



IGME

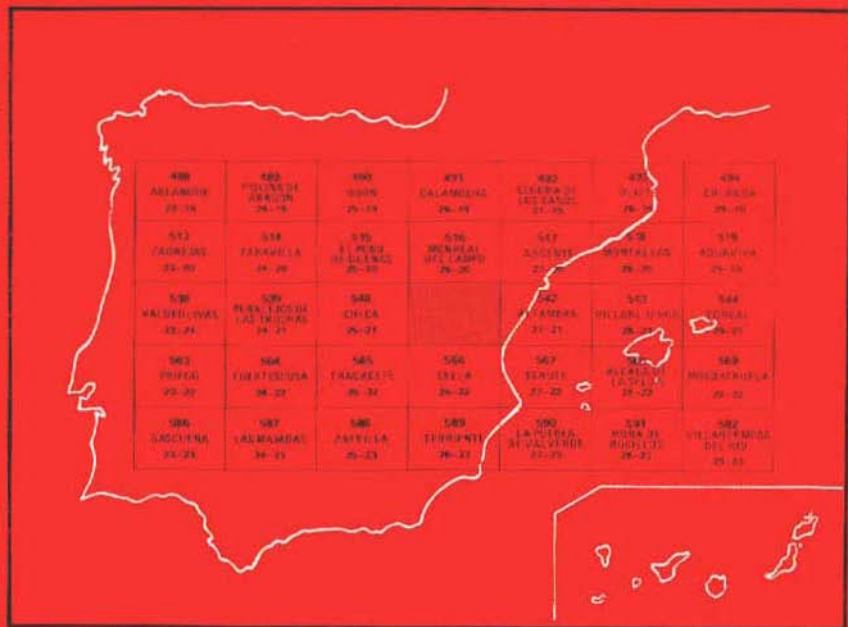
541
26 · 21

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SANTA EULALIA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

**SANTA
EULALIA**

Segunda serie - Primera edición

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

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A. dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía y secciones estratigráficas de Paleozoico y Mesozoico: José I. Ramírez (C.G.S.).

Cartografía y secciones de Terciario: A. Olivé (C.G.S.).

Cartografía Terciario: E. Moissenet (Univ. París).

Sedimentología de detríticos: E. Aragonés (C.G.S.).

Micropaleontología: J. Ramírez (C.G.S.).

Micropaleontología: M.C. Leal (C.G.S.).

Petrografía y Sedimentología de Laboratorio: M.J. Aguilar (C.G.S.).

Micromamíferos: R. Adrover (Univ. Lyon).

Sedimentología de carbonatos: J. Giner (Univ. Barcelona).

Macropaleontología del Paleozoico: J.C. Gutiérrez (Univ. de Madrid).

Macropaleontología del Jurásico: A. Goy (Univ. de Madrid) y M.J. Comas (Univ. de Madrid).

Laboratorios: C.G.S. y Estratigrafía de Madrid.

Coordinación y dirección por C.G.S.: J.M. Portero.

Dirección y Supervisión: V. Gabaldón (I.G.M.E.).

La presente memoria ha sido redactada por J.I. Ramírez, A. Olivé y E. Moissenet con la colaboración de M. Gutiérrez, M.J. Aguilar, J. Ramírez, E. Aragonés y J. Giner.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

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

Depósito Legal: M. 28.742 - 1983

I.S.B.N.: 84-7474-215-3

Imprime Gráficas Topacio, S.A. - Príncipe de Vergara 210 - Madrid-2

INTRODUCCION

La hoja de Santa Eulalia se haya situada en la mitad Norte de la Cordillera Ibérica, y forma parte de la provincia de Teruel.

El relieve es poco accidentado, con cotas que van desde los 1.000 m, del amplio valle del Jiloca hasta los 1.603 del Cerro de San Ginés.

El borde oriental de la hoja lo ocupa la Sierra Palomera, con fuertes escarpes hacia el valle del Jiloca, y en la esquina Noroeste la terminación Sur de la Sierra Menera, ambas alineaciones montañosas presentando direcciones Noroeste-Sureste, correspondientes a directrices Ibéricas.

El resto de la hoja lo constituyen relieves alomados, cortados en ocasiones por profundos barrancos, y la extensa paramera de Pozondón, tallada sobre calizas del Dogger.

La red fluvial es poco importante. Está formada por cursos intermitentes o estacionales, generalmente profundamente encajados, que desaguan en el único curso fluvial de importancia de la zona, el Río Jiloca, que atraviesa la hoja de Sur a Norte. Por tanto, toda la hoja es tributaria de la Cuenca del Ebro.

La densidad de población del área es muy baja, concentrándose los

núcleos¹ más importantes (Santa Eulalia, Villarquemado) en el Valle del Jiloca, y estando casi despoblado el resto.

El principal recurso de la zona es la agricultura, siendo asimismo el valle del Jiloca donde se centran las mayores y mejores explotaciones. La ganadería, fundamentalmente ovina, tiene una importancia más marginal.

Desde el punto de vista geológico, la región estudiada se sitúa en el Sistema Ibérico, el cual está limitado por las Cuencas Terciarias del Tajo (al Suroeste), Duero (al Noroeste) y Ebro (al Noreste) y está constituido fundamentalmente por una amplia gama de materiales que van desde el Precámbrico más superior hasta el Paleógeno continental deformados según una dirección general NO-SE (directriz Ibérica) con vergencias al SO en la parte occidental y hacia el NE en la oriental de la Cordillera. También se observan estructuras de dirección NE-SO (directriz Guadarrama) y NNE-SSO. Se conservan numerosas cuencas internas rellenas por sedimentos continentales del Neógeno en disposición subhorizontal o suavemente deformados y basculados, entre las que destacan las de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra orientadas según la directriz Ibérica y la NNE-SSO. Dichas cuencas marcan el límite entre las Ramas Aragonesa y Castellana del Sistema Ibérico. La hoja de Santa Eulalia forma parte de ambas ramas.

La evolución tectónica y sedimentaria de la Cordillera, a partir del Pérmico y hasta el Cretácico, se ajusta al modelo propuesto por ALVARO et al. (1978) constituyendo un Aulacógeno posteriormente comprimido y deformado durante las fases Alpinas (CAPOTE et al. 1982).

Morfológicamente, la hoja de Santa Eulalia está dominada por la presencia de una extensa superficie de erosión de carácter probablemente policíclico, generada en varias etapas del Plioceno medio-superior y que tradicionalmente venía siendo considerada "Finipontiense". Esta superficie se encuentra desnivelada y fracturada, formando el flanco SO de la Fosa del Jiloca, mientras que se conserva como *horst* el macizo paleozoico de Sierra Menera. La Fosa del Jiloca se encuentra rellena por un sistema de glaciares que a su vez es socavado por la red fluvial actual.

Aparte de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, se han utilizado técnicas de nueva aplicación en la metodología del MAGNA, siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto. El estudio estratigráfico se ha completado con un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en series terrígenas como carbonatadas. Las dataciones del Terciario continental se apoyan en el estudio de microvertebrados fósiles obtenidos mediante el lavado y tamizado de grandes masas de sedimentos. Se ha elaborado también un mapa geomorfológico, de características generales, a

escala 1:50.000 del que se incluye en la presente memoria una reducción a escala aproximada 1:100.000.

1 ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Santa Eulalia afloran materiales que pertenecen al Ordovícico inferior, medio y superior, Triásico, Jurásico, Eoceno superior, Oligoceno, Mioceno, Plioceno y Cuaternario (figs. 1, 2 y 3).

1.1 ORDOVICICO

Sobre el Ordovícico de la zona destacan los trabajos de LOTZE (1929), RIBA (1959), TRURNIT (1967), HARTLEB (1969), VILLENA (1971, 1980) y la hoja geológica MAGNA núm. 25-21 (CHECA), elaborada por INTECSA.

1.1.1 Fm. Cuarcita Armoricana. (1). Arenigiense

Aflora exclusivamente en el cuadrante noroeste de la hoja, en la terminación S del Macizo de Sierra Menera. Forma relieves importantes suavemente modelados, por encontrarse sus vertientes muy regularizadas, con recubrimientos de derrubios y coluviones. Los afloramientos son muy parciales.

Sólo están representados los términos superiores de la formación, que han sido estudiados unos 3 Km al Norte del borde de hoja, en la carretera de Villar del Salz a Ródenas, en la vecina hoja de Monreal del Campo.

Se reconocen en la sección los 90 m del techo de la unidad formada por cuarcitas en bancos de 0,40 m a 1 m, con intercalaciones de niveles de escasos centímetros de potencia de areniscas cuarcíticas, y en menor proporción limolitas. Normalmente son ortocuarzitas de colores blanquecinos y marrón rojizos, con granos subredondeados de tamaño arena fina a media, muy bien clasificados, sin apenas matriz y cemento bien desarrollado de cuarzo en crecimientos secundarios, con bordes interpenetrados por presión-solución. Los minerales accesorios son circón, turmalina y rutilo.

Suelen presentar estratificación cruzada de gran escala de tipo tabular (ocasionalmente en surco), y morfología de barras. En algunos bancos

se encuentran cantos subredondeados de cuarcita dispersos en la matriz arenosa. En los niveles de granulometría menor a veces se observan laminaciones paralelas y *ripples* con arcillas de decantación en los surcos (*flaser*). Los niveles superiores tienen un aspecto lajeado con estructura interna de *ripples*, siendo nula o poco importante la bioturbación.

Las cuarcitas se han interpretado como barras litorales probablemente submareales.

Contienen pistas atribuibles a *Scolithus* y, en zonas próximas, a *Cruziana*, y se datan como Arenigiense por encontrarse regionalmente yacimientos de Graptolites y/o Trilobites, por encima y por debajo de la formación que datan el Llanvirniense y Tremadociense respectivamente.

1.1.2 Fm. Grauwackas de la Venta. Arenicas y pizarras negras (2) Ordovícico medio (Llanvirniense-Llandeiloense)

Afloran en la esquina NO de la hoja, al Norte de Ródenas, y al Oeste de Almohaja. La exposición de esta unidad es pésima, estando generalmente cubierta por derrubios. El único corte de la formación, aunque bastante incompleto, lo forma la Rambla de Almohaja al Oeste del pueblo.

Equivale a la parte inferior de la "alternancia inferior" de la Rama Aragonesa del Sistema Ibérico, y a las "Pizarras del Llandeilo" de TRURNIT y HARTLEB (op. cit.). VILLENA (1971), denominó a la unidad "Fm. Grauwackas de la Venta".

Se trata de un conjunto detrítico constituido por una alternancia de pizarras limolítico-arenosas, micáceas, de tonos pardos y verdes y areniscas (grauwackas) verdosas, normalmente en capas decimétricas, entre las que se intercalan bancos de cuarcitas. Destaca la presencia de dos niveles de oolitos ferruginosos.

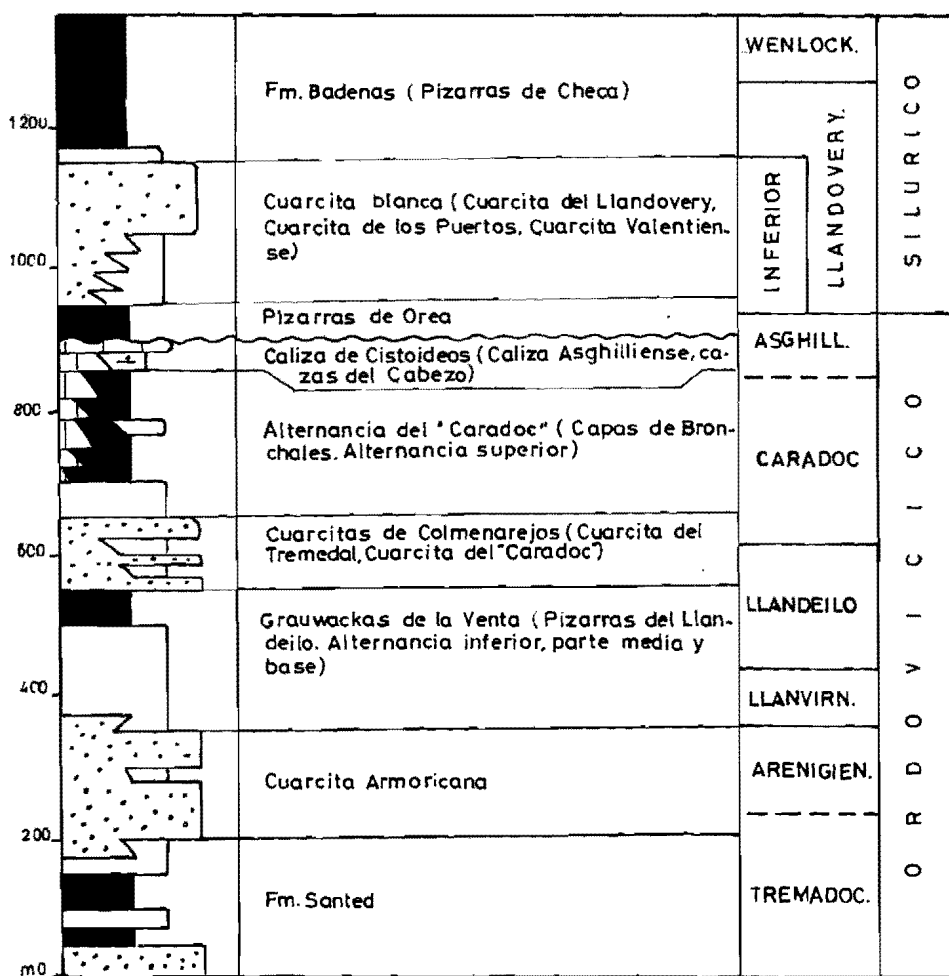
VILLENA (1980), da la siguiente sucesión para el área SO de Sierra Menera. De muro a techo:

- Tramo inferior: 55-60 m. Comienza por unas pizarras azul intenso, y rápidamente se pasa a pizarras detríticas y micrograuwacas pardas, de color verduzco. Hacia techo culmina con unos niveles más arenosos. HARTLEB señala a 22 m del muro dos niveles de oolitos ferruginosos.

