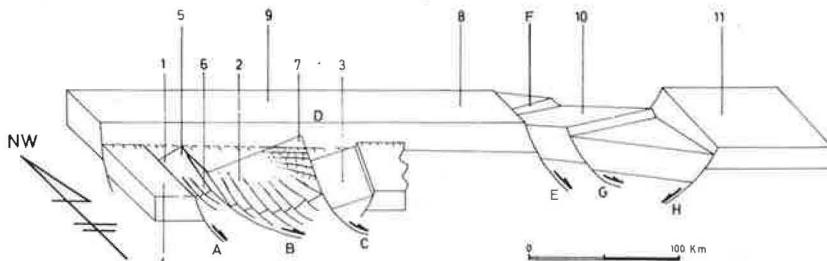
3.3.1.6. Margas, calizas, calizas bioclásticas y/o arenosas y areniscas (14). Clansayensiense PP.-Albiense inferior

Unidad cartográfica que corresponde a un ciclo sedimentario menor cuyo registro constituye una unidad estratigráfica de tipo secuencia deposicional, SALLAS (1980). El límite inferior es la ruptura sedimentaria menor que se ha comentado en el apartado anterior. El superior es otra discontinuidad sedimentaria menor marcada por una importante entrada de terrígenos (Fms. Traiguera, Escucha o Utrillas) y erosión en algunos casos. Se ha dividido en dos unidades estratigráficas de orden menor: Unidad Calizas de Benassal y Unidad Calcareitas de La Iglesuela.

En el área de Benassal se han podido medir unos 90 m de esta unidad y en la zona de La Jana más de 200 m. Se encuentra bien desarrollada en el sector oriental de la cuenca del Maestrazgo, donde disminuye de potencia hacia el Sur y el Norte. Tiene también un buen desarrollo en la cubeta del Penyagolosa.

3.3.1.6.1. Calizas de Benassal

En Benassal se disponen en la base una sucesión de wackestones-packstones (más de 80 m) de Miliólidos y rudistas que evolucionan verticalmente a grainstones bioclástico-oolíticos que alternan con tramos margosos que pueden contener pequeños edificios arrecifales de corales y rudistas (bafflestones). Posee una rica fauna de *O. texana*, braquiópodos, moluscos, briozos... En la zona de La



- A. Accidente Ataca-Castelló
- B. Accidente Montalbán-Oropesa
- C. Accidente de Pla de Burgar
- D. Accidente de Tarragona
- E. Accidente de La Riba-Punta de La Mora
- F. Accidente de Sant Quintí
- G. Accidente de Garraf
- H. Accidente del Llobregat
- 1. Cubeta de Aliaga-Penyagolosa
- 2. Cuenca del Maestrazgo
- 3. Cubeta de El Perelló
- 4. Alto de Valencia
- 5. Alto de Ejulve
- 6. Alto de el Maestrazgo Meridional
- 7. Alto del Mont Caro
- 8. Alto de El Priorat-Prades
- 9. Macizo del Ebro
- 10. Cuenca Salou-Garraf
- 11. Alto de la Cordillera Litoral

Fig. 5.— Fallas listricas y cubetas en semigraben.

trácodos, Equinodermos, Lamelibranquios, etc., y restos vegetales. Puede incluir delgados niveles de lignito.

En el ámbito del Mapa de Vinaroz la Formación Traiguera se ha depositado en ambientes de llanura deltaica inferior y de frente deltaico/prodelta, en un sentido general progradante de NW a SE.

Las facies de llanura deltaica inferior presentan un mayor desarrollo areal ocupando la mitad NW del Mapa. Fundamentalmente se trata de facies de llanura mareal en sentido muy amplio, canales distributarios con influencia mareal y **wave-built bars**.

Este conjunto pasa lateral y verticalmente a las facies de frente deltaico/prodelta, que a grandes rasgos, se disponen bordeando el Maestrazgo al E y al S; corresponden a barras deltaicas S.I. y **tidal sand bars**.

La Formación Traiguera tiene una edad Albiense inferior y medio. Se dispone a techo de la Formación Calizas de Benasal donde ya su edad es Albiense inferior: Biozonas de **Simplorbitolina manasi** y **Kymalithon belgicum**, **Agardhiellopsis cretacea** (según CANEROT et al., 1982).

3.3.1.8. Arenas y lutitas versicolores (16). Formación Utrillas.

La Formación Utrillas cubre prácticamente la misma extensión que sus formaciones infrayacentes, sobre las que se apoya en disconformidad estratigráfica. Lateral y verticalmente pasa más o menos transicionalmente a la formación Calizas y Margas de Mosqueruela (CANEROT et al., 1982), fijándose el límite a partir de la aparición generalizada de niveles calcareníticos bioclásticos.

A veces por necesidad cartográfica de representación o bien por los criterios empleados anteriormente en la confección de las Hojas a 1:50.000 (MAGNA) se engloba dentro de esta unidad el conjunto litológico de la Formación Escucha.

La potencia es relativamente uniforme aunque puede oscilar entre 20 y algo más de 100 m. La litología es muy homogénea: areniscas caoliníferas mal cementadas y lutitas versicolores. El contenido fósil se reduce exclusivamente a fragmentos vegetales pero incluye esporádica fauna marina hacia el SE. Las series tipo se encuentran localizadas en:

Tronchón (Hoja n.º 544, Forcall), y

Alcalá de Chivert (Hoja n.º 594, Alcalá de Chivert).

El ambiente en que se ha depositado la Formación Utrillas en el dominio abarcado por el Mapa de Vinaroz, se interpreta en un contexto deltaico estuarino: estuarino superior e inferior, desarrollado en líneas generales, de WNW. a ESE.

Las facies de estuario superior, restringidas al sector nor-occidental, comprenden secuencias canalizadas de dominancia fluvial en relación con depósitos de marismas s.l. y/o **mud flats**. Este tipo de facies para distalmente hacia el E. y SE. a secuencias también canalizadas, relacionadas con llanuras mareales arenosas s.l. (canales y **shoals** de estuario inferior). (ARDEVOL, en prensa).

En la región tipo se admite una edad Albiense s.s. En el Maestrazgo puede referirse al Albiense medio-superior, puesto que la base de la Formación Calizas y Margas de Mosqueruela suprayacene es atribuida, en CANEROT et al. (1982), al Albiense superior (biozona de **Neorbitolinopsis conulus**; BILOTE et al., 1978).

En cualquier caso su base debe ser diacrónica, haciéndose más moderno hacia el NW y en su techo no habría depósito durante un largo lapso de tiempo.

3.3.2.3. *Margas y calizas Senoniense (19)*

El final del ciclo Cretácico superior está formado por una alternancia de margas blancas y calizas muy frecuentemente brechoides o con cantos negros cuyo espesor es muy variable y que en muchas ocasiones están erosionadas por los sedimentos terciarios. Las secciones más completas se encuentran en el extremo NW de la Hoja, donde una sucesión de calizas bioclásticas de foraminíferos y margas, se encuentra una zona con predominio de margas con caráceas y calizas con cantos negros, para terminar en un tramo margoso-arcilloso con calizas de **Lychnus**.

El medio de depósito inicialmente marino de plataforma pasa a ser de ambiente salobre, para acabar en un sistema de lagunas no conectadas entre sí.

La edad del conjunto es Senoniense. En la parte media alta se han encastreado caráceas de edad Campaniense - Maastrichtiense. La presencia del género **Lychnus** en las calizas más altas permite asignarlas con dudas al Maastrichtiense.

4. TERCARIO

Los materiales terciarios de la Hoja de Vinaroz pueden agruparse en dos conjuntos. El primero, que abarca a los niveles paleógenos, distribuye sus afloramientos en la zona septentrional de la Hoja, y está integrado por los niveles detriticos de la zona de Olocau-Bordón y los niveles lutíticos carbonatados de Rosell. Los materiales neógenos, aparecen ligados al sistema de fosas mediterráneo y se situán en el Maestrazgo oriental (Zona oriental fallada de CANEROT, 1974) y en el Maestrazgo meridional (Zona con Trías extrusivo de CANEROT, 1974).

4.1. PALEOGENO

En el ámbito de esta Hoja los materiales atribuibles al Paleógeno se integran en tres unidades. Los conglomerados areniscas y lutitas de Olocau y los niveles conglomeráticos suprayacentes pertenecen a una de las cubetas marginales de la zona S de la Cuenca del Ebro, cuyos materiales aparecen ampliamente representados en la vecina Hoja de Tortosa (cubeta de Olocau-Bordón, cubeta de Monroyo-Aguaviva Mas de las Matas, cubeta de Alcorisa-Andorra, etc.). Sin embargo las lutitas y calizas de Rosell se localizan aisladas con respecto a otros niveles paleógenos del Maestrazgo o de los Catalánides y sin conexiones paleogeográficas conocidas.