- Tramo medio: 20-25 m de pizarras negras siltosas con nódulos.


- Tramo superior: 75-90 m. Comienza con cuarcitas y areniscas de 7 a 10 m de espesor, y continúa por una sucesión de pizarras y grauwacas de características litológicas similares a las del tramo inferior.

Por tanto la potencia de la unidad oscila alrededor de los 180 m. Se trata de una facies heterolítica con predominio de los finos, lentejones de arena y niveles de areniscas.




LEYENDA

 Calizas y dolomías

 Alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas

 Margas

 Cuarcitas dominantes

 Pizarras dominantes

Fig. 1.— Columna estratigráfica sintética del Ordovícico-Silúrico.

Son limolíticas formadas por cuarzo (60%), feldespatos muy alterados, entre los que se reconocen en algunas muestras plagioclasas (10%) y en otras feld. K. (10%), biotitas cloritizadas y ferruginizadas, y una matriz irregular de clorita parda, ferruginosa, con óxidos de hierro dispersos, o movilizados concentrándose en microbandas con micas. En muestras con menos del 25-30% de matriz, se producen contactos interpenetrados de presión-solución entre los granos de cuarzo. Como minerales accesorios se observan circón, turmalina, rutilo y opacos.

Los niveles arenosos se presentan normalmente extraordinariamente bioturbados, y ocasionalmente con estratificación cruzada tabular y *ripples* de oleaje a techo de las capas. En los niveles de alternancia pizarra-arenisca aparecen estratificaciones *linsen* y *flaser*.

Estos materiales se depositaron en una llanura de mareas y probablemente representan el *mud-flat* de un ambiente intermareal. Los niveles con oolitos ferruginosos representan importantes interrupciones en la sedimentación. Algunos niveles de cuarcitas potentes pueden ser asimilados a barras submareales.

En esta hoja no se ha encontrado fauna, pero estos niveles son fácilmente correlacionables con los regionales de *Didymograptus*, en la base, y *Neseuretus* (NES) *tristani* (BROGN) en el techo, por lo que su edad corresponde al Llanvirniense-Llandeiloense inferior. El límite entre ambos pisos debe situarse unos 20 m por encima del segundo nivel oolítico.

1.1.3 Cuarcitas de Colmenarejos (3). Llandeiloense-Caradoc

Esta unidad litoestratigráfica aflora en una banda que va desde Peracense hasta la Cabeza de la Fuente, al S de Almohaja, así como al N de Ródenas en el Cerro de la Solana. Dan origen a las "crestas" y "líneas de capa dura" en los mapas geomorfológicos, así como a relieves más alomados.

Esta unidad es equivalente a las "Cuarcitas del Caradoc" de los geólogos alemanes y a las Cuarcitas del Tremedal de la hoja de Tragacete (25-22) y fue definida en el Macizo de Sierra Menera por VILLENA (1971).

Está constituida por una potente serie de cuarcitas de colores claros recrystalizadas, estratificadas en capas poco continuas de 0,5 a 1,2 m de espesor. El espesor que poseen es, según VILLENA (1980), de 70-140 m.

Son areniscas ortocuarcíticas formadas por granos de cuarzo con tendencia subredondeada, (70-75%) y cemento silíceo en crecimientos secundarios. Circón, turmalina, rutilo y opacos como accesorios. Textura con microestratificación paralela. Alguna muestra presenta reliquias de matriz pelicular clorítico-ferruginosa.

Las capas tienen morfología lenticular y suelen presentar estratificación cruzada debida a *megaripples*, frecuente bioturbación y trazas verticales de *Scolithus*.

Se depositaron en una plataforma somera, y representan barras litorales en sentido amplio.

Los niveles con fauna situados inmediatamente encima y por debajo de la serie cuarcítica indican una edad Caradociense medio-superior y Llandeiliense inferior, respectivamente, por lo que el límite Llandeiloense-Caradociense debe situarse hacia el techo de esta formación. La edad sería, pues, Llandeiloense-Caradociense inferior.

1.1.4 Calizas del Cabezo. Calizas, Dolomías y óxidos de hierro (4). Caradociense-Ashgillense

Aflora al Oeste de Almohaja, preservadas de la erosión por las cuarcitas Armoricana y de Colmenarejos que cabalgan a esta unidad. Se encuentran muy cubiertas bajo derrubios de ladera, aunque existen pequeñas canteras y calicatas que se abrieron para extraer el mineral de hierro en ellas contenido.

Esta unidad fue definida por VILLENA (1971).

Dada la mala calidad de afloramiento, en el área ocupada por esta hoja no se ha podido reconstruir la serie. Se encuentran fundamentalmente óxidos, hidróxidos y carbonatos de hierro englobando gruesos cristales de dolomías y calcita. Al Norte de la hoja, VILLENA (1980), describe 120-130 m, de calizas dolomíticas y dolomías masivas, de tonos pardos en superficie, blancos a beige en corte, con zonas de siderita.

En la hoja de Santa Eulalia no se ha observado la existencia de la unidad alternante de pizarras y arenicas y/o cuarcitas, que en otros puntos de la Cordillera Ibérica se sitúa por debajo de los niveles calizos (Caliza con Cistoideos) y por encima de las Cuarcitas (de Colmenarejos, Noguera, etc.). Esto puede ser debido a que se encuentre muy reducida de espesor y recubierta o bien a que las Calizas de Cabezo sean equivalentes laterales, no sólo de la Caliza con Cistoideos sino también de la alternancia superior del Caradoc, a la que aludíamos al principio.

Respecto a la génesis de la mineralización que en el Sur de Sierra Menera ha sustituido casi totalmente las calizas y dolomías, FERNANDEZ-NIETO et al. (1981) proponen que se origina por procesos kársticos subsuperficiales a partir de la disolución de masas de carbonatos mixtos de hierro y magnesio.

Los materiales carbonatados originales deben representar episodios de construcción arrecifal dentro de una plataforma somera.

Las "Calizas del Cabezo" contienen fragmentos de Briozoos, Braquiópodos y Equinodermos, pero la dolomitización los hace indeterminables. Sin embargo, su aspecto análogo al de sus homólogos en la Rama Aragonesa indican una edad Ashgillense medio superior, para sus términos superiores. Aunque en la Sierra Menera existe cierta confusión respecto a la base de esta unidad, se debe incluir el límite Caradociense-Ashgillense unos metros por encima de su base, con lo que las "Calizas del Cabezo" poseerían una edad Caradociense medio-Ashgillense superior.

1.2 TRIASICO

Sobre el Triásico de la zona destacan los trabajos de RIBA (1959), HINKELBEIN (1969), VILLENA (1971) y RAMOS (1979). También son numerosos los trabajos de índole petrográfica, aparecidos en la década de los 70, sobre el Muschelkalk y Keuper. Desde el punto de vista estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico destaca el trabajo de CAPOTE et al. 1982.

1.2.1 Conglomerados, areniscas y limolitas (5) Conglomerados y areniscas (6) Areniscas y limolitas (7) Limolitas, arenicas y conglomerados (8). Facies Buntsandstein

La facies Buntsandstein aflora en el Cerro de San Cristóbal aunque de forma muy incompleta debido a la regularización de vertientes, así como en pequeñas manchas al E de Singra, en el Alto del Campillo y en las cercanías de Peracense, donde se hayan recubiertos por depósitos pliocuaternarios.

La mala calidad de exposición ha impedido su diferenciación cartográfica en unidades de menor entidad, por lo que estos afloramientos los agrupamos en la unidad (5), indiferenciada.

El principal afloramiento de Buntsandstein bordea el Paleozoico del Cerro de San Ginés y Alto de la Carnicería en la esquina NO de la hoja, y constituye los frentes de *Cuestas* y *Chevrons* complejos.

Ha sido estudiado en la columna de la Rambla de Almohaja 1, que tiene como yacente la cuarcita Armoricana y como techo las dolomías de facies Muschelkalk.

— Conglomerados y areniscas (6)

Esta unidad cartográfica equivale a los "Conglomerados de la Hoz del Gallo" de RAMOS (1979).

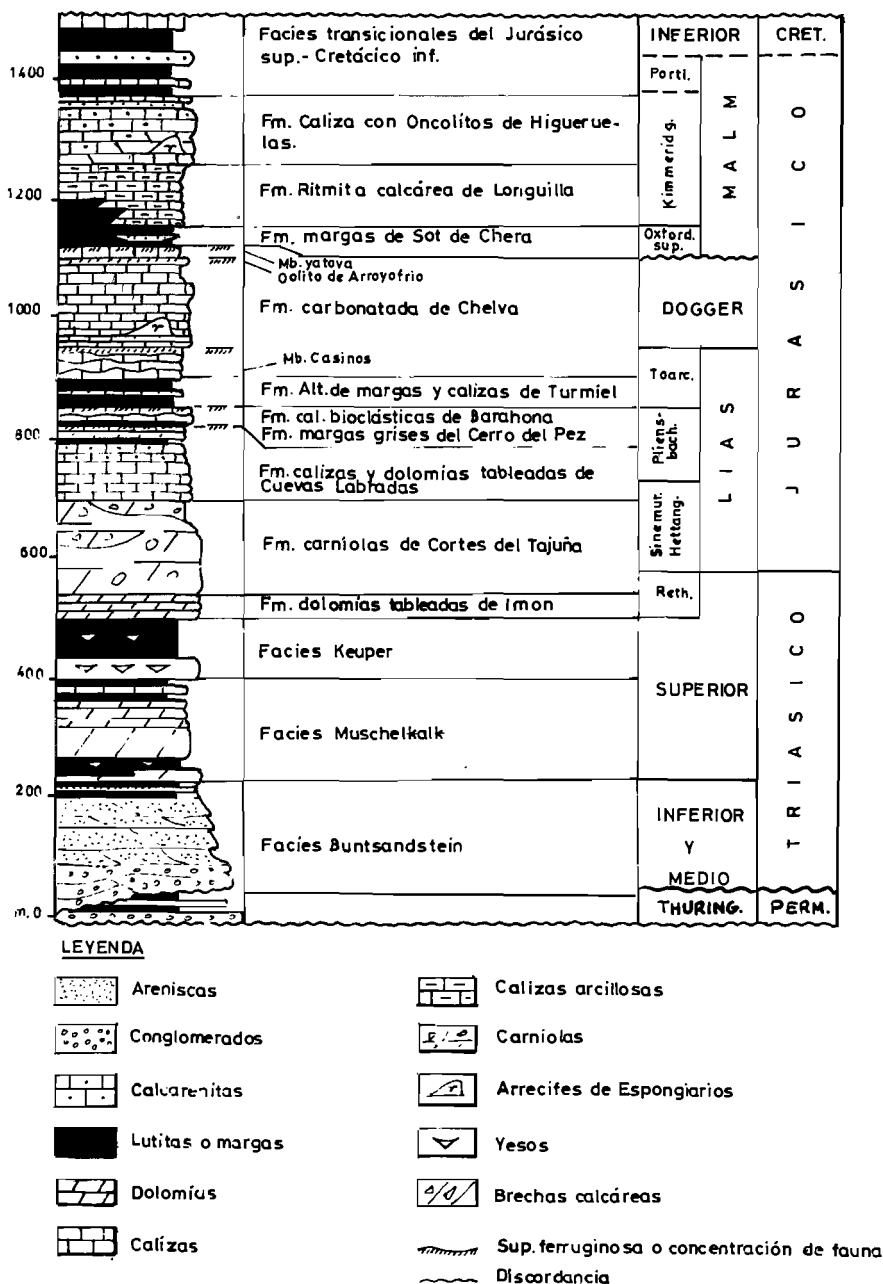


Fig. 2.— Columna estratigráfica sintética del Triásico, Jurásico y tránsito Jurásico-Cretácico de la Sierra de Albarracín.

Se han medido 88 m de pudingas de cantos de cuarcita que presentan huellas de presión-disolución y escasa matriz, alternando con areniscas con cantos dispersos.

Las arenicas son litarenitas de grano medio subanguloso a subredondeado con cuarzo (55%) y reliquias de feldespatos, fragmentos de rocas volcánicas y pizarras en avanzado grado de "matrización" en los términos inferiores. Como accesorios hay circón, turmalina y rutilo.

Forman secuencias granodecrecientes conglomerado-arenicas, con base erosiva, estratificación cruzada (*sets* de gravas que llegan a tener hasta 8 m de potencia) y de tipo surco en los niveles arenosos, que suelen ser discontinuos. El espesor de las secuencias varía entre 3 y 10 m. Las paleocorrientes presentan sentidos preferentes de N 120 E y sobre todo N 220 E, con escasa dispersión de las medidas.

Corresponden a depósitos fluviales de tipo *braided*, coalescentes en relación con facies proximales y medias de abanicos aluviales. Los conglomerados representan depósitos de barras longitudinales y las areniscas el relleno de los canales.

— Areniscas y limolitas (7)

De esta unidad se han medido 114 m de areniscas rojas, micáceas, con cantos de cuarcitas dispersos o en niveles. Presentan escasas intercalaciones limosas. Son litarenitas de grano medio a grueso, subanguloso a subredondeado con cuarzo en una proporción media del 50%. Hay fragmentos de rocas cuarcíticas, pizarrosas (más o menos alteradas y en paso a matriz), fragmentos de rocas volcánicas silíceas y trazas de feldespatos y micas. La matriz es un agregado, en "grumos" y poropelicular, de caolinita, sericita y óxidos de hierro en gran parte procedente de la "matrización" de rocas lábiles. Como accesorios hay circón y turmalina.

Dominan sobre todas las estructuras sedimentarias la estratificación cruzada de gran escala de tipo surco, con cicatrices internas y superficies de reactivación de carácter sigmoidal. Hay niveles con cantos de cuarcita que separan los *cosets* en la vertical. Posiblemente este nivel corresponda a sedimentos de zona distal de abanicos aluviales, en los que se implanta un régimen fluvial de tipo "*braided*". Sin embargo la abundancia de superficies de reactivación y niveles de cantos dificulta la interpretación de este nivel, hasta el punto que algunos autores han sugerido la influencia de mareas (I.G.M.E., 1980), que habrían rebajado estos materiales. En esta zona no se han encontrado evidencias claras (bipolaridad de corrientes) de la influencia de las mareas, sin que ello signifique el rechazo de la hipótesis mareal.

— Limolitas, areniscas y conglomerados (8)

La presente unidad está formada de muro a techo por 58 m muy recubiertos, interpretados como limolitas y lutitas, entre los que afloran areniscas de grano fino a medio muy limosas, algo micáceas y con abundantes óxidos de hierro, seguidos por 10 m de pudingas de cantos de cuarcita y matriz escasa alternando con areniscas de grano grueso, blancas y anaranjadas, con abundantes óxidos de hierro.

Las areniscas son litarenitas algo feldespáticas con cuarzo (50%), fragmentos de rocas (5-10%), feldespatos alterados (5-10%). La matriz es de caolinita-sericita con óxidos de hierro. Los niveles más altos de los conglomerados superiores presentan cemento dolomítico (20%) sustituyendo en gran parte a la matriz arcillosa.

Los niveles predominantemente limolíticos están cubiertos pero en zonas próximas presentan características propias de depósitos de llanura de mareas (*ripples* de oscilación, superficies de reactivación sigmoidal, etc.).

Las areniscas potentes intercaladas en las lutitas presentan estratificación cruzada de gran escala con cicatrices internas. Los niveles superiores se disponen en secuencias granodecrecientes conglomerado/arenisca conglomerática con base erosiva y estratificación cruzada en surco. A techo presentan deformaciones hidroplásticas. Las características abogan hacia su interpretación como depósitos fluviales de baja sinuosidad, pero por el contexto en que se intercalan es posible que existan retoques debidos a las mareas y oleaje.

La datación de estos materiales también se presenta problemática, dada la carencia de argumentos paleontológicos.

El límite inferior de la facies Buntsandstein es fuertemente diacrónico. En áreas próximas, RAMOS (op. cit.) lo atribuye al Thuringiense en la zona de Molina de Aragón.

El límite superior presenta una diacronía más suave, situándose en el Anisiense superior o en el Ladiniense inferior. Por tanto, atribuimos a estos materiales una edad aproximada de Triásico inferior (HINKELBEIN, 1969).

1.2.2 Dolomías tableadas y margas (9), Dolomías, Calizas dolomíticas y margas a techo (10) Dolomías tableadas y margas (11). Facies Muschelkalk

La facies Muschelkalk aflora en las mismas áreas que la facies Buntsandstein, además de en la estructura anticlinal de la Rambla de Almohaja, al Sur del Monte Gallel.

En general, forma un relieve en *Cuestas* y *Chevrons* en los reversos de las mismas.

Ha sido estudiado en las secciones estratigráficas de la Rambla de Almohaja 3 y Loma de la Tejería.

En la hoja se han distinguido las tres unidades cartográficas señaladas anteriormente, de las cuales la más constante es la (10), aunque no está presente en la zona S de Almohaja (Loma de la Tejería).

– Dolomías tableadas y margas (9)

Esta unidad constituye la base del Muschelkalk en la zona del Cerro de San Cristóbal, donde se ha podido diferenciar de la unidad (11).

Esta unidad se ha estudiado mediante muestras sueltas, y se trata de una alternancia de calizas dolomíticas y dolomías tableadas (capas de 5-20 cm) alternando con niveles de margas verdosas. Tiene una potencia de unos 12-15 m.

Localmente pueden observarse *ripples* de oscilación y laminaciones de origen estromatolítico. Aunque no existen observaciones suficientes, por consideraciones regionales la unidad debe haberse sedimentado en una llanura de mareas.

– Dolomías. Calizas dolomíticas y margas de techo (10)

Correspondería a las unidades definidas por CAPOTE et al. (1982) como “Dolomías en capas gruesas” “Dolomías en capas finas” y “Alternancia de margas y dolomías”.

Se ha estudiado en la sección de la Rambla de Almohaja 3, en la que no se ha visto la base de la unidad.

Comienza esta sección con 22 m de dolomías pardo amarillentas masivas, en las que se reconoce estratificación cruzada de gran escala de tipo surco. A continuación aparecen 17 m de dolomías mal estratificadas en la base, a techo dolomíticas y margas con estructuras estromatolíticas, bioturbación, *ripples* de oscilación, grietas de desecación, moldes de critales de sal y brechas de cantos blandos.

La potencia total de la sección es de unos 70 m si bien faltan términos del muro de la unidad. En la hoja de Tragacete tiene un espesor del orden de 120 metros.

La sedimentación tuvo lugar en una plataforma somera con desarrollo de barras submareales (parte inferior de la unidad), y tendencia a un intermareal alto a supramareal hacia el techo. El techo representaría ya el paso a condiciones de *Sebkha* litoral del Keuper. Las brechas de cantos blandos se acuñan lateralmente y probablemente representaría canales de marea.

La única fauna encontrada es atribuible a moldes de lamelibranchios (*Myophoria*) que carecen de valor cronoestratigráfico.

– Dolomías tableadas y margas (11)

Esta unidad aflora exclusivamente en la banda de Trías que cierra por el S el “horst” paleozoico del Cerro de San Ginés.

En este sector no existe la gruesa barra dolomítica presente en el resto de la hoja. Se ha levantado la sección de la Loma de la Tejería, donde por encima del Buntsandstein afloran unos 6 m de alternancia de calizas dolomíticas, calizas siltosas y margas grises tableadas, con niveles de brechas con cantos blandos, laminación estromatolítica, *ripples* de oscilación y bastante bioturbación, seguidos de 15 m de dolomías grises tableadas con similares estructuras sedimentarias, y por 1,70 m de dolomías y margo-calizas con fauna.

El medio de sedimentación correspondería a una plataforma somera en un ambiente intermareal alto, con algunos episodios supramareales.

Aún sin argumentos paleontológicos, hacemos corresponder provisionalmente esta serie a la parte más alta del Muschelkalk de la serie de la Rambla de Almohaja - 3.

Todas estas unidades deben situarse, en el Ladiniense y en la base del Triásico superior o Karniense. HINKELBEIN 1969.

1.2.3 Arcillas y margas varioladas. Yesos (12). Facies Keuper

Aflora en las mismas zonas que el resto del Triásico, además de en el núcleo anticlinal de Monterde (borde suroeste de la hoja) y en pequeños afloramientos de la zona centro-sur de la hoja (Rambla de Villadarcos, Cerro del Imperio) y Sureste (Rambla de Ramón). Da lugar a valles con las vertientes generalmente regularizadas. Dado su carácter plástico y los recubrimientos de derrubios y coluviones que presenta, no ha podido ser estudiado en ninguna sección estratigráfica.

Las litologías dominantes son las de arcillas y margas abigarradas (rojas, verdes, grises, etc.), yesos con texturas secundarias (fibrosos, nodulosos, alabastrinos), y delgados niveles intercalados de dolomías. Esporádicamente aparecen aragonitos y Jacintos de Compostela.

En zonas próximas (I.G.M.E. 1980, CAPOTE et al. 1982) se interpretan como depósitos en una llanura próxima al litoral, que temporalmente sufría pequeñas transgresiones marinas, desarrollándose lagos efímeros semejantes a las *sebkhas* litorales.

Se le atribuye tentativamente una edad Triásico superior, probablemente Noriense.

1.3 TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

El Jurásico de este sector de la Cordillera Ibérica ha sido estudiado desde muy antiguo, destacando los trabajos de RIBA (1959), VILLENA (1971), GOY et al. (1976), GOMEZ et al. (1979) y CAPOTE et al. (1982).

En los trabajos de GOY et al. y GOMEZ et al. se definen varias unidades litoestratigráficas que convenientemente agrupadas constituyen las unidades cartográficas distinguidas en las hojas (fig. 2).

1.3.1 Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña. Carniolas y brechas calcodolomíticas. Dolomías tableadas en la base (13). Rethiense-Hettangiense-Sinemurensis inferior-medio ?

Esta unidad aflora ampliamente por toda la hoja, constituyendo generalmente núcleos fallados de estructuras anticlinales.

Morfológicamente forma parte de las zonas internas de *Combes* complejas. En otras ocasiones se encuentra arrasada por las superficies de erosión pliocenas.

Las malas condiciones de afloramiento han impedido el levantamiento de secciones estratigráficas.

De muro a techo se encuentran las siguientes litofacies: La Fm. Dolomías de Imón viene dada por dolomías grises, tableadas en capas de orden centimétrico que suelen presentar laminación paralela, *ripples* de oscilación, estromatolíticos y ocasionalmente moldes de evaporitas. Al microscopio son microdolomías finamente recristalizadas, con tendencia peletóide y reliquias de laminación estromatolítica. También aparecen doloesparitas. Contienen fantasmas de Equinodermos y Lagénidos (*Fronicularia* sp). Tienen un espesor de 10-15 m.

Regionalmente se considera que se depositaron en un medio litoral de tipo llanura de mareas con condiciones hipersalinas (*tidal flat-lagoon*).

En la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña se distinguen los miembros:

— Miembro Carniolas. Son dolomías vacuolares, masivas, de aspecto brechoide con colores pardo-amarillentos y rojizos, que presentan una potencia variable de más de 50 m.

Este miembro ha sufrido transformaciones diagenéticas muy complejas. Probablemente debió de tratarse de un depósito originalmente carbonatado y con frecuentes niveles de evaporitas intercalados, cuya disolución dio origen a la brechificación y aspecto vacuolar, de las "carniolas".

Se interpretan como depósitos de "lagoon" restringido hipersalino.

— Miembro Brechas. Se encuentra, en parte, en cambio lateral con las

"carniolas" y tiene espesores muy variables, del orden de 50-80 m. Son brechas calcáreo-dolomíticas masivas, de aspecto caótico, sin clasificación, con los clastos en contacto o flotando en la matriz (*clast y mud supported*). Presentan una gran variedad de clastos: Calizas y dolomías laminadas, "carniolas", calizas bioclásticas, etc. Normalmente son angulosos y de menos de 40 cm de diámetro. El estudio microscópico revela que han sufrido procesos complejos de recristalización, disolución y cementación.

Según GINER (1980) en zonas próximas situadas al Este (Montalbán, Prades, Ariño, etc.) la presencia de *slumpings*, olistolitos, secuencias con grano-clasificación y cicatrices erosivas y las fuertes variaciones de espesor, han permitido interpretar estas brechas como tecto-sedimentarias, ligadas a la actuación de las fracturas tardi-hercínicas que controlan la evolución de la cuenca Jurásica. Esta etapa de fracturación ha sido reconocida en amplios sectores del Thetys durante el Hettangiense.