4.1.1. Calizas y margas de Rosell. (20). Eoceno

Los materiales paleógenos de los alrededores de Rosell se disponen principalmente en una estructura anticlinal de pocos kilómetros de longitud y direc-

ramientos se extienden por el N y NE hacia Bordón y la zona de Palanques y Ortells, a veces cubiertos por la unidad suprayacente. Un corte tipo de esta unidad puede observarse en la carretera de Bordón a Olocau del Rey, donde los niveles basales están constituidos por conglomerados con escasas intercalaciones de areniscas y lutitas que yacen sobre materiales del Cretácico superior y a los que sucede una serie de lutitas pardo rojizas que alternan con niveles de conglomerados y areniscas, que en ocasiones llegan a predominar sobre las lutitas. Los tramos superiores de esta unidad son fundamentalmente lutíticos rojos con escasas intercalaciones lenticulares de conglomerados y areniscas. Sobre esta sucesión, que posee unos 200 m. de potencia, en discordancia angular y progresiva se disponen los conglomerados de la Muela de Todolella, del cerro de Manzanera y de la zona de Carrascosa. Los materiales que integran esta unidad son producto del depósito de diversos subambientes de abanicos aluviales, cuyas facies proximales están constituidas por conglomerados con escasas intercalaciones de lutitas y areniscas. En estas facies, los conglomerados aparecen en niveles lenticulares, de orden métrico, más o menos laxos, frecuentemente amalgamados entre los que se observan areniscas y lutitas rojas más o menos preservadas. Los conglomerados poseen cantos fundamentalmente calcáreos y suelen ser heterométricos, subangulosos, abundando los niveles con cantos gruesos y bloques. Algunos muestran buena selección. Los niveles masivos de varios metros de potencia probablemente son multiepisódicos, en los que las cicatrizes son imperceptibles. El transporte se efectuó fundamentalmente por flujos acuosos.

Las facies más distales de estos abanicos están constituidas por tramos lutíticos que corresponden a depósitos de desbordamiento, entre los que se presentan niveles de areniscas y conglomerados, de base erosiva que corresponden a depósitos de relleno de canal, y con geometría lenticular laxa.

En la cubeta de Olocau-Bordón los niveles terciarios más bajos no están constituidos por el nivel de «bulimus», sino que directamente, en discordancia sobre los materiales mesozoicos se presentan los niveles conglomeráticos, de la base de esta unidad. Debido a ello, y por relaciones estratigráficas y tectónicas con los niveles paleógenos de la vecina Hoja de Tortosa, se le asigna una edad Eocene superior-Oligoceno medio?, con todas las reservas, al no haberse encontrado fósiles característicos.

4.1.2.2. *Conglomerados (22). Oligoceno superior-Mioceno inferior*

Los materiales de la segunda unidad (22) se localizan en la Sierra de Carrascosa, zona del Cerro de Manzanera, Muela de Todolella y en otros afloramientos de menor extensión de la parte NW de la Hoja de Vinaroz. En estas zonas está constituida fundamentalmente por conglomerados con escasas intercalaciones de areniscas y lutitas rojizas que yacen en discordancia sobre diversos niveles cretácicos o bien en la parte superior de un depósito de discordancia progresiva en el que está integrada la unidad de conglomerados areniscas y lutitas de Olocau-Bordón, llegando en ocasiones a disponerse en discordancia angular sobre ésta en las zonas de borde. La potencia en estas áreas alcanza 180 m.

En la Hoja de Vinaroz, esta unidad está constituida fundamentalmente por

Esta unidad posee un resalte morfológico importante debido a la compactidad de sus materiales, constituyendo importantes cantiles en el valle del Mijares, coronados por los niveles de calizas travertínicas. Según GAUTIER (1967) puede alcanzar una potencia de unos 100 m. al Oeste de la zona incluida en esta Hoja. Fossiliza un paleo relieve y a veces solo está representada por el tramo carbonatado superior (GAUTIER, 1974).

La carretera nueva de Zuacina a Montanejos permite observar en las cercanías de La Abejuela un corte de esta unidad, que aparece constituido por un tramo inferior conglomerático y un tramo superior con calizas travertínicas abundantes.

Los conglomerados del tramo inferior están constituidos por cantos calcáreos predominantes, de origen diverso, subredondeados, heterométricos, abundando los bloques. Presentan fábrica de soporte de cantos, con matriz arenosa bien seleccionada y colores amarillentos o rojizos. Intercalan esporádicos niveles de lutitas rojas y areniscas bien seleccionados con estratificación cruzada y también niveles travertínicos. Ocasionalmente las areniscas presentan clastos de origen travertínico algal.

Sobre este tramo fundamentalmente detrítico, yace otro constituido por calizas de origen travertínico algal, que intercalan niveles de lutitas más o menos calcáreas gris verdosas o amarillentas. Las calizas están formadas por acumulaciones de restos vegetales (tallos) con incrustaciones travertínico-algales y oncolitos, en niveles que pueden alcanzar varios metros de potencia.

El tramo conglomerático inferior, hacia el SE de Abejuela, pierde el carácter masivo y está constituido por una alternancia de lutitas rojas y niveles de conglomerados y areniscas, apreciándose una disminución del tamaño de los cantos en dicho sentido. En esta zona (Masía del Rebollo), los niveles detríticos finos presentan abundantes modificaciones edáficas e intercalan niveles de travertinos.

Los materiales de esta unidad se depositaron en ambientes de abanico aluvial, cuyas facies más proximales se localizarían en la zona de la Abejuela y que hacia el SE se pasarían a facies más distales, predominantemente lutíticas, en las que de modo episódico se establecerían condiciones lacustres someras con deposición de travertinos. Los niveles superiores de esta unidad evidencian que en un momento dado los sistemas lacustres someros se expandieron por toda el área, instalándose incluso sobre facies proximales de abanico aluvial o sobre niveles mesozoicos.

La edad de esta unidad hasta la fecha queda imprecisa debida la falta de datos paleontológicos. En base a los criterios expresados por GAUTIER (1974) y MOISSENET (1982 a y b) se atribuye esta unidad al Mioceno inferior-medio con reservas.

4.2.1.2. *Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y conglomerados Turoliense-Plioceno (29)*

Aflora extensamente en las cercanías de San Vicente, y posee una expresión morfológica mucho menos acusada que la unidad descrita anteriormente, con

La unidad superior, está constituida principalmente por conglomerados con intercalaciones de lutitas y areniscas rojas en la zona entre Araya y Alcora; hacia el SE pasa lateralmente a tramos predominantemente lutíticos con intercalaciones de niveles de areniscas y conglomerados (zona del Embalse de Sichar y San Juan del Moro).

4.2.1.3. *Brechas, calizas y lutitas de Ribesalbes-Araya (25). Mioceno inferior*

Esta unidad se presenta extensamente entre Ribesalbes y Araya, aunque sus afloramientos son de mala calidad, lo cual impide estudiar a fondo la distribución de facies.

En la zona de Araya, diversas fracturas de dirección aproximada NE-SW limitan sus afloramientos de modo que únicamente afloran con cierta extensión los tramos superiores de la misma.

Un corte efectuado en las cercanías de Ribesalbes (zona de la Rinconada), con dirección aproximada NE-SW permite observar la siguiente sucesión (ANADON, 1983):

- Tramo A Constituido por unos 300 m. como mínimo de conglomerados-brechas de cantes mesozoicos, predominantemente calcáreos, con matriz arcillosa rojiza o carbonatada de color gris amarillento. Los cantes son angulosos, heterométricos y algunos alcanzan gran tamaño (hasta varios m³ de volumen). Intercalan escasos niveles de areniscas y lutitas rojas. Las fábricas de los conglomerados generalmente muestran soporte de cantes, pero esporádicamente existen niveles ricos en matriz. Ocasionalmente se observan cantes más o menos verticalizados.
- Tramo B En contacto transicional muy rápido yace un tramo constituido por unos 100 m., como mínimo, de calizas y dolomías con estratificación fina que intercalan niveles poco potentes de margas, areniscas, y lutitas. Las calizas y dolomías con muy fétidas, generalmente laminadas, y presentan restos de insectos, anfibios, e impresiones de hojas. Intercalan niveles bituminosos (arcillitas laminadas y margocalizas). En este tramo abundan los **slumps** y localmente se han observado olistones de calizas cretácicas.
- Tramo C La base y numerosos niveles de este tramo se presentan cubiertos. Está constituido por unos 90 m. de lutitas, más o menos carbonatadas, de colores amarillentos o grises, en niveles potentes entre los que se intercalan niveles de dolomía, de hasta 10 m. de potencia, y de areniscas con hiladas lutíticas de hasta 1,5 m de potencia. Las dolomías poseen estratificación fina y a menudo laminación. Algunos niveles de areniscas presentan cantes blandos, **loadcast** y ripples de oscilación, así como **flasers** lutíticos. Las lutitas contienen en ocasiones hiladas y vetas de yeso. Hacia el techo se encuentra un nivel de conglomerados y arenisca de hasta 2,5 m constituyendo una secuencia grano y estrato creciente.

RRON (1974). En los dos primeros trabajos se atribuía dicha flora al Oligoceno; en los dos últimos al Aquitaniense. No obstante FERNANDEZ MARRON (com. oral) opina que la edad de la flora estaría comprendida en Mioceno inferior s.l. (Aquitaniense-«Burdigaliense»).

El tramo C, en Araya, ha proporcionado diversos yacimientos de vertebrados (AGUSTI et al. en prensa); además de diversos restos de macromamíferos, entre los que cabe citar **Bunolistriodon**, destacan los siguientes yacimientos de micromamíferos:

- Mas Antolio. **Ligerimys antiquus** y **Pseudodryomys simplicidens**.
- Cantera S del Barranco Campisano, junto a Araya: **Megacricetodon minor primitivus**, **Democricetodon hispanicus**, **Pseudodryomys ibericus**, **Peridyromys murinus**, **Heteroserus cf. rubricati**, **Peratalpa micheli**.

Los yacimientos citados son atribuibles a la zona MN4a de MEIN, correspondiendo a una edad mastológica Orleaniense (Aragoníense inferior), es decir Mioceno inferior-medio? Teniendo en cuenta todos estos datos paleontológicos, se atribuye una Edad Mioceno inferior a medio? al conjunto de tramos que constituyen la unidad de Ribesalbes.

4.2.1.4. *Conglomerados, lutitas areniscas y calizas (26). Mioceno medio.*

Esta unidad aflora al S de la franja triásica de Lucena, desde la zona del vértice de Torremundo hasta las inmediaciones de Onda. Está constituida por conglomerados, areniscas y lutitas rojas o pardoamarillentas que en muchos casos se presentan basculados con buzamientos de hasta 30° hacia el E y el SE, o hacia el NW y NW (al N de Araya, y al E de Onda, por ejemplo).

Mientras que en muchos puntos yace en discordancia sobre diversos niveles mesozoicos, en la zona al S de Araya parece reposar concordantemente sobre los niveles arcillosos amarillentos y grisáceos de la unidad de Ribesalbes-Araya. No obstante, HAHNE (1930) indica una discordancia entre la unidad y niveles atribuibles a la unidad de Ribesalbes al N de Araya.

En la zona de Torremundo, esta unidad, aquí predominantemente conglomerática posee más de 200 m. de potencia. En los demás puntos al espesor observable o preservado es muy variable.

En el área NW de afloramiento, esta unidad está formada predominantemente por conglomerados, localmente masivos, que hacia el SE pasan a sucesiones lutíticas rojizas con intercalaciones de areniscas y conglomerados.

En las zonas proximales los niveles de conglomerados, son de orden métrico y presentan cantos sobredeondeados a subangulosos predominantemente de caliza: son heterométricos y abundan los niveles con bloques. Estos niveles alternan con otros de lutitas rojizas, arenosas, que presentan cantos dispersos e intercalan hiladas y lentejones de conglomerados, a veces con soporte de matriz. Los niveles de conglomerados presentan fábricas que varían desde soporte de canto a soporte de matriz, y a veces están formados por amalgamación de niveles lenticulares más o menos laxos. Estas facies predominantemente conglomeráticas, a tenor de lo expuesto, deben haberse depositado mediante mecanis-

Un corte tipo de esta unidad puede observarse en las cercanías de Cuevas de Vinromá, donde se dispone en discordancia sobre el Cretácico y está constituida por mas de 100 m. de potencia (DUPUY, 1965) de conglomerados con intercalaciones de areniscas, lutitas-margas y algún nivel de lignito (ROYO GOMEZ, 1922) con gasterópodos lacustres, que hoy día no son visibles al estar recubiertos por escombros y cascotes.

Los conglomerados se disponen en niveles de varios metros de potencia, entre los que se intercalan tramos de areniscas conglomeráticas que alternan con niveles delgados de conglomerados, y más raramente intercalan niveles de lutitas rojizas. Algunas tramos conglomeráticos presentan abundantes cicatrices internas y a veces intercalaciones arenosas lenticulares y **channel fill cross bedding**; otros tramos conglomeráticos tienen aspecto masivo y están formados por grandes cantos y bloques subangulosos de caliza, abundando los cantos de cerca de un metro cúbico. Los conglomerados presentan fábricas de soporte de canto, son angulosos o subangulosos y están constituidos por calizas cretácicas.

En esta zona, las facies conglomeráticas, que generalmente forman tramos masivos potentes, hacia el techo de la unidad pasan a una sucesión de lutitas ocre-amarillentas o grisácesas con cantos dispersos que alternan con niveles poco potentes de conglomerados y areniscas (orden de 0,5 m.). En este tramo se observan desde fábricas de cantos flotando en lutitas a fábricas de soporte de canto.

En la zona al W y SW de La Cenia, se contempla una sucesión de lutitas, areniscas y conglomerados que han sido integrados en esta unidad y cuya potencia se puede calcular en unos 300 m. El mejor corte se puede observar a lo largo del Barranco de Ullastre, al W del río Cenia. La base de la sucesión no es visible, y los tramos inferiores están constituidos por lutitas rojas muy carbonatadas, con abundantes cantos dispersos, que intercalan niveles lenticulares de escasa extensión lateral de hasta 1 m. de potencia de conglomerados. Estos poseen fábricas de soporte de canto, tamaño guijarro, son de caliza y angulosos. Los tramos superiores están constituidos predominantemente por conglomerados que intercalan niveles de lutitas rojas muy carbonatadas abundantes y a veces éstos aparecen verticalizados. Los conglomerados se presentan en tramos de varios metros de potencia, con cicatrices internas abundantes o en niveles de escaso espesor alternando con lutitas. Las fábricas de los conglomerados oscilan desde soporte de canto a cantos flotando entre lutitas rojas. Los cantos son heterométricos, mal seleccionados de calizas mesozoicas, angulosos y su tamaño varía entre guijarros y bloques, siendo éstos localmente abundantes.

Las características sedimentológicas de los materiales de esta unidad indican su depósito en diversos subambientes de abanico aluvial. La secuencia observada en el Barranco del Ullastre indicaría una progradación de las facies proximales sobre facies distales, teniendo dicho abanico unas características «áridas» (presencia de costras calcáreas y caliches nódulosos, abundancia de niveles de **debris** y **mud flows**, etc.). En la zona de Cuevas de Vinromá, la secuencia, en cierto modo es inversa, ya que sobre facies proximales de abanico aluvial se instalan facies más distales y finalmente yacen lutitas, margas y calizas de la unidad suprayacente, evidenciando posiblemente un retroceso de los abanicos quizá producidos por mecanismos de **back-faulting**.

marijan los abanicos, o a un mecanismo de **back faulting** que provocaría que sobre las facies proximales de un abanico se instalen las facies intermedias distales de otro.

El contenido fosilífero de esta unidad se reduce hasta la fecha a gasterópodos, carofitas y ostrácodos. En base a los primeros ROYO (1922) le asignó una edad Pontiense. DUPUY (1963, 1965) les asignó la misma edad. CANEROT (1974) cita la presencia en la fosa de Alcalá de Chivert de **Tectochara meriani stipitata** y **Chara** sp. que según GRAMBAST indicarían una edad probablemente Miocena. Muestras procedentes de niveles margocalizos a unos 2 km. al E de Cuevas de Vinromá, en la carretera que conduce a Alcalá de Chivert, han proporcionado **Nitellopsis** sp. (n.sp.) y **Stephanochara** cf. **ungeri** (*). Esta última especie posee un rango de dispersión desde el Stampiense hasta el Tortonense (exclusive). Por otra parte, MOISSENET (comunicación personal) señala la presencia en niveles similares de **Chara notata**, que indicaría una edad Oligoceno terminal-Mioceno inferior. Lo expuesto anteriormente inclina a pensar en una edad Miocena inferior para estos depósitos, y excluir la edad Mioceno superior («Pontiense») atribuida por diversos autores precedentes.

(*) Clasificación M. FEIST, Universidad de Montpellier.

5. CUATERNARIO

El Cuaternario de la Hoja de Vinaroz está constituido fundamentalmente por tres tipos de depósitos de origen bien diferenciado: los depósitos continentales que son los que ocupan una mayor amplitud y son más numerosos, abarcando gran parte de la llanura litoral. El segundo tipo corresponde a los de origen marino, muy escasos y relegados a la línea de costa. Y por último, los de carácter mixto, de los cuales el Delta del Ebro es el ejemplo más representativo.

5.1. DEPOSITOS MARINOS

5.1.1. Playas y cordón litoral de cantos (55)

Los depósitos correspondientes a este medio no son muy extensos, quedando reducidos a estrechas franjas, que con carácter discontinuo, bordean la costa, adquiriendo mayor desarrollo en las zonas de Vinaroz - Peñíscola, Torreblanca y Benicasim.

Están constituidas fundamentalmente por arenas cuarcíticas, con numerosos fragmentos de conchas. En ocasiones la playa queda coronada por un cordón de dunas fijadas localmente por vegetación baja, y que a menudo sirve de cierre a numerosas albuferas.

El Cordón litoral de cantos situado en la zona de Torreblanca y Peñíscola, forma una banda estrecha y alargada, paralela a la costa y de perfil convexo, con una altura comprendida entre 0,5 y 2 m., y que según la bibliografía de zonas próximas, correspondería con el máximo de la transgresión flandriense.

y heterométricos con una matriz arenó-arcillosa que localmente presentan cuerpos canalizados con un alto grado de cementación, así como arcillas y limos de inundación:

5.2.4. Conos de deyección (39)

Se sitúan al pie de todos los relieves mesozoicos, próximos a la costa (Sierra de Montsia, Sierra de Hirta, Sierra de Oropesa) y también en todo el sistema de fosas de Maestrazgo (Fosa de Adzaneta, Cati, Cuevas de Vinromá, etc.), adquiriendo en cualquier caso una gran extensión y desarrollo.

5.2.5. Conos de deyección coalescentes (37)

Al igual que los anteriores, se sitúan al pie de los relieves importantes, pero en este caso son más frecuentes en las pequeñas cuencas interiores.

Este tipo de conos son de menor extensión y desarrollo y su carácter singular reside en su disposición apretada y solapada que hace a veces confundirlos con un simple depósito coluvionario.

Litológicamente están constituidos por arcillas rojas con niveles conglomeráticos de caliza y dolomía fundamentalmente.

5.2.6. Abanicos aluviales (35)

Los de mayor desarrollo se localizan al NE de la Hoja, en la zona de San Rafael del Río, continuando más al N. a lo largo de la Cuenca del Ebro. Existe otros, de extensión más reducida, en las zonas de Torreblanca y Oropesa que se extienden hasta las proximidades de la línea de costa.

Morfológicamente presentan la típica forma triangular con perfil longitudinal cóncavo y transversal convexo.