Por lo que respecta al conjunto de la unidad cartográfica puede afirmarse que es prácticamente azoica o carece de fósiles con valor cronoestratigráfico. De modo tentativo puede indicarse que las Dolomías tableadas de Imón pertenecen al Triásico superior, debiendo situarse el límite Triásico-Jurásico dentro de las Carniolas de Cortes del Tajuña.

1.3.2 Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Calizas y Dolomías tableadas (14) Sinemuriense superior (?). Pliensbachense (Carixiense)

Aflora ampliamente en toda la hoja, generalmente constituyendo una superficie de arrasamiento compleja generada en los últimos tiempos del Plioceno, o bien constituyendo relieves residuales, como en las zonas de Villarquemado y Singra. Se ha estudiado en la sección de Almohaja, así como los 30 m superiores en la de la Rambla de la Virgen.

De muro a techo se pueden distinguir:

- 24 m de calizas grises *mudstones* y calizas oolíticas, en ocasiones dolomíticas, estratificadas en bancos de 0,40-1,60 m.

- 94 m de *mudstones* y *grainstones* grises, a veces oolíticos, y con pasadas bioclásticas. En ocasiones son calizas dolomíticas.

Presentan restos de Lamelibranquios, Braquiópodos, Gasterópodos y Crinoides.

- 52 m de calizas bien estratificadas en bancos de 0,30-0,60 m similares a las anteriores, asimismo con pasadas oolíticas y bioclásticas. Existe laminación paralela a techo de algunos bancos atribuible a velos algáceos.

– 22 m bastante cubiertos, donde afloran calizas de aspecto noduloso, algo brechoides en la base. A techo, calizas oolíticas. Termina con la presencia de varias superficies ferruginosas (*hard-ground*) con concentración de fauna.

Petrológicamente en esta unidad predominan las micritas, a veces pelletoides, y biomicritas ricas en “grumos” algáceos (pseudopisolitos). Presentan microestratificación paralela por acumulación de bioclastos y/o diferenciación de láminas pelletoides. Los niveles calcareníticos están formados por oolitos bien desarrollados, intraclastos micríticos o complejos y cemento de esparita sintaxial y drusiforme, o con predominio de intraclastos micríticos algáceos y/o pelletoides además de oolitos y bioclastos y cemento local de esparita con zonas de matriz micrítica, como a techo de la columna de Almohaja.

Los niveles inferiores más dolomíticos presentan estromatolitos, fenestras, *ripples* de corriente y oscilación y sugieren ambientes de *lagoon* restringido mientras que los niveles superiores corresponden a depósitos de *lagoon* abierto.

Se ha clasificado la siguiente microfauna: *Pseudocylammina* cf *liasica* HOTT, *Lingulina* gr *pupa* (TERQ.), *Mayncina* cf *termieri* HOTT, *Lituosepta* cf *recoarensis* (ATI), *Haurania* cf *amijii* HENSON, *Praevidalina* sp y *Favreina salevensis* PAR.

La edad de esta Formación es Sinemuriense superior a Pliensbachense inferior (Carixiense).

1.3.3 Fm. Margas grises de Cerro del Pez. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona. Calizas bioclásticas, Margas grises en la base (15). Pliensbachense (Domeriense)

Afloran en toda la hoja, aunque la calidad de afloramiento es mala, al estar frecuentemente cubiertas de derrubios.

Han sido estudiadas en las secciones de Aguatón, Rambla de la Virgen y Rambla de Valdelatorre.

La Fm. Margas grises del Cerro del Pez tiene 10 m en Aguatón y Rambla de la Virgen, y 12 m en la Rambla de Valdelatorre. Son margas grises y ocreas con intercalaciones de 0,20 a 0,50 m de calizas arcillosas, muy bioclásticas que al microscopio son biomicritas ricas en fragmentos de Cri-noideos, Braquiópodos y Foraminíferos, con microestratificación paralela. En ocasiones son intrabiomicritas con intraclastos micríticos ferruginosos y abundantes bioclastos similares a los citados anteriormente.

La fauna es abundante y diversificada. Los ritmos sedimentarios están

constituidos por margas en la base y calizas a techo, teniendo espesor decimétrico. Se interpretan como depósitos de plataforma abierta en condiciones normales de salinidad.

Contienen: *Lenticulina minuta* BORN, *L. Munsteri* (ROEM), *Astaculus prima* D'ORB., *Lingulina pupa* (TERQ.), *Astaculus vetusta* D'ORB, *Amnd.* cf. *incertus* D'ORB, *Procytheridea vermiculata* APOST, *Dentalina terquemii* D'ORB, *Hungarella contractula* TRIEB, *H. amalthei* (QUENST), *Healdia monhersensis* APOST y *Krassella lanceolata* APOST.

En cuanto a la macrofauna: *Protogranmóceras* cf. *lusitania* CHOFFAT-MOUTERDE, *Plesiothyris verneuili* (DESLONG CHAMPS), *Aulacothyris resupinata* (SOWERBY), *Zeilleria* (*Zeilleria*) sp., *Zeilleria* (*Zeilleria*) *inariae meridiana* (DELANCE), *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), "*Terebratula*" *thomarensis* CHOFFAT, *Gibbirhynchia thorncombensis* (BUCKMAN).

Ambas asociaciones faunísticas caracterizan el Pliensbachense superior (Domeriense).

La Fm. Calizas Bioclásticas de Barahona alcanza los 40 m de espesor en Aguatón, y 23 m en la Rambla de Valdelatorre, donde no llega a aflorar el techo de la formación.

Está formada por calizas bioclásticas, a veces nodulosas, de colores ocre y beige, estratificadas en capas de orden decimétrico (10-50 cm) y con ocasionales juntas margosas. Tienen una abundante bioturbación. Suelen ser *wackstones-packstones* bioclásticos, biomicroritas ricas en fragmentos de Crinoides y Braquiópodos que en la Rambla de Valdelatorre están ligeramente ferruginizados en la base, y hacia el techo silicificados.

A gran escala presentan morfología de barras y se interpretan como depósitos de *shoals* de margen de plataforma en condiciones de menor profundidad que las Margas del Cerro del Pez. En conjunto ambas formaciones constituyen una megasecuencia de tipo *shoaling upward* de mayor a menor profundidad.

Contienen abundantes restos de Braquiópodos, Lamelibranquios, Equinodermos, Ostrácodos y escasos Foraminíferos.

La macrofauna clasificada es: *Lobothyris subpunctata*. (DAVIDSON) "*Terebratula*" *thomarensis* CHOFFAT, *Gibbirhynchia northamptonensis* (DAVIDSON), *Emaciaticerias* sp., *Spiriferina alpina falloti* CORROY, *Spiriferina alpina* COPPEL, *Zeilleria* (*Zeilleria*) *quadrifida* (LAMARCK) (forma bicórnea), *Zeilleria* (*Zeilleria*) sp, *Aulacothyris resupinata* (SOWERBY), *Lobothyris* cf. *subpunctata* (DAVIDSON) (en DELANCE, 1969), *Lobothyris* cf. *punctata arcta* DUBAR, *Tetrarhynchia subconcinna* (DAVIDSON), "*Rhynchonella*" *dumbletonensis* DAVIDSON, (en DUBAR, 1931). Respecto a la microfauna, se reconocen secciones de Lagénidos y Foraminíferos de

concha arenácea no determinables a nivel de especie: *Lenticulina Dentalina*, *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ.), *Astacolus*, *Ammobaculites*, y *Glomospira*. En intercalaciones muy delgadas de margas en la parte más alta de esta Fm. en la serie de Aguatón se ha reconocido *Dentalina obscura* TERQ. y *Astacolus breoni* TERQ. que indican una edad Pliensbachense superior (Domerense superior), lo que encaja perfectamente con los Ammonites y Braquiópodos determinados en esta serie.

1.3.4 Fm. Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel. Alternancia de margas y margocalizas (16). Toarciense

Esta unidad aflora en toda la mitad oeste de la hoja, así como en la Sierra Palomera y al E de Villarquemado. Normalmente se encuentra en vertientes regularizadas y cubiertas por depósitos de ladera muy recientes.

Se ha estudiado en la columna de Aguatón donde alcanza una potencia de 94 m y en la de Piedra Larga, donde afloran unos 100 m de serie.

Está formada por margas y arcillas de colores beige y grises alternando con niveles decimétricos de calizas arcillosas. Hacia el techo, los niveles de caliza aumentan de espesor hasta hacerse dominantes. Las calizas son biomicritas algo arcillosas, con 10 al 30% de bioclastos (Crinoides, Lamelibranquios, Foraminíferos), que a partir de los 40 m comienzan a tener microfilamentos. Ocasionalmente, la matriz es peltoide y hay algunos bioclastos ligeramente ferruginizados.

La fauna es abundante y diversificada. Las litofacies se disponen en ritmos decimétricos de marga-caliza. Los depósitos de esta formación se han interpretado como de plataformas abiertas a cuenca (*shelf*) con salinidad normal, y señalan el máximo transgresivo durante el Lías.

Contienen fauna abundante de Ammonites, Braquiópodos, Belemnites, Lamelibranquios, Equinodermos, Esponjas y microfauna.

Las margas levigadas contienen principalmente Lagénidos y Ostrácodos: *Lenticulina munsteri* (ROEMER), *L. varians* BORN, *L. subalata* REUSS, *L. acutiangulata* DEECKE, *L. d'orbignyi* (ROEMER) (en la parte más alta de la formación), *L. cf. foveolata* FRANKE (también en el techo), *Planularia cordiformis* TERQ, *Nodosaria fontinensis* TERQ, *Falsopalmula deslogn-champsi* TERQ, *Citharina longuemari* (TERQ), *Cytherella toarcensis* BIZON, *Procytheridea sermoisensis* APOST, *P. Bucki* BIZON y *Otocythere callosa* TRIEB y KLING (en el techo). Es una asociación típica del Toarciense, en la que la microfauna de la parte más alta es semejante a la del Dogger inferior. Las calizas contienen secciones de Lagénidos semejantes a los de las margas y en la mitad superior Microfilamentos y Radiolarios. Las muestras de macrofauna han permitido reconocer las siguientes zonas de Ammonites:

Zona Serpentinus (Toarciense inferior): *Dactylioceras* sp., *Hildaites* sp., *Cenoceras* sp., *Spiriferina alpina Falloti* CORROY, *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), *Lobothyris punctata arcta* DUBAR, *Sphaeroidothyris dubari* DELANCE entre otras especies.

Zona Variabilis (Toarciense medio): *Pseudogrammoceras aratum* (BUCKMAN) *Haugia* sp, *Podagrosites* cf. *latescens* (BUCKMAN), *Pseudo-mercanticer* sp.

Zona Insigne (Toarciense superior): *Gruneria* cf. *gruneri* (DUMORTIER), *Dumortieria* sp., *Pseudolillia* sp. *Homoeorhynchis* cf. *cynocephala* (RICHARD).

Tanto la microfauna como la macrofauna dan para estos materiales una edad Toarciense.

1.3.5 Fm. Carbonatada de Chelva. Calizas con nódulos de sílex, calizas oolíticas. En la base, calizas nodulosas y a techo calizas con esponjas. (17). Toarciense superior-Oxfordiense

Esta unidad aflora extensamente en las estructuras sinclinales complejas del cuadrante SO de la hoja, así como en el sinclinal al E de Peracense, en la Sierra Palomera y en los afloramientos del E de Villarquemado. Generalmente da un fuerte resalte morfológico sobre la "Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel". En el Sinclinorio de Pozondón esta formación está arrasada por la superficie de erosión pliocena.

Se ha estudiado en l serie de Aguatón y en la de Peracense, aunque esta última sólo coge los términos inferiores de la Formación.

Se distinguen de muro a techo varios tramos. El inferior, denominado "Miembro Calizas Nodulosas de Casinos" tiene 10 m en Aguatón y 14 m en Peracense de calizas y calizas arcillosas de aspecto noduloso en capas de 5 a 30 cm y juntas margosas. A techo hay un nivel de concentración de fauna fosfatada en Aguatón y dos superficies ferruginosas, también con concentración de fauna, en Peracense, que reflejan una interrupción en la sedimentación con la que termina la secuencia sedimentaria del Lías.

Las calizas son biomicritas ricas en microfilamentos, restos de Crinoides y en menor porporción Braquiópodos y Foraminíferos. Conservan textura de microestratificación paralela.

Por encima existen 100 m en Aguatón y 65 visibles en Peracense de calizas y calcarenitas tableadas grises y beige, bien estratificadas en capas decimétricas, con ocasionales juntas margosas hacia la base y frecuentes niveles de nódulos de sílex. Son biomicritas (15-45% de bioclastos) ricas en microfilamentos, restos de Crinoides, Moluscos, Braquiópodos y Foraminí-

feros. La matriz es micrítica y puede estar muy recristalizada en calcita de tamaño grueso. Conservan textura de microestratificación paralela. Ocasionalmente en la serie de Peracense hay espículas de esponjas y la matriz es pelletoide.

Encima existe un tramo de 35 m de calizas oolíticas grises, calcarenitas y calizas bioclásticas a veces dolomitizadas, en capas de 0,20-0,80 m. Los bancos de calizas oolíticas suelen alcanzar potencias de 1,5 m y conservan en la parte superior la morfología de barras. Son intraoosparitas con fragmentos de Crinoides, oolitos bien desarrollados, intraclastos micríticos, otros recristalizados y otros son agregados de oolitos. El cemento es de calcita drusiforme y sintaxial, de tendencia poikilotópica.

Por encima se sitúan 0,80 m de calcarenita de oolitos ferruginosos, "Oolitos ferruginosos de Arroyofrío", que marca el hiato Calloviense-Oxfordiense.

El tramo superior, con 9 m de potencia, es el "Miembro Calizas con esponjas de Yátova", formado por calizas gris oscuras con abundantes restos de bivalvos y esponjas planas, estratificadas en capas de 0,20 a 0,50 m, y de aspecto noduloso por alteración. Son biomicritas con zonas irregulares impregnadas por óxidos de hierro y glauconita.

El "Miembro Casinos" se interpreta como un depósito de plataforma en régimen de circulación abierta y representa una débil regresión respecto a la Fm. Turmiel. Para una correcta interpretación sedimentológica, este tramo debe incluirse en el ciclo superior del Liásico, formado por las "Margas de Turmiel" y el "Miembro Casinos", constituyendo ambos una secuencia de tipo *shoaling upward*. Las calizas con nódulos de sílex se depositaron en una plataforma normalmente abierta.

Los niveles oolíticos con estratificación cruzada de gran escala y morfología de barras representan depósitos de *shoals* del margen de la plataforma. El oolito ferruginoso de Arroyofrío marca una importante "interrupción" en la sedimentación con condensación de gran parte del Calloviense y del Oxfordiense. Estas unidades constituyen un nuevo ciclo somerizante del tipo *Shoaling upward*.

Las calizas con Esponjas de Yátova se depositaron en un ambiente de plataforma externa. A techo de la unidad se reconoce una nueva superficie ferruginosa.

Las microfacies contienen Lagénidos (generalmente *Lenticulina*), microfilamentos, *Ammobaculites* cf. *fontinensis* (TERQ.) y Radiolarios. Por debajo del citado nivel de oolitos ferruginosos, las microfacies pueden contener, además, *Cornusfera* cf. *orbicula* (T y B), *Globochaete alpina* LOMB y *Eothrix alpina* LOMB (Serie de Peracense), o bien ser calcarenitas bioclás-

ticas y/o oolíticas con *Protopeneroplis striata* WEYNSCH, *Trocholina* y *Pfenderina salernitana* SART y CRESC. (Serie de Aguatón), asociación característica del Bathoniense.

Las Calizas con Esponjas de Yátova contienen en Aguatón *Protoglobigerinas*, *Eothrix alpina* LOMB, *Epistomina* (*Brotzenia*), *Lenticulina*, *Spirillina* y *Nubecularia* que representan el Oxfordiense superior.

Las muestras de macrofauna han permitido reconocer las siguientes zonas de Ammonites:

Zona Murchizonae: *Brasilia gigantea* (BUCKMAN), *Brasilia similis* (BUCKMAN), *Dundrythyris perovalis* (SOWERBY).

Zona Subfurcatum: *Garantiana* (*Garantiana*) *baculata* (QUENSTEDT), *Caumontisphinctes* cf. *aplous* (BUCKMAN), *Spiroceras* sp. *Leptosphinctes* sp., *Bajocisphinctes* ? sp., *Sphaeroidothyris sphaeroidalis* (SOWERBY), *Morrisithyris* aff. *amoena* (SEIFERT), *Stiphrothyris* ? sp.

Pertenecientes al Oxfordiense superior: *Orthosphinctes*, (*Pseudorthosphinctes*) cf. *alternatus* ENAY, *Orthosphinctes* cf. *polygyratus* (REINECKE), *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) sp., *Glochiceras* (*Glochiceras*) sp., *Glochiceras* (*Lingulaticeras*) sp.

Esta fauna justifica la atribución de la presente unidad al Toarciense superior-Oxfordiense.

1.3.6 Fm. Margas de Sot de Chera. Margas y calizas arcillosas con niveles de areniscas calcáreas (18). Oxfordiense superior

Aflora en pequeñas zonas de la parte SO de la hoja así como en la Sierra Palomera y en la Rambla de Villarrosano. Dado su carácter margoso, suele presentarse extremadamente cubierta por coluviones.

Se ha estudiado en la columna de Aguatón, donde está formada por 65 m de margas gris azuladas, de aspecto hojoso, con intercalaciones de calizas margosas y areniscas micáceas. Hacia el techo de la formación hay un aumento progresivo de las capas de calizas arcillosas, generalmente bioclásticas, en capas de 0,6 m.

Las areniscas son litarcósicas de grano fino subangulosos, formados por cuarzo (35%), feldespatos (20%), moscovita (5%), biotita y fragmentos de rocas calizas micríticas (10%) y cemento de carbonatos.

Esta formación está en cambio lateral de facies con la superior, Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla, como se pone de manifiesto en el Alto de Matolla (Esquina NE de la hoja) donde sobre las calizas del Dogger se apoya directamente la "Ritmita".

Las areniscas presentan laminación paralela (de alto régimen ?) así

como marcas basales de tipo *flute cast*. Según GINER, se interpretan como depósitos de plataforma abierta, si bien en algunas zonas las características de la unidad apuntan hacia condiciones de *lagoon* de grandes dimensiones.

Las margas son muy fosilíferas. Se han clasificado:

Epistomina (Brotzenia) aff. *tenuicostata* (BART y BRAND), *E. (Br.)* aff. *reticulata* REUSS, *E. (Br.) mosquensis* UHLIG, *E. (Br.)* cf. *stelligera* (REUSS), y *Astacolus tricarinella* REUSS, que datan el Oxfordiense superior.

1.3.6 Fm. Ritmita Calcárea de Loringuilla. Alternancia de calizas y calizas margosas (19). Kimmeridgiense

Aflora en pequeñas fosas tectónicas al E de Pozondón y en el Cerro del Quemedal (zona Centro-Sur de la hoja), así como en la Sierra Palomera, Rambla de Villarroso y Alto de la Matolla, donde se encuentra arrasada por la superficie de erosión pliocena.

Se ha estudiado en la columna de Aguatón, donde aparecen 91 m atribuibles a esta formación, de la que el techo no está visible. Son calizas y calizas margosas en capas de hasta 0,15 m, con intercalaciones esporádicas de niveles oolíticos. Aparecen bases canalizadas y laminaciones paralelas y laminaciones cruzadas de *ripples*. Al microscopio son micritas arcillosas con limo de cuarzo (5-15%), trazas de fósiles, con lentículas finas de óxido de hierro. La matriz suele estar microbandeada y presenta laminaciones paralelas.

Dentro de esta unidad, y con escasa continuidad lateral, afloran en el corte de Aguatón, 10 m por encima de la base y con 22 m de potencia, unas calcarenitas oolíticas y oncolíticas en capas de hasta 0,30 m, que por su facies se podrían asimilar a la formación terminal del Jurásico en este sector, la Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas. El aspecto externo es tableado, y en la parte media se intercalan algunas margas. Presentan estratificaciones cruzadas de gran escala, con morfología de barras.

Los sedimentos están intensamente bioturbados. Al microscopio las calizas son intraoosparitas formadas por oolitos micríticos y granos revestidos (todos ellos de carácter algáceo), cementados por calcita drusiforme con zonas irregulares de micrita.

Pasan hacia el techo del tramo a biomicritas formadas por fragmentos de Coralaris y Rudistas, con grandes oncolitos algáceos (a veces complejos) y matriz micrítica con algunos granos de cuarzo fino. Algunos bioclastos presentan bordes o impregnaciones ferruginosas.

El ambiente de sedimentación correspondería a una plataforma restringida, correspondiendo el tramo oncolítico a episodios de barras.

Este tramo oolítico es mucho más fosilífero que el resto de la formación, conteniendo fragmentos de Políperos, Equinodermos, Moluscos y Algas. Los Foraminíferos son: Lituolidos, Involutinidos, Lagénidos y Venuilínidos.

Se han clasificado: *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT), *Everticyclammina virguliana* (KOEHLIN), *Labyrinthina mirabilis* (WEYNS), *Pseudocyclamina lituus* (YOKOY), y entre las algas: *Bacinella irregularis* RADOICIC, que aunque con poco valor cronoestratigráfico corresponden al Kimmeridgiense.

La serie rítmica es escasamente fosilífera. Se han clasificado "Microfilamentos", Lagénidos (*Epistomina* sp.) y Ophthalmídeos.

Por tanto atribuimos a esta formación una edad Kimmeridgiense.

1.3.7 Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas. Calizas oncolíticas y arenas (20). Kimmeridgiense medio-superior

Esta unidad aflora únicamente en la esquina NE de la hoja, en el Alto de la Matolla. Al ser relativamente más dura que la Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla, marca un resalte sobre ésta, situándose en los dorsos de las cuestas.

Está formada por unos 10-15 m de calizas micríticas grises, estratificadas en capas de orden decimétrico, con abundantes oolitos y pisolitos concentrados en ciertos tramos.

Presentan pequeñas intercalaciones margosas y arenosas, y en ocasiones abundantes Gasterópodos acumulados en el techo de las capas.

Los niveles oncolíticos presentan estratificación cruzada a gran escala. El ambiente de sedimentación de esta unidad correspondería a un medio más agitado que el de la formación Ritmita calcárea de Loriguilla, con influencia de aportes terrígenos y formación de barras oncolítico-oolíticas.

Respecto a la edad, por datos regionales atribuimos esta unidad al Kimmeridgiense medio-superior.

1.4 TERCIARIO

En la hoja de Santa Eulalia afloran materiales pertenecientes al Paleógeno y Neógeno, localizándose preferentemente en la mitad oriental de la misma. Se trata de sedimentos detríticos y carbonatados depositados en régimen continental, que constituyen el relleno de la Fosa del Jiloca y de la Cuenca del Alfambra-Teruel (fig. 3).

Los trabajos de mayor interés sobre el Terciario de la región son los de GAUTIER, F. et al. (1972), DAAMS, R. et al. (1977), ADROVER, R. et al. (1976, 1978) y MOISSENET, E. (1979, 1980).

1.4.1 Conglomerados y arcillas amarillentas (21). Eoceno Superior

Aflora esta unidad en la parte más oriental de la hoja, constituyendo parte del sinclinal paleógeno de Aguatón-Sierra Palomera, donde constituye un conjunto de relieves suaves y alomados. Igualmente se ha asimilado a esta unidad una pequeña mancha, situada en el borde occidental de la hoja (Ermita de los Santos de la Piedra), de composición litológica similar.

El punto donde aparece mejor representada es en la carretera de Torrelacárcel a Aguatón. Se sitúa siempre discordante sobre materiales del Jurásico y está formada por capas amarillentas de conglomerados calizos, con intercalaciones de margas y arcillas grisáceas con Gasterópodos, pudiendo alcanzar, en conjunto, los 200 m de potencia.

Se trata de una serie compuesta por paleocanales conglomeráticos, dominantes en las zonas más próximas al Jurásico y que hacia el techo intercalan zonas más finas correspondientes a depósitos de llanura de inundación. Las direcciones de paleocorrientes obtenidas indican aportes, en general hacia el E y NE.

El medio sedimentario puede ser interpretado como correspondiente a depósitos de abanicos aluviales que, en la zona más septentrional de la hoja (Aguatón), presentan facies de *mid-fan*, en tanto que más al Sur indicarían zonas medias a distales de dicho dispositivo.

La atribución cronológica de esta unidad se ha realizado en base a la microfauna localizada en un nivel arcilloso en la zona de Aguatón, en el que se ha determinado *Paradelomys* aff. *crusafonti* que permite datar estos materiales como Eoceno superior.

1.4.2 Margas grises y calizas blancas (22). Eoceno superior-Oligoceno inferior

Se localiza esta unidad en ambos flancos del sinclinal de Aguatón, en la zona nor-oriental de la hoja, así como en una pequeña mancha en el borde centro-oriental (Cerros de la Tejería). Se presenta con un relieve suavemente alomado, en el que únicamente destacan los niveles más duros correspondientes a calizas, resultando por tanto dificultosa la observación y caracterización del conjunto.

Está compuesto por unos 50-80 m de margas grises con intercalaciones

lignitíferas, calizas con Gasterópodos y sílex, limolitas y arcillas, culminando con un tramo de margas verdosas con grietas rellenas de yeso, situado ya fuera del ámbito de la hoja. Las calizas son biomicritas (20-30%) de fósiles formadas por Algas, Ostrácodos y Characeas. En ocasiones se observan "grumos" algáceos irregulares. Localmente aparecen vacuolas con depósitos de micrita y óxido de hierro (microkarst) aunque no se aprecie polaridad en el depósito. Se sitúa concordantemente sobre la unidad descrita anteriormente o bien discordante sobre el Jurásico (Flanco este del sinclinal de Aguatón). En la zona meridional del sinclinal de Aguatón se acuña y desaparece lateralmente.