Litológicamente están constituidos por numerosos cantos de carácter fluvial envueltos en una matriz arcillo-arenosa roja. El tamaño de los cantos y su abundancia disminuye hacia las zonas más distales.

Su génesis se debe a una gran carga de materiales detriticos producto de grandes precipitaciones en zonas de cabecera, que al llegar a áreas más abiertas y de menor pendiente al material y lo depositan por pérdida de energía.

5.2.7. Manto de arroyada (36)

Se sitúa al NE. de la Hoja, ocupando una gran extensión. Litológicamente está constituido por abundantes cantos de caliza y fragmentos de costra envueltos en una matriz arcillosa roja. Los cantos proceden en parte de los relieves mesozoicos y en parte en los abanicos aluviales más antiguos, situados al pie de dichos relieves.

En el fondo es muy plano y en los bordes procedentes de los relieves adyacentes, se desarrollan pequeños conos de deyección y algunos coluviones.

Hay que señalar, aunque no sean representables cartográficamente, la presencia de numerosas dolinas en todos los macizos calcáreos próximos al poldje, de las cuales, la mayor parte de ellas contienen en su fondo el típico relleno arcilloso de descalcificación.

5.2.12. **Turbera (49)**

En la Hoja de Vinaroz aparece una turbera de grandes dimensiones, situada al sur de la localidad de Torreblanca. Esta turbera, estudiada por numerosos autores (COLOM, 1959; MENENDEZ AMOR y FLORSCHUTZ, 1961; MADURGA, 1973), ha sido últimamente objeto de investigación (COLLADO y ROBLES, 1983), aportando nuevos datos sobre su ecología, asociaciones de moluscos y relación con el sustrato.

Se trata de una formación litoral, separada del mar por un cordón de cantes y en la que el agua marina puede entrar actualmente en momentos de gran oleaje.

Su potencia máxima es de 4,5 m. presentando dos tipos de materiales muy distintos: unas calizas y margas algo copropélicas y una turba margosa.

El estudio de la fauna (COLLADO y ROBLES, 1983), indica que la totalidad de las especies son bentónicas y que viven preferentemente sobre fondos de cieno y/o sobre plantas, también que el espesor del manto de agua debería ser muy pequeño y que su carácter es fundamentalmente palustre. La edad de estos materiales, obtenida mediante estudios de análisis polínicos (MENENDEZ AMOR y FLORSCHUTZ, 1961), es Holocena y concretamente perteneciente a los períodos Atlántico y Subatlántico.

5.2.13. **Aluvial-coluvial (45)**

Se denominan así a todos aquellos depósitos de carácter mixto, en los que es difícil separar los materiales puramente fluviales transportados por el río y aquellos otros aportes laterales procedentes de las laderas. Presentan por tanto, las características típicas de los depósitos fluviales, pero con algunos niveles de cantes más angulosos que indican un menor transporte y una menor elaboración.

Aunque se distribuyen de forma dispersa, son más frecuentes en la parte Sur de la Hoja.

5.2.14. **Glacis de cobertura (33)**

Se presentan ampliamente desarrollados en la zona de San Mateo, Cuevas de Vinromá y Benlloch.

Constituyen una superficie topográfica suavemente inclinada de perfil transversal plano y longitudinal ligeramente cóncavo, que se sitúa en la ladera oriental de la sierra de Engarcerán y de Morral del Buitre, habiéndose observado, al

- 3: *Lutitas y limos fluviomarinos* = correspondiente al prodelta.
- 4: *Arenas y gravas fluviomarnas y holomarinias*
- 5: *Depósitos palustres*
- 6: *Arenas y lutitas fluviales*

El autor (MALDONADO, 1972, 1975 a, b) agrupa además, todas estas facies en tres tipos principales de secuencias:

1. Secuencias transgresivas: son la base del Delta
2. Secuencias de aumento de tamaño de grano, fluviomarnas y holomarinias. Son generalmente resultado de la progradación deltática.
3. Secuencias de disminución de tamaño de grano, que se desarrollan en los procesos de colmatación.

5.3.3.1. *Llanura deltática (40)*

Esta llanura deltática, según MALDONADO 1972, 1975, ha sido construida por sedimentos pertenecientes a cuatro ambientes principales:

- 1.º Fluvial, que comprende los «levees» naturales, canales del río, canales abandonados y distributarios abandonados.
- 2.º Palustre, que comprende los ambientes lagunal, marismas, llanuras de arenas y canales de corriente.
- 3.º Fluviomarino, que incluye playas, barras y flechas.

5.3.3.2. *Canales fluviales abandonados (46)*

Esta denominación se refiere a aquellos antiguos cauces del río abandonados, a favor de otros, de recorrido más corto hacia el mar.

Estos canales se colmatan, principalmente por lutitas, depósitos eólicos y una vegetación densa de tipo marismal. La secuencia de los sedimentos es grano decreciente, con niveles alternantes de arcilla y materiales turbosos a techo.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son las laminaciones cruzadas, ripples, laminaciones paralelas y activadas orgánicas.

5.3.3.3. *Marismas colmatadas (52)*

Este tipo de marismas constituye el estadio más avanzado en la evolución de los sedimentos palustres.

«El tipo más frecuente de marismas aquí desarrolladas, son aquellas de agua dulce a salobre. Están formadas por un entramado vegetal y en algunos puntos aparece a techo un suelo de costras calcáreas, cementado arenas» (MALDONADO, 1975).

Los sedimentos son similares a los de los ambientes lacustres y el contenido biológico lo constituyen fundamentalmente, restos de plantas, gasterópodos continentales, ostrácodos y escasos foraminíferos.

6. TECTONICA

6.1. INTRODUCCION

El conjunto de la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costera Catalana constituye, de hecho, una sola unidad, por su similitud tanto durante la sedimentación mesozoica como durante las deformaciones alpinas. Su estructura actual es el resultado de la superposición de procesos compresivos fundamentalmente de edad paleógena y, posteriormente, distensivos —de edad neógena— (Richter y Teichert, 1933; Ashauer y Teichert, 1935; Llopis LLADO, 1947; Fontbote, 1954; Julivert, 1954; Canerot, 1974 y Anadon *et al.* 1979-81).

En él se distinguen tres direcciones estructurales claramente delimitadas en el espacio (Fig. 6). En la Cordillera Costera Catalana domina la dirección NE-SW, mientras que en la Cordillera Ibérica es la dirección NW-SE la más notoria: ambas están ligadas a grandes fallas de zócalo de igual orientación, claramente visibles cuando ésta aflora, las cuales han actuado, durante la deformación compresiva, con movimientos siniestro a siniestro-inverso e inversodextro respectivamente. En la Zona de Enlace entre ambas (hojas 1:200.000 de Tarragona, Tortosa, Vinaroz, Daroca y Teruel), domina la dirección E-W en la cobertura plegada, a partir de la cual se puede deducir su existencia en el zócalo, que no aflora.

Estas tres direcciones de accidentes de zócalo han tenido una gran importancia en la distribución paleogeográfica del Mesozoico (ESTEBAN y ROBLES, 1976; MARZO, 1980; ANADON *et al.*, 1979-81, SALAS, 1983 y Memoria general de este proyecto) siendo, por tanto, accidentes anteriores a la deformación alpina, durante la cual determinaron la estructura tanto del zócalo hercíniano como de la cobertura mesozoica suprayacente, la cual se independizó parcialmente del

Entre El Forcall y La Sénia las estructuras tienen una orientación aproximada E-W, y corresponde a un segmento de la parte meridional del haz de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós. En este sector del haz dominan los pliegues, siendo poco importante el desarrollo de fallas inversas o cabalgamientos paralelamente a ellos, que se reducen a algunas fallas inversas muy inclinadas cuya vergencia tanto es hacia el Norte como hacia el Sur. Dichas fallas presentan, entre Torre Miró y L'Herbeset, un aspecto anastomótico en planta, donde los diversos segmentos tienen vergencias opuestas.

Entre Fortanete, El Forcall y Vilafranca, los pliegues tienen una dirección dominante NW-SE, que localmente puede llegar a ser N-S. Corresponden a la continuación de las estructuras de dirección ibérica al Sur del frente septentrional de la Zona de Enlace.

El estilo de los pliegues es predominantemente «en cofre», con los flancos y la bóveda rectos y separados por inflexiones (charnelas) de muy pequeño radio de curvatura, lo que les confiere un aspecto de grandes **kink-bands** conjugados. Esta geometría la presentan principalmente cuando los pliegues afectan a materiales con estratificación bien clara y distinta —sobre todo en el Malm superior y el Cretácico inferior; mientras que en materiales con estratificación más masiva —Jurásico— los pliegues tienden a una geometría concéntrica. La transición entre ambas es progresiva, tanto vertical como lateralmente con la amortiguación de los pliegues.

6.2.2. Área subtabular Central (CANEROT, 1974).

En ella dominan los materiales del Cretácico inferior con una estructura determinada por fallas de orientaciones predominantemente NE-SW y E-W. La estratificación se mantiene subhorizontal.

Dichas fallas han actuado como fallas de rumbo durante la compresión —período en el que probablemente se formaron la mayoría— antes de hacerlo como normales durante la distensión.

El tránsito hacia las áreas septentrionales y occidentales plegadas se realiza por atenuación progresiva de los pliegues en el primer caso, y más bruscamente en el segundo. El tránsito hacia las fosas costeras es por aumento de la importancia de las fallas NE-SW que las delimitan.

6.2.3. Área de horsts y fosas del Baix Ebre y el Bajo Maestrazgo

Constituyen la continuación meridional de las fosas de la Cadena Costera Catalana. Está formada por un conjunto de horsts de materiales mesozoicos y fosas llenas de materiales neógenos y cuaternarios. Estas estructuras están limitadas por grandes fallas normales de orientación general NNE-SSW.

Los bloques limitados entre las fallas están a menudo basculados. A escala métrica y decamétrica se observa que la relación angular entre la estratificación y las capas es constante, independientemente de su inclinación; esto supondría que las fallas también han sufrido un basculamiento simultáneamente con la estratificación. A gran escala parece haber también fenómenos de este tipo, por

En ningún lugar se detectan estructuras importantes que hagan pensar en fenómenos de diapirismo ni en extrusiones. La mayoría de la superficie que ocupan los afloramientos triásicos corresponde a la alternancia de materiales calcáreo-dolomíticos y margosos del Muschelkalk, dentro de los cuales no se observa ningún nivel de despegue importante. En diversos lugares —p. ej. entre Toga y Argelita— puede observarse la continuidad estratigráfica desde el Buntsandstein al Keuper. El contacto de los materiales triásicos con los jurásico-cretácicos del nivel superior es muy tendido y siempre los segundos reposan sobre los primeros.

La estructura del nivel formado por los materiales jurásico-cretácicos se caracteriza por la presencia de dos familias principales de fallas (NW-SE a E-W y NE-SW) de escala hectométrica a kilométrica, cuyo juego ha sido fundamentalmente normal (v. apartado siguiente); como consecuencia se produce una disposición en horsts y grabens, bien alargados o bien en forma de «dados», debido a la intersección entre las dos familias de fallas. Algunas de estas fallas tienen una clara geometría lístrica, es decir, toman en profundidad una disposición progresivamente menos inclinada.

El contacto entre los dos niveles es, como se ha dicho, subhorizontal, y se observa en varios casos como las fallas normales de geometría lístrica del nivel superior se unen a él asintóticamente. Dicho contacto es claramente substractivo, ya que pone en contacto con los materiales triásicos —a veces directamente sobre el Muschelkalk— diferentes términos de la serie jurásico-cretácica. A menudo existen desapariciones muy bruscas de grosorres importantes de la serie jurásico-cretácica; así, en los alrededores de Argelita se observa como en distancias muy pequeñas, los materiales triásicos pasan de soportar a un grosor importante de materiales jurásicos a estar en contacto con depósitos del Aptiense. Si disposiciones de este tipo tuvieran un origen exclusivamente tectónico habría que suponer para muchas de las fallas del nivel jurásico, cretácico, saltos de orden muy elevado —kilométrico en algunos casos—, lo que supondría una extensión horizontal en el nivel superior mucho mayor que lo que la geometría de la mayoría de sus fallas permite suponer; sin embargo, ésta se reduce grandemente de existir una discordancia de los materiales del Cretácico inferior en facies Weald, que puede reposar sobre diferentes términos del Jurásico o, incluso, sobre el Triásico, tal como ha sido observado por MICHEL (1974).

Así pues, a modo de resumen, puede decirse que la estructura de este área es producto fundamentalmente de un proceso distensivo, sin la intervención del diapirismo.

6.3. ANALISIS MICROESTRUCTURAL

6.3.1. Estudios anteriores

A partir del estudio de las microfallas, estilolitos y grietas de tensión, pueden identificarse las siguientes direcciones de compresión en el conjunto Cordillera Ibérica-Cordillera Costera Catalana;

en la cual $0 \leq B \leq 1$. Valores de R próximos a la unidad indican σ_1 y σ_2 de magnitudes próximas, mientras que valores próximos a cero indican magnitudes próximas de σ_2 y σ_3 .

En cuanto a la nomenclatura de los regímenes tectónicos, se utiliza la propuesta por ARMijo et al. (1982): régimen compresivo, con σ_3 vertical; régimen de **décrochement**, con σ_2 vertical y régimen distensivo, con σ_1 vertical.

En la estación 1 (Fig. 7), realizada en los alrededores de Santa Magdalena de Polpís, se observan dos familias de grietas de tensión y estilolitos que indican unas direcciones de acortamiento N 80 E y N 23 W. La primera es claramente anterior a la segunda.

La estación 2 (Fig. 8) situada al SE de Alcalá de Chivert, muestra cómo se ha producido el paso de la compresión a la distensión. Las seis soluciones obtenidas pueden agruparse en tres estadios diferentes:

- 1) En el primero - soluciones **a** y **b**, diagrama D - corresponde a unos campos de esfuerzos con σ_1 subhorizontal, orientado aproximadamente NE-

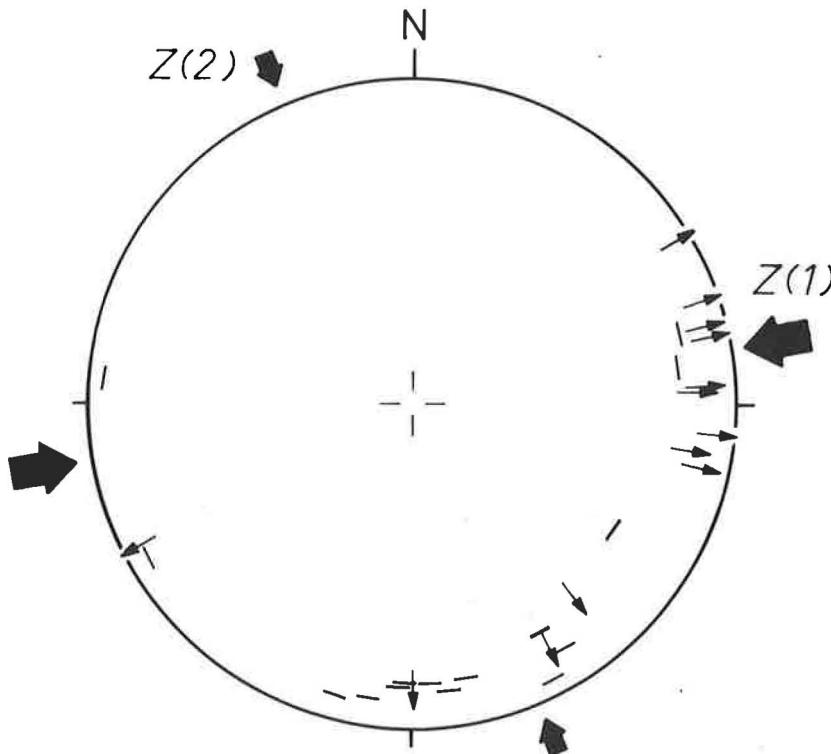


Fig. 7

SW, y de magnitud marcadamente diferente de σ_2 —valores de R distantes de la unidad. La solución **a** indica un régimen de tránsito entre compresivo y de **décrochement**, mientras que el régimen de la solución **b** es claramente de **décrochement**.

- 2) en el segundo estadio —soluciones **c** y **d**, diagrama E —los valores de R en las dos soluciones son muy cercanos a la unidad, lo que implica σ_1 y σ_2 de magnitudes similares. Así pues, corresponde a un régimen de tránsito entre **décrochement** y distensivo.
- 3) El tercer estadio representa ya un régimen claramente distensivo, con valores de R muy bajos, que indican una proximidad en la magnitud relativa de σ_2 y σ_3 .

Sobre diversas fallas (ejemplo en el diagrama C) se observan varias orientaciones de estrías de igual momento que van de subhorizontales a subverticales, siendo las de **pitch** más elevado sistemáticamente posteriores a las de **pitch** más bajo. Dentro de cada una de estas fallas las estrías más horizontales pertenecen a las soluciones **a** o **b**, las intermedias a las soluciones **c** o **d** y las subverticales a las soluciones **e** o **f**. Así mismo cabe remarcar que los campos de esfuerzos obtenidos en los tres estadios son homoaxiales.

Todo este conjunto de observaciones y resultados obtenidos se interpretan como el producto de un proceso de tránsito progresivo desde un régimen de **décrochement** con σ_1 subhorizontal y orientado NE-SW y σ_3 también subhorizontal, a otro régimen claramente distensivo, gracias a la disminución progresiva del valor de σ_1 respecto a σ_2 hasta igualarse e intercambiar sus posiciones, pasando a estar σ_1 subvertical y σ_2 subhorizontal y orientado NE-S. Durante este proceso σ_3 permanecería subhorizontal y orientado NW-SE.

Las estaciones 3 (Fig. 9) y 4 (Fig. 10), realizadas en los alrededores de Llucena en materiales del Muschelkalk y del Cretácico inferior respectivamente, muestran evoluciones similares a las descritas hasta ahora. En la estación 3 se obtiene un estadio en régimen de **décrochement** con orientado NE-SW y otro estadio distensivo posterior con σ_1 orientado NE-SSW. En la estación 4 se obtiene una sucesión más completa: primero un estadio de compresión con σ_3 orientado NW-SE, en segundo lugar otro estadio con orientación NE-SW y, finalmente, un estadio distensivo con σ_1 con una orientación NW-S σ_2 dominante. Las relaciones temporales entre los dos primeros estadios con σ_1 subhorizontal pueden establecerse con seguridad, debido a la superposición de movimientos opuestos sobre las mismas fallas de rumbo (Fig. 10-A y B).