Es fosilífera y ha proporcionado restos de Vertebrados (Teridomorfos y Gliridos indet.), y, sobre todo, abundantes floras de Characeas con formas típicas del Oligoceno inferior. En esta misma unidad, y en la vecina hoja de Monreal del Campo se han determinado Characeas de la zona de Montmartre que indican el tránsito Eoceno-Oligoceno. (MOISSENET, E. com. ver.).

1.4.3 Arcillas, limos y areniscas (23). Oligoceno inferior

Aflora esta unidad en los mismos lugares que la descrita anteriormente, sobre la que se sitúa concordantemente. Morfológicamente se presenta como un relieve suave que, dada la constitución litológica, posee una regulación de vertientes muy acusada que tapiza y enmascara los afloramientos.

Su potencia sobrepasa los 50 m tratándose de arcillas, margas, limos y areniscas ocre-amarillentas.

La datación ha sido posible gracias a la localización, en la vecina hoja de Alfambra, de floras y faunas de micromamíferos del Oligoceno inferior.

1.4.4 Arcillas verdes y rojas y calizas blancas (24). Oligoceno

Se limita a un pequeño afloramiento situado en el borde centro-oriental de la hoja en la zona de los Cerros de la Tejería, donde se sitúa sobre la unidad descrita anteriormente.

Las condiciones del afloramiento impiden cualquier intento de descripción pudiendo únicamente indicar que se trata de un conjunto de unos 20 m de potencia que por observaciones efectuadas en la vecina hoja de Alfambra, debe estar constituido por arcillas verdes y rojas con intercalaciones de calizas blancas.

Su atribución cronológica se ha hecho en base a su posición estratigráfica.

1.4.5 Margas ocreas, calizas y conglomerados (25). Oligoceno

Aflora en el mismo lugar que la unidad anterior, presentando las mismas dificultades que ésta para su observación.

Su potencia no sobrepasa en la hoja los 20 m y se trata de margas amarillentas con algunos niveles de calizas y conglomerados intercalados.

Su datación se hace gracias a la obtención de algunas Characeas, en la vecina hoja de Alfambra, atribuibles al techo del Paleógeno.

1.4.6 Conglomerados amarillos (26) Oligoceno terminal-Mioceno inferior. (Unidad 6)

Corresponde esta unidad a una serie de afloramientos situados en el sinclinal de Aguatón (ángulo nor-oriental de la hoja) y que morfológicamente constituyen relieves positivos (Cerros del Coro y Cabrosa y Loma del Espino).

Reposa discordantemente sobre las unidades 21, 22 y 23 ya descritas y está constituida por conglomerados calizos con matriz arenosa y cementados en ocasiones por carbonatos. La potencia puede superar los 100 m.

Por observaciones efectuadas en la vecina hoja de Alfambra podemos indicar que estos conglomerados se disponen en paleocanales soldados, con secuencias positivas y que, en escasas ocasiones, llegan a tener a techo términos finos. Las medidas de aporte indican direcciones SO-NE.

En conjunto podría tratarse de depósitos asimilables a *stream flood* en la zona proximal a media de un mecanismo de abanico aluvial.

La datación de esta unidad se hace en función de las infra y suprayacentes.

1.4.7 Conglomerados y limolitas rojas (27 y 28) Mioceno-Plioceno inferior (Ageniense terminal-Rusciniense inferior) (U. detrítica inferior)

Se localizan en el área sur-oriental de la hoja constituyendo, en general, relieves bastantes suaves.

Se apoyan discordantemente sobre sedimentos jurásicos y paleógenos y están formados por conglomerados, a veces cementados y limolitas y arcillas rojas, habiéndose diferenciado dos unidades (27 y 28) según sean dominantes los conglomerados o las limolitas. La potencia supera los 100 m.

Los conglomerados corresponden a depósitos de paleocanales fluviales en los que, en ocasiones, se observa estratificación cruzada de gran escala. Los términos más finos representan los depósitos de llanura de inundación, (27).

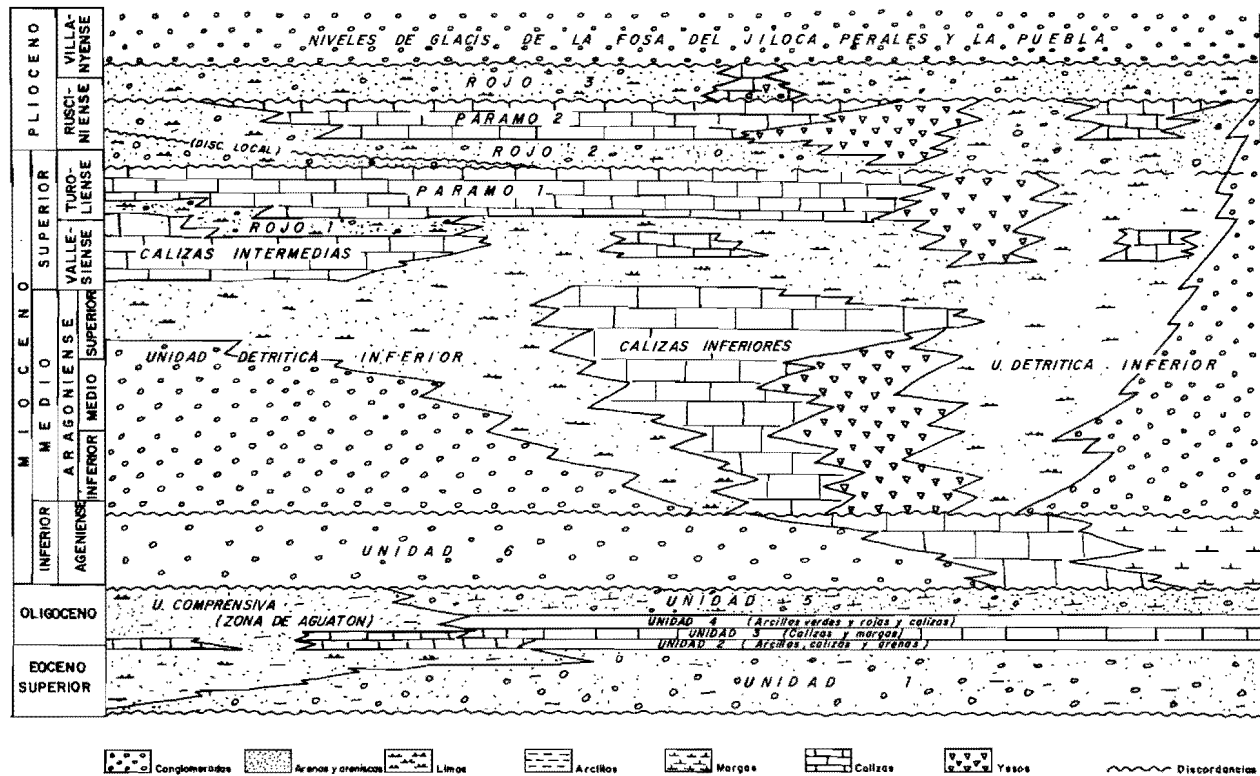


Fig. 3.— Distribución esquemática de las facies del terciario continental en las cuencas de Calatayud (Zona de Daroca- Calamocha) y Teruel-Alfambra.

En (28) se contempla un progresivo aumento de los términos finos, en tanto los paleocanales tienen una extensión lateral más reducida que en (27), si bien ganan potencia y presentan cicatrices internas y, a veces, estratificación cruzada tipo *trough*.

En consecuencia el medio podría ser interpretado como depósitos de abanicos aluviales, en tramos medios de los mismos, con facies tipo *stream flood* (27) o en tránsito a *braided* (28).

Su datación se ha hecho en base a su posición estratigráfica dada la ausencia de argumentos paleontológicos.

1.4.8 Calizas y margas blancas (29). Rusciniense

Esta unidad, que en el cuadro de distribución esquemática de facies corresponde a "Páramo 2", aflora exclusivamente en el ángulo sur-oriental de la hoja donde, debido a su buzamiento presenta frecuentes morfologías en cuesta.

Se disponen concordantemente sobre la unidad anterior, o bien discordantes sobre el Jurásico, y está formada por calizas y margas blancas con algunos niveles lignitíferos intercalados. Las calizas son biomicritas (fósiles entre 5 y 15%) de Ostrácodos y Characeas, con matriz recristalizada irregularmente y "grumos" de actividad algácea.

En conjunto presentan tendencia a dominar los niveles calizos hacia el techo. Deben corresponder a zonas más alejadas de los bordes de la cuenca con dominio de las facies lacustres y palustres.

La atribución cronológica de esta unidad se ha hecho en base a la aparición de restos de *Mimomys* que, si bien debido a la pobreza de la fauna encontrada no permiten precisar la edad, si permiten confirmar la correlación con otros puntos, fuera de la hoja, datados como Rusciniense.

1.4.9 Conglomerados, areniscas y arcillas (30) y calizas tobáceas (31). Rusciniense-Villanyense

Esta unidad corresponde a "Rojo 3" en el cuadro de facies y aflora en la zona oriental de la hoja adosado a los relieves de Sierra Palomera.

La potencia máxima observada es de unos 60 m y está constituida por conglomerados y brechas, arenas y arcillas de color rojo-anaranjado. Localmente, en la zona del Cerro del Castellano, aparecen unos niveles de calizas tobáceas blancas que parecen corresponder a un cambio lateral de facies de esta unidad, si bien las condiciones de afloramiento impiden asegurarlo, pudiendo también tratarse de calizas asimilables a la unidad anterior.

La asignación de edad se ha hecho por posición estratigráfica.

1.4.10 Conglomerados mixtos y fangos (32). Villanyense

Aflora extensamente recubriendo buena parte de la unidad oriental de la hoja, en la fosa del Jiloca, presentando una morfología de glacis muy amplio.

Las condiciones de afloramiento, ante la práctica inexistencia de cortes, impiden una descripción detallada. De cualquier modo se trata de conglomerados, fundamentalmente calizos, cuyo tamaño de canto aumenta claramente hacia los bordes de la fosa, englobados en una matriz limo-arcillosa de tonos pardos.

La atribución cronológica se ha realizado por posición estratigráfica y correlación de procesos con zonas próximas.

1.5 CUATERNARIO

1.5.1 Conglomerados, arenas y arcillas (33 y 36) Glacis. Pleistoceno

Constituyen depósitos bastante potentes (5-10 m) localizados en el borde oriental de la hoja y que se modelan en glacis, de los que pueden diferenciarse claramente dos niveles.

Están formados por gravas arenosas blancas y parduzcas que contienen cantos angulosos y limos. En ocasiones presentan encostramientos de carbonatos en los niveles superiores. (33).

1.5.2 Conglomerados y brechas sueltas con matriz limo-arcillosa (34). Abanicos. Pleistoceno

Se trata de depósitos tipo *appron* que, con morfología de abanicos, tapizan el límite nor-oriental de la fosa del Jiloca, en las estribaciones de Sierra Palomera.

Están constituidos por cantos, más o menos angulosos, procedentes del desmantelamiento del relieve mesozoico, englobado en una matriz limo-arcillosa de tonos pardos.

1.5.3 Brechas y fangos. Valles antiguos (35). Pleistoceno

Se incluyen en esta unidad los depósitos existentes en un amplio valle

situado al NO de la hoja, que discurre con dirección NO-SE y que están constituidos por abundantes cantos y matriz limo-arcillosa. Su potencia puede superar los 20 m.

1.5.4 Arcillas de decalcificación (37). Holoceno

Corresponde a pequeños rellenos de fondo de dolina, constituidos por arcillas rojas de decalcificación.

Solamente se han cartografiado los más importantes.

1.5.5 Gravas, arenas y arcillas (38). Holoceno

Se incluyen en este apartado una serie variada de depósitos de poca extensión que constituyen fondos de valle, así como otras acumulaciones difícilmente clasificables y que, por tanto, se incluyen en este apartado general.

1.5.6 Gravas, arenas y arcillas (39). Abanicos. Holoceno

Corresponden a unos depósitos que, con morfología de abanico se adosan, en la parte central de la hoja, al relieve mesozoico del borde occidental de la fosa del Jiloca, así como los situados sobre el glacis en la margen derecha del Jiloca.

Contienen cantos más o menos angulosos de calizas mesozoicas englobados en una matriz limo-arcillosa de color pardo.

1.5.7 Brechas en matriz limo-arcillosa (40). Coluviones. Holoceno

Si bien los recubrimientos por coluvionamiento son bastante abundantes, solamente han sido cartografiados los más significativos.

Generalmente se trata de depósitos constituidos por cantos y bloques, fundamentalmente calizos, adosados a los relieves mesozoicos y que se encuentran envueltos en una matriz limo-arcillosa pardo-amarillenta.