En resumen, se observan una serie de direcciones de compresión similares a la propuesta por SIMON GOMEZ (1982), aunque a menudo no pueden establecerse sus relaciones temporales y sus correspondencias con seguridad. El paso gradual de la compresión a la distensión a partir de una dirección de compresión NE-SW indica que ésta fue la última en producirse. Finalmente, las estaciones 3 y 4 indican que en el área sur de esta hoja, tanto los materiales del nivel triásico como los jurásico-cretácicos, registran direcciones de compresión similares a las otras áreas, y que la distensión que ocasionó el importante desarrollo de las fallas normales es posterior a la compresión y, por tanto, sincrónica de la formación de las fosas costeras.

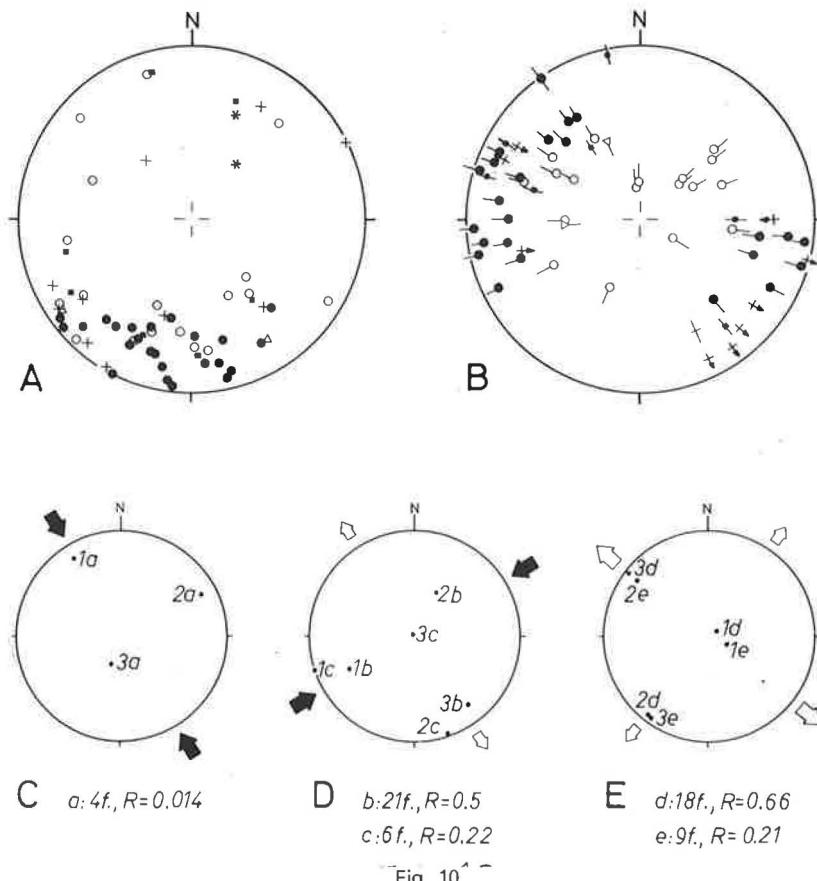


Fig. 10

En la Cordillera Ibérica, resta más indeterminado el inicio de la compresión. Puede decirse que en el Stampiense medio ya se habían desarrollado macroestructuras de orientación NW-SE (Yacimiento de Montalbán: CRUSAFONT, 1967), situándose otro periodo en su desarrollo entre el Oligoceno más superior y el Mioceno basal (ADROVER et al., 1983).

El desarrollo de las estructuras E-W de la zona de Enlace se sitúa en el Oligoceno superior, tal y como se desprende de los datos paleontológicos aportados por CABRERA (1983) y ADROVER et al., (1983) posteriormente, por tanto, a la primera etapa de desarrollo de las estructuras NW-SE de la Cordillera Ibérica —y con anterioridad al final del Oligoceno.

Así pues, hay una sincronía, al menos parcial, en el desarrollo de las tres direcciones estructurales, cosa que también viene indicada por la presencia de vir-

gaciones en el haz frontal de la zona de Enlace (hoja 1:200.00 de Tortosa), que indica un sincronismo en el desarrollo de las estructuras E-W y el movimiento siniestro de las fallas de zócalo NE-SW de la Cordillera Costera Catalana.

Esto, unido al hecho que las grandes fallas de zócalo NE-SW y NW-SE de la Cordillera Costera Catalana y de la Cordillera Ibérica tienen, respectivamente, componentes horizontales siniestros y dextros —más importantes en las primeras— coincide con una interpretación del juego de estas macroestructuras como producto de una compresión de dirección aproximadamente N-S, que haría jugar estas dos direcciones de fallas de la manera señalada (11a) desarrollándose los pliegues de la cobertura paralelamente a ellas; las interferencias —intersecciones— que se producirían entre las dos direcciones de fallas durante su movimiento, dificultarían su actuación a partir de un cierto momento que puede situarse con posterioridad al Stampiense medio, lo que facilitaría el desarrollo del haz de estructuras E-W de la Zona de Enlace (11b). Todo este proceso tendría lugar —posiblemente— desde el Eoceno superior hasta el Oligoceno superior.

Una tal evolución explica, en el proceso único a escala de placa, la formación y evolución de las tres direcciones de macroestructuras y, por tanto, de las microestructuras con ellas relacionadas. La existencia generalizada en la Cordillera Ibérica de microestructuras que indica una dirección de compresión NW-SE anterior al desarrollo de las estructuras dominantes, supone una fase compresiva de dicha dirección, cuya edad sería posiblemente del Eoceno inferior-medio (GUIMERA, 1983). Así mismo, el hecho, como se ha visto en el análisis microestructural, de un paso comprensivo de la compresión a la distensión a partir de una dirección de compresión NE-SW, indica que ésta fue la última dirección que tuvo la compresión, y podría explicar el segundo período de desarrollo de las estructuras NW-SE de la Cordillera Ibérica, con lo cual su edad se situaría entre el Oligoceno terminal y el Mioceno basal.

6.4.2. Distensión

Los datos disponibles en cuanto al inicio de la dispersión, la sitúan en el Mioceno inferior en la fosa de L'Alcora, y durante el Aquitaniense en la fosa de Alcàde Tarragona (Hojas: 1:200.000 de Hospitalet de Llobregat y de Tarragona) (CABRERA, 1981 e IGME in litt), se localizan dos períodos de mayor actividad en el desarrollo de las fosas durante el Burdigaliense inferior y el Burdigaliense superior-Langhiense; durante este último periodo tuvo lugar en dichas fosas el emplazamiento de masas de olistolitos de material mesozoico (ESTEBAN y SANTANACH, 1974 y BAYO, 1977).

Como se ha visto, las observaciones microestructurales indican —en las fosas meridionales— un paso progresivo de la compresión a la distensión —que ya ha sido observada por SIMON GOMEZ (1982)—, lo que está de acuerdo con la proximidad temporal entre el fin de la compresión y el inicio de la distensión deducida a partir de los materiales terciarios y su relación con la tectónica.

Dicho paso progresivo parece haberse producido por un cambio progresivo de las relaciones de magnitud entre los ejes σ_1 inicialmente horizontal y orienta-

últimos materiales; tal es el caso del abanico del Riu de Les Coves, en el que las capas superiores fosilizan pequeñas fallas que afectan todavía a una unidad fanglomerática basal; también en Los Rosildos (borde E de la Rambla de la Viuda) el edificio de un pequeño abanico pleistoceno, deformado en sus capas inferiores, describe una discordancia progresiva que refleja la atenuación de las deformaciones.

De todas las consideraciones anteriores se desprende que la actividad neotectónica en el Maestrazgo se concreta en dos etapas principales que pueden localizarse temporalmente con cierta precisión:

- a) Una fase de abombamiento y fracturación al comienzo del Plioceno superior, que interrumpe la elaboración de la penillanura fundamental y genera las grandes morfoestructuras actuales; puede correlacionarse con la **fase Ibermanchega** de AGUIRRE et al. (1976).
- b) Una etapa de reactivación de algunos accidentes del Maestrazgo oriental, probablemente acaecida al comienzo del Pleistoceno, que conforma la estructura definitiva de las áreas litorales y prelitorales: **etapa de fracturación del Maestrazgo** (SIMON GOMEZ, 1982).

7. HISTORIA GEOLOGICA

En el sector del Maestrazgo incluido en esta Hoja, con posterioridad a la fase principal del plegamiento hercínico y hasta un momento indeterminado del Pérmico (?) o del Triás inferior, no existe ningún tipo de registro sedimentario. Durante este dilatado periodo de tiempo tiene lugar un intenso arrasamiento del relieve y una alteración climática responsable de la rubefacción del zócalo paleozoico, aflorante sólo en el Desierto de las Palmas (Hoja 616 Villafamés).

Los materiales clásicamente atribuidos a la facies Buntsandstein pueden subdividirse en dos ciclos deposicionales: uno inferior, constituido por las areniscas y lutitas del Desierto de las Palmas (depósitos de corrientes efímeras de alta energía) y otro superior integrado por las Areniscas de Villafamés (fluvioeólicas) y el Complejo superior (depósitos de **mud-flats** supralitorales). La existencia de ambos ciclos podría relacionarse: con una reactivación de los relieves del área fuente que se tradujera en un incremento de la relación carga por tracción—carga en suspensión en el ciclo superior y/o con un ligero cambio climático (incremento de la aridez hacia techo).

SOPEÑA et al (1977, pag. 18) citan la existencia de Pérmico en el Desierto de las Palmas, basándose en una comunicación oral de R. SOLER. Resultaría sugestivo atribuir una edad Pérmica al ciclo inferior y Triásica al superior, en cuyo caso, en la región considerada, las series pérmicas y triásicas se sucederían en aparente continuidad sedimentaria. Esta posibilidad merece ser comprobada mediante estudios palinológicos posteriores.

Durante el Anisiense-Ladiniense, los depósitos continentales de la facies Buntsandstein son recubiertos transgresivamente por los depósitos marinos someros del Muschelkalk. Según MARTIN et al. (1974) en el seno de estos depósitos se localiza una intercalación roja, detrítica y evaporítica (Muschelkalk medio) que

La base del Valanginiense terminal pp.? —Hateriviense marca el acontecimiento más importante del Cretácico inferior. Excepto para la parte central de la cuenca del Maestrazgo, los materiales subyacentes del Malm y del Valanginiense quedaron expuestos, más intensamente hacia los márgenes. Se puede apreciar una cierta actividad tectónica distensiva (movimientos neociméricos) que activarían el mecanismo de los dispositivos lístricos, SALAS (1983). Así tenemos la formación de extensas áreas de suelos lateríticos en la zona dels Ports de Beseit, COMBES (1969), la formación de discordancias angulares entre los materiales de este ciclo y los del Malm en varias localidades, CANEROT (1974) y un importante biselamiento de los depósitos subyacentes del Malm terminal y del Valanginiense en el sector del Barranc de El Empriu-Tossal de Orenga, junto a la Rambla Carbonera, producido por la acción del accidente Montalbán-Oropesa, SALAS (1983) relacionado con el alto del Maestrazgo Meridional de CANEROT (1974).

La transgresión del Valanginiense terminal-Hauteriviense queda restringida únicamente a la parte central de la cuenca del Maestrazgo. Mientras en el resto de las áreas sus depósitos no están representados o lo están tan sólo por facies de agua dulce-salobre. Desde este momento hasta el Albense medo, el ciclo del Cretácico inferior es claramente expansivo sobre los márgenes de la cuenca. Este fenómeno se traduce por un dispositivo de **onlap** generalizado de los materiales sucesivamente más jóvenes sobre el basamento del Malm erosionado. Este hecho no es más que la respuesta a la elevación del mar paulatina, amplia y global que tuvo lugar durante el ciclo sedimentario del Cretácico inferior, VAIL et al (1977). El mar invadió desde el Atlántico la zona de Soria y desde el Tehtys ocupó el sector de las cuencas que se extiende desde Valencia a Salou-Garraf, CANEROT (1979).

Durante todo este tiempo, y a pesar de la elevación global del nivel del mar de Cretácico inferior, habría una serie de caídas menores de dicho nivel relativo. Estos descensos relativos internos provocarían las rupturas o discontinuidades sedimentarias que separarían a los subciclos sedimentarios del gran ciclo del Cretácico inferior. Cada uno de estos ciclos sedimentarios menores se registra en las diversas unidades estratigráficas de secuencias deposicionales que han sido estudiadas y descritos en el apartado de Estratigrafía.

Con el inicio de la sedimentación detrítica (Albense s.l.), el área abarcada en la Hoja de Vinaroz forma parte de la extensa cuenca del Maestrazgo. En síntesis, la evolución sedimentaria de la cuenca sería la siguiente:

Se desarrollaría en primer lugar un sistema deltaico con influencia mareal (Formaciones Escucha y Traiguera), que, en líneas generales, da lugar a una secuencia deposicional de tendencia progradante de NW a SE. En el ámbito de la Hoja se hallan representados los ambientes medios y distales del sistema.

Tras una discontinuidad sedimentaria con erosión, que marca el inicio de la secuencia del Cretácico superior, este modelo evoluciona a un complejo expansivo de deltas-estuario (Formación Utrillas), a grandes rasgos orientado de WNW a ESE. Los ambientes presentes en el ámbito a estudiar son, esencialmente, intermedios (estuario marino).

La disposición de los aparatos deposicionales y los grandes cambios de facies vienen condicionados por sistemas de fracturas transversales, de orientación general NW-SE y NE-SW.

mo en bloques levantados situados entre las mismas. En esta zona, la falta de registro y afloramiento de materiales neógenos superiores datados lo que impide precisar las diversas etapas de reactivación, aunque lo cierto es que el sistema de depresiones fosas, parece hallarse sobreimpuesto a otro sistema anterior de semigrabens miocenos (SIMON 1982). Teniendo en cuenta datos regionales, la fase de formación de estas depresiones-fosas más recientes podría ser Plioceno superior.

En la zona de Ribesalbes, tras la fase inicial de formación de fosa con importantes depósitos de brechas de talud y abanicos la sedimentación prosigue durante el Mioceno inferior en un ambiente lacustre profundo, con deposición de dolomías bituminosas que evoluciona a lacustre somero con importantes episodios olistostrómicos. Una vez finalizada la sedimentación lacustre se depositan conglomerados, areniscas, lunitas rojas en ambiente de abanico aluvial que poseen un carácter expansivo respecto a los lacustres iniciales. Los materiales detriticos superiores aparecen a su vez basculados y fracturados en muchos puntos.

Una vez constituida la penillanura fundamental en el Plioceno (SOLE SABARIS, 1978), comienza a finales de este periodo, una fase de abombamiento y fracturación (SIMON GOMEZ 1972), que esboza ya las principales fosas del Maestrazgo y que es equivalente a la fase Iberomanchega de AGUIRRE et al. 1977. A partir de este momento, tiene lugar la sedimentación de las primeras generaciones de glacis y piedemontes.

Posteriormente y a comienzos del Pleistoceno, se produce una etapa de reactivación, **«etapa de fracturación del Maestrazgo»** (SIMON GOMEZ 1972), que es la responsable de la configuración final de las principales fosas interiores y de las áreas litorales.

A lo largo de todo el Pleistoceno, tiene lugar el relleno de estas fosas, con formación de abanicos aluviales, conos de deyección, glacis, y coluviones, así como, el encajamiento de la red fluvial, que deja sus correspondientes depósitos de terrazas. Por otro lado en la llanura litoral se sedimentan una serie de depósitos continentales, en su mayor parte de carácter fluvial.

Por último, la sedimentación deltaica del río Ebro constituye el rasgo más interesante del Holoceno, siendo debida al ascenso eustático del nivel del mar producto del final de la última glaciación.

8. BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R., FEIST, M., GINSBURG, L., et al. (1983). — Les formations continentales paléogenes de la Sierra Palomera (Prov. de Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie tertiaire de Chaines Ibériques Orientales.
- ADROVER, R., FEIST, M., HUGUENEY, M., et al. 1982). — Lage et la mise en relief de la formation détritique culminante de la Sierra Pelada (Province de Teruel, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. II, 295: 231-236.
- AGUILAR, M. J., RAMIREZ DEL POZO, J.; RIBA, O (171). — Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretáceo inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Est. Geol.* t. 27, pp. 497-512.
- AGUIRRE, E., M. DIAZ MOLINA Y A PEREZ GONZALEZ (1976). — «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española». *Trab. Neógeno. Cuaternario*, 5: 7-29.
- AGUSTI; J.; ANADON, P., MEIN, P. MOISSENET, E. (en prensa). Deux nouveaux gisements de mammifères du Miocene inférieur-moyen de la partie méridionale de la Chaine Ibérique.
- ALMELA, A. (1956). — «El Maestrazgo y la Cordillera Litoral Catalana». *Memor. I.G.M.E.*, t. 57, pp. 129-160. Madrid.
- ALVAREZ RAMIS, C.; FERNANDEZ MARRON, M.T. (1974). — Comparaison des paleoclimats du Tertiaire de Sarreal et Ribesalbes (Espagne) par l'étude des types biologiques foliaires. *Acta 99 Congr. Bat. Soc. Sav., Besancon, Sciences*, fasc. II: 367-372.
- ALVARO, M. (1975). — Estololitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Siguenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos* 31, 241-247.
- ALVARO, M., CAPOTE R. y VEGAS, R. (1981). — Un modelo de evolución tectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica* 14: 172-177.