1.5.8 Gravas, arenas y arcillas (41). Aluviales. Holoceno

Se incluyen en este apartado todos los sedimentos aluviales depositados en los valles de los ríos y arroyos existentes en la hoja.

Destacan por su extensión el correspondiente al río Jiloca que puede, en ocasiones, alcanzar varios km de anchura.

2 TECTONICA

2.1 TECTONICA REGIONAL

El área estudiada es compleja desde el punto de vista geotectónico. En ella el sistema de fosas terciarias de Calatayud, del Jiloca y Teruel-Alfambra separan las clásicas Rama Aragonesa, al NE, y Rama Castellana, al SO, de la Cadena Celtibérica. Esta cadena está clasificada por JULIVERT et al. (1974) como una cadena de tipo intermedio entre las áreas de plataforma y los orógenos alpinos ortotectónicos pues, a pesar de la a veces intensa deformación de los materiales mesozoico-terciarios, no presenta las características del orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico en forma de manto. Carece, por otra parte, de metamorfismo y la actividad magmática, si bien presente (vulcanismos jurásicos, ofitas triásicas, etc.) es ciertamente reducida.

El conjunto de la Cadena Celtibérica ha sido recientemente interpretada (ALVARO et al. 1978; CAPOTE, 1978), como una estructura tipo aulacógeno, desarrollada por distensión desde el Trías hasta finales del Jurásico; esta evolución fue interrumpida por los movimientos tectónicos neokimméricos y aústricos, cuyo carácter fue esencialmente de tipo vertical. Durante el Cretácico superior la evolución muestra algunos rasgos del anterior desarrollo tipo aulacógeno, pero esto definitivamente terminó cuando fue intensamente acortado y plegado como consecuencia de los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península desde las zonas móviles pirenaica y bética.

El estilo tectónico es de zócalo y cobertera y su esencial característica es la presencia de dos grandes ciclos orogénicos diferentes, el Ciclo Hercínico, que estructuró los materiales paleozoicos del zócalo, y el Ciclo Alpídico que afectó tanto al zócalo como a la cubierta sedimentaria mesozoico-terciaria.

2.1.1 Tectónica del zócalo hercínico

Los caracteres estratigráficos y tectónicos de los afloramientos paleozoicos del área estudiada permiten considerarlas como prolongación hacia el SE de la Zona Astur-Occidental Leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al. 1974) del Macizo Hespérico. Tectónicamente el rasgo más importante es la presencia de una fase de plegamiento principal que desarrolló las estructuras más visibles y la esquistosidad de plano axial dominante en toda la región.

Las direcciones dominantes en el área de la hoja son NO-SE, si bien a escala de la Cadena Celtibérica puede cambiar en otras áreas hasta ser N-S. La vergencia de las estructuras es hacia el NE, coherente con la situación dentro del conjunto de la Cadena Hercínica española. Los pliegues suelen ser una combinación de los tipos 1C y 3 de la clasificación de Ramsay, los primeros en las rocas competentes (areniscas y cuarcitas) y los segundos en las capas pelíticas.

La esquistosidad S1, desarrollada como consecuencia del aplastamiento generalizado que acompañó a esta fase principal, es de flujo en las rocas esencialmente pelíticas y de fractura en las rocas samíticas, más competentes. En la mayor parte de los pliegues su posición, al igual que la de los planos axiales de los pliegues, es erguida con buzamientos entre 70° y 80°. Sin embargo en la región de Las Nogueras adopta una posición tendida que se corresponde con una estructura en forma de pliegue tumbado.

Localmente se han localizado micropliegues que afectan a la esquistosidad S1 y que, por lo tanto, corresponden a una segunda fase de plegamiento. Fuera del área investigada, como por ejemplo en la región de Calatayud-Paracuellos de Jalón, se encuentran también datos que muestran la existencia de dos fases de plegamiento, como figuras de interferencia tipo cartón de huevos y una esquistosidad incipiente S2. En ese mismo área existe una tectónica de cabalgamientos vergentes al NE, que fue interpretada primeramente (LOTZE, 1945) como hercínica y después como alpinas (JULIVERT et al. 1974) al afectar también a las series mesozoicas. Alguno de estos cabalgamientos producen en el zócalo diferente desplazamiento que en la cobertera mesozoica, lo que parece apoyar la posibilidad de que sean cabalgamientos hercínicos, posteriores a la fase principal S1, que fueron reactivados en el ciclo alpino. Lo más probable es que se relacionen con los micropliegues y la esquistosidad incipiente de la 2ª fase. El último episodio relacionado con el ciclo hercínico es una etapa de fracturación intensa, equivalente a la fracturación tardihercínica descrita para el Macizo Hespérico (PARGA, 1969) y para el resto de Europa (ARTHAUD y MATTE, 1975, 1977). Esta fracturación, de edad permocarbonífera, se relaciona con la actividad magmática responsable de los vulcanismos pérmicos que se localizan también en la región. Las fallas tardihercínicas, cuyas direcciones principales son NE-SO y NO-SE, son las que, al reactivarse durante el Mesozoico controlaron la sedimentación alpina, y todavía durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel esencial.

2.1.2 Tectónica Alpina

El modelo de tipo aulacógeno propuesto por ALVARO et al. (1978)

explica la evolución tectónica de la región estudiada, durante la etapa de sedimentación mesozoica. En este contexto se considera que la Cadena Celtibérica fue una estructura tipo *rift* complejo, creada por estiramiento a partir del Trías. Este *graben*, orientado según la dirección NO-SE al haber reactivado el estiramiento viejas fallas tardihercínicas de esa dirección, formaba parte de una unión triple tipo *r r r*, centrada sobre un punto caliente del manto que ALVARO et al. (op. cit.) localizan hacia la región valenciana.

La secuencia de etapas geotectónicas sigue el esquema propuesto por HOFFMAM et al. 1974 para los aulacógenos, es decir una sucesión que en la Cadena Celtibérica es la siguiente:

1.— **Etapla pregraben.** Corresponde a la actividad pérmica (sedimentación, vulcanismo, fracturación).

2.— **Etapla graben.** Las fallas previamente existentes, que habían actuado como desgarres (ARTHAUD y MATTE, 1977) lo hace ahora, bajo régimen distensivo, como fallas normales. La sedimentación sincrónica, rellenando los bloques deprimidos, es la correspondiente al Buntsandstein (Fase cuarcita de HOFFMAN) y culmina con los carbonatos del Muschelkalk.

3.— **Etapla de transición.** Al aumentar el estiramiento los movimientos verticales según las fallas que limitaban el *graben*, perdieron importancia relativa, los bordes de la Cuenca se hundían y la sedimentación se hace expansiva, excediendo los límites del *graben*. Se inicia un magmatismo básico al ascender material fundido, desde el manto, a lo largo de fracturas que cuarteaban la corteza adelgazada. En términos de fenómenos desarrollados en el área investigada se produce la sedimentación arcillo-yesífera del Keuper. Las ofitas, que se localizan en ciertas áreas de la Cadena Celtibérica representan el magmatismo básico del modelo.

4 — **Etapla de "downwarping".** El estiramiento regional y el adelgazamiento cortical se hace más importante todavía. La sedimentación, ahora carbonatada, se realiza en un esquema de subsidencia generalizada, alejado del modelo de subsidencia diferencial que predominó en la etapa *graben*. En la región investigada corresponde a la sedimentación carbonatada jurásica. Los vulcanismos basálticos, de edad jurásica existentes en la región entre Teruel, Valencia y Castellón atestiguan el carácter fuertemente distensivo de esta etapa geotectónica. Este vulcanismo de tipo piroclástico y coladas de basaltos y traquibasaltos está ampliamente representado en el Pliensbachiano superior-Toarciense y Bajociense en la hoja de la Puebla de Valverde (27-23) y zonas circundantes al Sur y Este.

Al final del Jurásico, y durante el Cretácico inferior se produjo un período de inestabilidad que interrumpió la evolución del aulacógeno celtibérico (ALVARO et al. 1978). Dos épocas de movimientos tectónicos inten-

sos (Movimientos Neokimméricos y movimientos Aústricos) introdujeron cambios paleogeográficos importantes relacionados con movimientos verticales que se acompañan por erosión en bloques levantados y sedimentación en bloques deprimidos. Localmente se desarrollaron pliegues de dirección próxima a N-S o NE-SO.

Durante el Cretácico superior se detectan algunos rasgos similares a los de las etapas anteriores, principalmente un cierto control de los espesores por parte de las fallas del zócalo, si bien no puede decirse que el aulacógeno siga existiendo como tal.

A partir del final del Cretácico se detectan los primeros movimientos tectónicos, esta vez claramente compresivos, que van a culminar con el plegamiento y estructuración de toda la Cadena Celtibérica, sincrónicamente con la sedimentación molásica continental del Terciario.

Hay evidencia, a escala de la Cadena, de tres fases de compresión, una desde el NE, otra desde el ENE y otra desde el SE. Todas ellas dan lugar a macropliegues y microestructuras propias, principalmente juntas estilolíticas, grietas de calcita y microdesgarres (ALVARO, 1975; CAPOTE et al. 1980).

En el área investigada son frecuentes las figuras de interferencia de pliegues cruzados y los afloramientos de calizas con más de una familia de juntas estilolíticas de orientación diferente, evidenciando también la existencia de, al menos, dos fases de plegamiento, una que da lugar a pliegues de dirección NO-SE (Pliegues Ibéricos) y otra que origina pliegues cruzados (NE-SO). Después del plegamiento, posiblemente a partir del Mioceno medio, la región fue sometida a estiramiento. En la Cadena se reconocen al menos dos períodos distensivos (VIALARD 1979) uno que origina fallas longitudinales (NO-SE) y otro que da lugar a fallas transversales (NNE-SSO), estas últimas relacionables con la creación de la cuenca valenciana (ALVARO et al. 1978).

En las hojas se aprecia como en detalle las fallas normales neógenas se adaptan a dos direcciones principales NO-SE y NNE-SSO. Las fosas de Calatayud, del Jiloca y Gallocanta son las unidades distensivas principales, y en relación con ellas son frecuentes las huellas de actividad neotectónica a lo largo de un período de tiempo dilatado y en forma recurrente. Una etapa de movimientos entre las formaciones inferior y superior del Páramo y otra posterior son detectables e incluso en algunas juntas se aprecian señales de una relativamente intensa actividad tectónica intracuaternaria que puede llegar a ser muy reciente.

2.2 DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

Desde el punto de vista estructural los materiales aflorantes en la hoja

pueden agruparse en los siguientes conjuntos, como en el resto de la Cadena Celtibérica (I.G.M.E., 1980).

- Basamento. Constituido por las potentes series del Ordovícico afectadas por los movimientos hercínicos.
 - Tegumento. Formado por las Facies Buntsandstein y Muschelkalk.
 - Nivel de despegue. Originado a partir del Keuper margo-yesífero.
 - Cobertera. Constituida por los sedimentos del Jurásico y Terciario.
- Se pueden distinguir una cobertera Jurásica, una cobertera Terciaria plegada y una cobertera Terciaria postorogénica.

El basamento hercínico plegado, viene dado por las estribaciones de Sierra Menera que en conjunto constituye una estructura anticlinal con dirección N160°E extendida por la hoja de Checa (25-21) y el Pobo de Dueñas (25-20) y que presenta plano axial subvertical o vergencia muy ligera hacia el Este. En la hoja la estructura se encuentra afectada por numerosas fallas, gran parte de ellas reactivadas en las fases alpinas. Destacan fallas paralelas a la estructura de carácter inverso con plano subvertical o inclinado hacia el Oeste. Otras tienen orientaciones NE-SO y deben tratarse de desgarres tardihercínicos reactivados posteriormente. La estructura está limitada en su parte oriental por una falla inversa NO-SE de edad Alpina.

El Tegumento triásico (Buntsandstein y Muschelkalk) se adapta a los pliegues de fondo de los materiales hercínicos durante las fases alpinas. Localmente el Muschelkalk presenta despegues encontrándose “flotando” sobre los materiales del Keuper, probablemente debido a la existencia localizada de un nivel de despegue plástico en el Muschelkalk intermedio (Rambla de Almohaja).

La cobertera jurásica presenta estructuras de plegamiento de dirección NO-SE y NNO-SSE, observándose ligeras vergencias hacia el NE. Las fallas principales son NNO-SSE con planos subverticales. Corresponden a dos fases principales de plegamiento de edad finioligocena y pre-aragoniense, estando las fallas reactivadas en régimen distensivo en tiempos posteriores.

Las estructuras existentes en la cobertera terciaria plegada (Eoceno-Mioceno inferior) corresponden a pliegues de orientación NO-SE y N160°E fuertemente asimétricos y vergentes hacia el NE en los materiales del Eoceno superior-Oligoceno superior y menos acusados en la serie del Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Los materiales del Neógeno están suavemente basculados hacia las cubetas en los bordes con el Mesozoico.