- CANEROT, J. (1969).—La question de l'Utrillas dans le domaine Ibérique. *C.R.S. Soc. Geol. France*, Fasc. 1, pp. 11-12.
- CANEROT, J. (1970).—Stratigraphie et paléogeographie du Crétacé inférieur de la région d'Oliete (prov. Teruel, Espagne). *C.R.S. Soc. Geol. France*, Fasc. 4, pp. 119-120.
- CANEROT, J. (1974).—Recherches géologiques aux confins des Chaines Ibérique et Catalane (Espagne). *These Sc. Toulouse. ENADIMSA*, 517 pp.
- CANEROT, J. (1979).—Les algues et leur environnement dans le Malm et le Crétacé inférieur des Chaines Ibérique et Catalane (Espagne). *Bull. Cent. Rech. Explor-Prod-Elf-Aquitaine*, vol 3, n.º 2 pp 505-518.
- CANEROT, J. (1979-81).—Les Ibériques; Essai de synthèse structurale. *Acta Geol. Hispan.*, 14: 167-171.
- CANEROT J. (1981).—Le couloir de décrochement ibéro-catalan (Espagne): recherche d'un mécanisme tectonique. *Archives Sc. Genève*, 34: (3): 417-422.
- CANEROT, J. y CADILLAC, H. (1977).—Sur les relations structurales entre les Chaines Ibériques et Catalane (Espagne). *Vème Réunion Francaise de Sciences de la Terre*, Rennes.
- CANEROT, J. y CUGNY, P. (1980).—La plateforme hauterivienne des Ibériques sud-orientales (Espagne) et ses environnements bio-sédimentaires. *Symp. S 04. 2.1. XXVIème Congr. Géo. Intern. Paris. Cret. Research.*
- CANEROT, J. y GAUTIER, F. (1966).—Sur le Crétacé inférieur du massif de la Peñagolosa et ses relations avec le Trias de Villahermosa del Rio (Prov. de Castellón, Espagne). *C.R.S. Géol. Fr.* pp. 393-395.
- CANEROT, J. et SOUQUET, P. (1972).—Le facies «Utrillas». Distinción du Wealdien et place dans la phase d'épandages terrigènes albocénomaniens. *C.R.S. Acad. Sc. Paris*, t, 275, Série D, pp. 527-530.
- CANEROT, J. (1980). Excursion 1980 du Groupe Français de Crétacé (collaborations diverses). II-Livret quide d'excursion. 152 p.
- CANEROT, J.; CUGNY, P.; PARDO, G.; SALAS, R. y VILLENA, J. (1982).—Ibérica Central-Maestrazgo. in: *El Cretácico de España. Univ. Complutense de Madrid*, pp. 273-344.
- CANEROT, J.; LEYVA, F.; MARTIN, L et al. (1973).—Mapa Géol. España, E 1:50.000, hoja 546, Uldecona, 2ª serie, 1ª Ed. /GME, Serv. Publ. Min. Ind.
- CAPOTE, R. (1982).—In Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio Nororiental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica *Temas Geológico-Mineros*, 5: 290 p. *Instituto Geológico y Minero de España*.
- CERVERA, A.; PARDO, G. y VILLENA, J. (1976).—Algunas precones litoestratigráficas sobre la formación lignitos de Escucha. *Tecniterrae*, n.º 14, pp. 1-9.
- COLOM, G. (1959).—«Holas micropaleontológicas y ecológicas sobre algunas formaciones continentales españolas». *Est. Geol.* n.º 15. pp. 93-106.
- COLOMBO, F. (1980).—Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides, *Tesis doct. Universidad de Barcelona*.
- COLLADO, M.A. y ROBLES, F. (1983).—«Estudio de las asociaciones de Moluscos de la turbera holocena de Torreblanca (Castellón)». *Mediterr. (serv. geol.)* n.º 1, pp. 105-142.
- COMBES, P.J. (1969).—Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). *These Sc., Montpellier*, 342 pp.

- llarluengo 3^a serie. *IGME. Serv. Publ. Min. Ind.* hoja: Villarluengo (543).
- GAUTIER, F., MOUTERDE, R. (1964).—Lacunes et irregularités des dépôts à la limite du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen de la bordure nord des Caines Ibériques (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris.* groupe 9, 258, p. 2064-3067.
- GINER, J. (1978).—Origen y significado de las brechas del Lias de la Mesa de Prades (Tarragona). *Est. Geol.* vol. 34 p. 529-539.
- GINER, J. (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. Universidad de Barcelona* 316 pp.
- GOMEZ FERNANDEZ, J.J. y BABIN VICH, R.B. (1973).—Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticinal de Sot (Cord. Ibérica, Prov. Valencia). *Estudios Geológicos*, 29: 381-388.
- GOMEZ FERNANDEZ, J.J. (1979).—El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. tesis Doct. *Seminarios de Estratigrafía*. Serie monografía n.º 4. Univ. Complutense de Madrid.
- GOY, J.L.; VEGAS, R. y ZAZO, C. (1974).—Mapa Geológico de España a E:1:50.000 Hoja n.º 641 Castellón de la Plana. 2.^a Serie *IGME Serv. Publ. Min. Ind.*
- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1979).—*Un modelo de Mapa Geomorfológico en la Plana (Castellón). Mapa Geomorfológico de aportes. Act. IV Reunión G.E.T.C.*, :Bañolas, pp. 116-121.
- GUIMERA, J. (1982).—Estudi estructural de las zonas de fractura de Garraf i de Vallcarca (Massís de Garraf). *Arxius de la Secció de Siències*, 64, Institut d'Estudis Catalans, 96 pp.
- GUIMERA, J. (1983).—Evoluton de la déformation alpine dans le NE de la Chaine Ibérique et dans la Chaine cotière Catalane. *C.R. Acad. Sc. Paris*, ser. II, pp. 505-508, 1 plancha.
- GUIMERA, J. y SANTANACH, P.F. (1978).—Sobre la comprensión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas. *Acta Geológica Hispánica*, 13, 34-42.
- HAHNE, C. (1930).—Investigaciones estratigráficas y tectónicas de las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona. Traducción de San Miguel de la Cámara, Madrid 1943. *Publ. Alem. Geol. de España*, n.º 2 pp. 51-97.
- HAHNE, C. (1930).—La cadena Celtibérica al Este de la línea de Cuenca. Teruel-Alfambra. *Public. Alem. Geol. España* t. 2 pp. 7-70. CSIC. (traducción de San Miguel de la Cámara, Madrid, 1943).
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. y CINCUNEGUI, h. (1928).—Cuenca de esquistos bituminosos de Ribesalbes (Castellón). *Bol. IGME* t. 46, VI (3^a ser.): 1-142.
- IGME (1982).—Formación Arenas de Utrillas, En: Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el teclo noroccidental de la Rama castellana de la Cordillera Ibérica. Dir. Geol. Técn. Bas. *IGME*. Madrid, pp. 181-199.
- JULIVERT, M. (1954).—Observaciones sobre la tectónica de la depresión de Cañatayud. *Arrahona* Publicaciones del Museo de Sabadell), 17 pp.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M^a; RIBEIRO, A. CONDE, N. (1972-74).—Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (1972). Escala 1:1.000.000. Memoria Explicativa (1974): 1-113. *Inst. Geol. Min. España*.

- lógico de España. E.1: 50.000, Hoja n.º 544, Forcall, 2^a Serie, 1^a Ed. *IGME. Serv. Publ. Min. Ind.*
- OBIS, J.A. et al (1973).—Mapa Geológico de España a E 1:50.000 Hoja n.º 616 Villafames. 2^a serie. *IGME. Serv. Publ. Min. Ind.*
- ORTI CABO, F. y PUEYO MUR, J.J. (1983).—Origen marino de la sal triásica del domo de Pinoso (Alicante, España). *Acta Geol. Hisp.* vol 18 (en prensa).
- PARDO, G. (1979).—Estudio estratigráfico y sedimentológico del Cretácico inferior terminal en el Bajo Aragón turolense. Tesis doct. *Univ. Zaragoza*.
- PARDO, G. y VILLENA, J. (1979a).—Características sedimentológicas y paleogeográficas de la Formación Escucha. *Cuad. Geol. Ibérica*, v. 5, pp. 407-418.
- PARDO, G. y VILLENA, J. (1979b).—Estudio sedimentológico de las arenas de Utrillas en las cuencas de Utrillas y Estercuel (provincia de pyrenéen). *Act. V. Congr. Intern. Est. Piren. Jaca* 1966 TI, SI, p. 117-127.
- RIBA, O. y RIOS, J.M. (1960-62).—Observations sur la structure du secteur sud-Quest de la Chaîne Ibérique (Espagne). Livre à la memoire de P. Fallot. *Soc. Geol. Fr.* t. 1, pp. 275-290.
- RIBA, O.; VILLENA, J. y MALDONADO, A. (1971).—Mapa geológico de España. Escala 1: 200.000, hoja n.º 40 (Daroca). *Instituto Geológico y Minero de España*, 53 pp. Richter, G. y Teichert, R. 1933. Die Entwicklung des Keltiberischen Ketten. *Abhandlungen der Gesellschaft Wissenschaften zu Göttingen, Math-Phys.* 3F., 7, 120 pp.
- RICHTER, G. TEICHMULLER, R. (1933).—Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. *Abh. Gess. Wiss. Göttingen, Math. Phys.* K1, III heft 7, s 118.
- RIOS, J.M. y ALMELA, A. ((1951).—Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la Cuenca del Ebro.—*I.G.M.E., Libro Jubilar*, t. 2, pp. 245-380. Madrid.
- ROBLES OROZCO, S. (1974).—Estudio geológico del Mesozoico del bloque del Cardo y sectores adyacentes. *Tesis. Univ. Autónoma de Barcelona, Bataillera*. 436 pp.
- ROBLES OROZCO, S. (1975).—Síntesis de la evolución estratigráfica y tectónica de los materiales secundarios del bloque del Cardo y sectores adyacentes (provincia de Tarragona). *Acta Geol. Hisp.*, t. X, n.º 2 pp. 59-66.
- ROBLES OROZCO, S. (1982).—Catalánides. in El Cretácico de España., *Univ. Compl. de Madrid*, pp. 199-272.
- ROSELL, J. (1966).—Nota sobre la estratigrafía del Jurásico Cretácico del extremo meridional de los Catalánides (Beceite-La Cenia). *Estudios Geol.* Vol. XXII, p. 171-179.
- ROSELL, L. (1978).—Petrología y sedimentología de los tidalites del Portlandia de Garraf. *Tesis de Licenciatura. Dep. Petrol y Geoquímica. Univ. Barcelona*, 119 pp.
- ROYO GOMEZ, J. (1922).—El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. *Publ. Junta Ampl. Est. Inv. Cient.*, n.º 30, ser paleont. n.º 5, 230 p.
- SAEFTEL, H. 91961).—Paleogeografía del Albense en las cadenas Celtibéricas de España. *Not y Com. I.G.M.E.* n.º 63, pp. 163-193.
- SALAS, R. (1983).—*Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la zona de enlace Catalánides-Ibérica. Comunicaciones X Cong. Nac. Sedimentología. Menorca*, pp. 3.34-3.38.
- SANTAFE, J.V.; CASANOVAS, M.L.; SANZ, J.L. y CALZADA; S. (1982).—



**INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003-MADRID**