La fosa del Jiloca aparece, al menos en su borde meridional a finales del Mioceno, pero se configura de forma definitiva como tal durante las fases distensivas del Plioceno medio y superior, con saltos de falla importantes

(hasta 300 m) que elevan la Sierra Palomera y el bloque mesozoico occidental.

3 GEOMORFOLOGIA

Existen en este área, como en otras zonas de la Cordillera Ibérica, tres tipos de dominios morfoestructurales que vienen representados por los afloramientos de los materiales paleozoicos, los mesozoicos y paleógenos, y el último formado por depósitos neógenos.

El ataque de la erosión sobre estos materiales genera formas generalmente diversas y específicas de la litología y disposición estructural.

El dominio morfoestructural paleozoico se ciñe en esta hoja a la zona nor-occidental y está constituido por materiales fundamentalmente cuarcíticos que forman parte de las estribaciones meridionales del macizo de Sierra Menera. Su morfología no presenta rasgos dignos de cartografía excepción hecha de algunos niveles de *crestas*, *cuestas*, *hog-backs* y *líneas de capa dura*. Es frecuente la existencia de *valles de fondo plano* que, por observaciones en zonas próximas (El Pobo de Dueñas), se constata que tienen una alimentación por depósitos periglaciares (*grezes littees*) que, en ocasiones, puede alcanzar los 20 m. Consideramos que este tipo de valles son una herencia de condiciones periglaciares en épocas cuaternarias. Estos valles en la actualidad son generalmente secos y el agua circula subálveamente de forma prioritaria.

Una gran parte de la hoja está constituida por el dominio estructural representado por el afloramiento de los materiales mesozoicos y paleógenos que se sitúan al E y O de la hoja, separados por la depresión tectónica del Jiloca. Estos materiales se encuentran fosilizados irregularmente por depósitos plio-cuaternarios y cuaternarios.

En este conjunto, sobre todo en la parte oriental de la hoja, se reconocen niveles de *crestas*, *líneas de capa dura* y *cuestas* que, en ocasiones, presentan en su reverso formas de *chevrons*.

Al Oeste de la hoja se reconoce una *superficie de erosión* entre 1.100 y 1.350 m, que, en muchos casos, aparece degradada; esta superficie posee regionalmente un gran desarrollo y continuidad. Es poligénica y la edad de la misma es difícil de precisar pero, por comparación con otras áreas y en base a estudios realizados en zonas próximas, permite precisar una edad Plioceno medio para la misma.

Con posterioridad a la generación de esta superficie de erosión tiene

lugar una importante fase de karstificación que en este área viene manifestada por la presencia de dolinas. Las dolinas que hemos observado son de tipo de dolinas en cubeta con los bordes degradados. Algunas de estas formas, en zonas próximas, presentan un claro alargamiento debido al influjo tectónico que han experimentado en su desarrollo. La edad de esta fase principal de karstificación la consideran GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1979) como del Plioceno superior en base a dataciones paleontológicas.

Una de las características que llama más poderosamente la atención en este dominio es la extensa regularización de vertientes que no se ha cartografiado debido a la generalidad de la misma y a que impide la observación de otras formas. Esta regularización se hace más acusada a medida que se progresa en altura para igualdad de litología y de intensidad de fracturación. Sin embargo, cuando nos encontramos con materiales de elevada resistencia erosiva y amplio espacio en el diaclasado las vertientes son del tipo desnudo.

Los materiales neógenos que se localizan fosilizando el dominio estructural anterior, presentan una morfología muy monótona y poco expresiva, tratándose predominantemente de relieves alomados instalados sobre materiales detríticos. Al igual que en los otros dominios existe una regularización de vertientes y valles de fondo plano acompañantes.

A ambos lados de la arteria principal del Jiloca, que discurre por la depresión tectónica del mismo nombre se desarrollan extensos niveles de *glacis* de edad plio-cuaternaria. Se trata de glacis por derrame de potencia variable y que en las áreas frontales no suelen superar los 3-5 m. Localmente los materiales constitutivos del mismo aparecen encostrados.

Este glacis plio-cuaternario se encuentra, en zonas próximas y en el borde oriental de la fosa, afectado por una serie de fallas con expresión morfológica constitutivas del borde de la fosa y que nos indican una importante actividad tectónica para épocas cuaternarias.

Esta reactivación tectónica trae como consecuencia un contraste en el relieve que origina, al pie del escarpe de falla, una secuencia de *abanicos* que coalescen frecuentemente unos con otros. Es muy posible que hayan existido reactivaciones posteriores ya que el contacto entre el mesozoico y los abanicos es muy neto y no se observa penetración de los ápices en estos materiales.

En la parte más oriental de la hoja aparecen otros niveles de glacis de menor desarrollo disectados por los barrancos de incisión lineal. Se trata de glacis por derrame convertidos en glacis encajados y que van ligados a la red fluvial de menor orden. Su datación es imprecisa pero en cualquier caso

estimamos que son más modernos que el nivel general de glacis plio-cuaternario.

La arteria fluvial principal de la hoja es el río Jiloca que, con dirección S-N, la atraviesa por su parte central desarrollando una extensa llanura aluvial, que puede alcanzar los 4 km de anchura, no habiéndose localizado depósitos de terrazas relacionadas.

Lógicamente, las diferentes formas existentes en la hoja responden a la acción de un conjunto de procesos que se suceden en el tiempo y dejan impresa su acción sobre el modelado. Establecer una historia geomorfológica para esta hoja no es fácil si únicamente se tiene en cuenta la extensión de la misma, por ello acudiremos a los conocimientos y experiencias geomorfológicas regionales.

Con posterioridad a la generación de la superficie de erosión pliocena tuvo lugar una importante etapa tectónica en la que se produjo la deformación de esta superficie y la generación de la fosa del Jiloca. Esto trajo como consecuencia la aparición de áreas elevadas y deprimidas. Después de esta etapa tectónica se produce una karstificación importante en los materiales carbonatados de la región.






Las áreas elevadas generadas como consecuencia de la anterior etapa tectónica fueron sometidas a erosión depositando los productos en las depresiones en forma de glacis continuos. La reactivación de las fallas trajo como consecuencia nuevas desnivelaciones en el relieve que vienen manifestadas por la generación de amplias áreas de cono de deyección a la par que deprimían todavía más la fosa del Jiloca.

Las etapas climáticas que tuvieron lugar en el curso del Cuaternario motivaron la acción para las épocas frías de la crioclastia que tapizó junto con la movilización en vertiente las laderas del área imprimiendo una extensa regularización a las vertientes. Acompañando a la misma se desarrollaron valles de fondo plano con concavidad de enlace con las vertientes que alimentaban a los mismos. Posteriormente las circunstancias climáticas se modificaron y la red varió su funcionalidad hacia una incisión lineal muy generalizada.


De cara a una planificación territorial es interesante señalar qué procesos son activos en la actualidad. Por un lado destaca las constantes reactivaciones tectónicas que han tenido lugar durante el Cuaternario que hay que tener muy presentes de cara a la instalación de grandes obras de ingeniería civil. Otro proceso de actividad acelerada es el arramblamiento existente en algunas partes del área estudiada, así como la intensa erosión en cárcavas existentes en algunas zonas.

LEYENDA





MODELADOS ESTRUCTURALES

-  Crestas
-  Cuestas y hog-backs
-  Chevrans
-  Linea de capa dura
-  Fallas con expresi3n morfologica

SUPERFICIES DE EROSION

-  Superficie de erosi3n sobre Mesozoico, fundamentalmente pliocena


MODELADOS DEPOSICIONALES

-  Glacis Villanyense
-  Glacis
-  Valles de fondo plano Terrazas bajas y/o llanura de inundacion
-  Abanicos

RED FLUVIAL

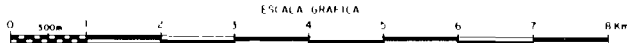
-  Red fluvial principal

FORMAS KARSTICAS

-  Dolinas

MODELADO ANTROPICO

-  Nucleos urbanos



4 HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se dará una visión generalizada de la paleogeografía y evolución sedimentaria y tectónica del sector abarcado por las siete hojas realizadas por C.G.S.S.A. durante 1981 (26-21: Sta. Eulalia; 27-21: Alfambra; 25-22: Tragacete; 26-22: Cella; 27-22: Teruel; 26-23: Terriente y 27-23: La Puebla de Valverde) y zonas próximas. Se tendrán en cuenta los datos existentes en la bibliografía y los obtenidos mediante el estudio de las citadas hojas así como de las realizadas durante 1980 (Ateca, Paniza, Used, Daroca, Odón, Calamocha y Monreal del Campo).

Los afloramientos ordovícico-silúricos se limitan a las Hojas de Sta. Eulalia (S^a Menera), Tragacete (Tremedal), Cella (Sierra Carbonera) y Terriente (Macizo del Collado de la Plata).

La sedimentación tuvo lugar en una extensa plataforma somera cuyos límites nos son hoy desconocidos. El análisis secuencial pone de manifiesto tres episodios sedimentarios sucesivos a lo largo del tiempo:

I.— Episodio ordoviciense inferior, que comienza con facies heterolíticas y termina con facies de barras litorales (Cuarcita Armoricana).

II.— Episodio ordoviciense medio-superior. Empieza con facies finas e interrupciones sedimentarias en el Llanvirniense, pasando a facies de barras litorales en el Llandeilo-Caradoc, siguiendo con facies finas y terminando con un episodio carbonatado. En términos de transgresión-regresión este episodio puede representar dos secuencias transgresión-regresión; una primera terminando en el techo de la cuarcita caradociense y una segunda terminando en el techo de la caliza ashgillense, que en algunas localidades se encuentra erosionado.

III.— Episodio silúrico transgresivo, que empieza en discordancia o discordancia sobre el anterior con facies finas con cantos rodados y termina en el techo de la cuarcita Llandoveryense. Con las pizarras de Graptolites (Fm. Bádenas) se inicia un nuevo ciclo de carácter transgresivo cuyo techo no aparece en las hojas.

Generalmente no se pueden diferenciar ámbitos paleogeográficos distintos en la zona de estudio, que únicamente abarca una pequeña parte de la cuenca sedimentaria.

De acuerdo con las paleocorrientes el área de erosión quedaría al NE de la zona, y el mar profundo al SO, sin que se pueda estimar a qué distancia. En este sentido el "Macizo del Ebro" de CARLS no puede ser confirmado como área fuente, puesto que desconocemos si se encuentra a 100 o a 1.000 km de distancia.

Los espesores ponen de manifiesto una subsidencia diferencial durante el Ordovícico medio y superior, dibujándose surcos y umbrales sedimentarios que se disponen paralelamente al aporte, es decir NE-SO. En el área considerada hemos identificado el "Umbral de Molina", con potencias de 100 metros de sedimentos, y un área subsidente hacia Teruel, con más de 600 m de sedimentos (fig. 4).

Al final del Ordovícico, la sedimentación carbonatada domina parte de la cuenca, con sedimentación de grandes espesores en zonas localizadas, como Sierra Menera, que parece corresponder a formaciones arrecifales (fig. 5).

Durante el Silúrico más inferior se observa la misma tendencia de aumento de espesores y direcciones de corriente que la indicada para el Ordovícico medio superior (fig. 6).

El plegamiento hercínico estructura las series ordovícico-silúricas, al que sigue un importante proceso de fracturación tardihercínica de edad permo-carbonífera, que se inicia con fallas de desgarre, posteriormente reactivadas en régimen distensivo y que se relacionan con los vulcanismos pérmicos presentes en las hojas de Tragacete y Checa. Estas fallas tardihercínicas (NE-SO, NO-SE y N-S) al reactivarse durante el Mesozoico controlan la sedimentación y durante el plegamiento alpino juegan un importante papel.

Tal y como se ha indicado en el capítulo de Tectónica regional (2.1) a partir del Pérmico y hasta el Jurásico el Sistema Ibérico evoluciona según un esquema de tipo aulacógeno.

El inicio de la sedimentación del Permotrías y Facies Buntsandstein es correlativa con la reactivación de las fracturas tardihercínicas en régimen distensivo y comienza con facies fluviales y de abanicos aluviales y termina con facies de estuarios, fluvio-deltaicas reelaboradas por corrientes litorales y mareas y facies de llanura de mareas. En las hojas de Tragacete, Cella y Terriente pueden diferenciarse un ciclo inferior con características fluviales y otro superior, extensivo sobre el primero, con clara tendencia transgresiva y que está presente en toda la región. Existe una claro control de espesores y facies a partir de fracturas NO-SE y NE-SO, destacando el umbral del Tremedal (RIBA 1959, RIBA y RIOS 1962) y el surco de Molina. Un importante cambio de facies se produce a partir de la alineación de Sierra Menera-Cella y borde oriental de Sierra Carbonera-Villel (hojas de Sta. Eulalia-Cella y Terriente) situándose las facies más distales del sistema al NE de la misma (fig. 7).

Con el fin del depósito de la Facies Buntsandstein la cuenca se encuentra casi totalmente nivelada instalándose en toda la región una extensa plataforma más somera, que la existente al final del Buntsandstein. En las hojas

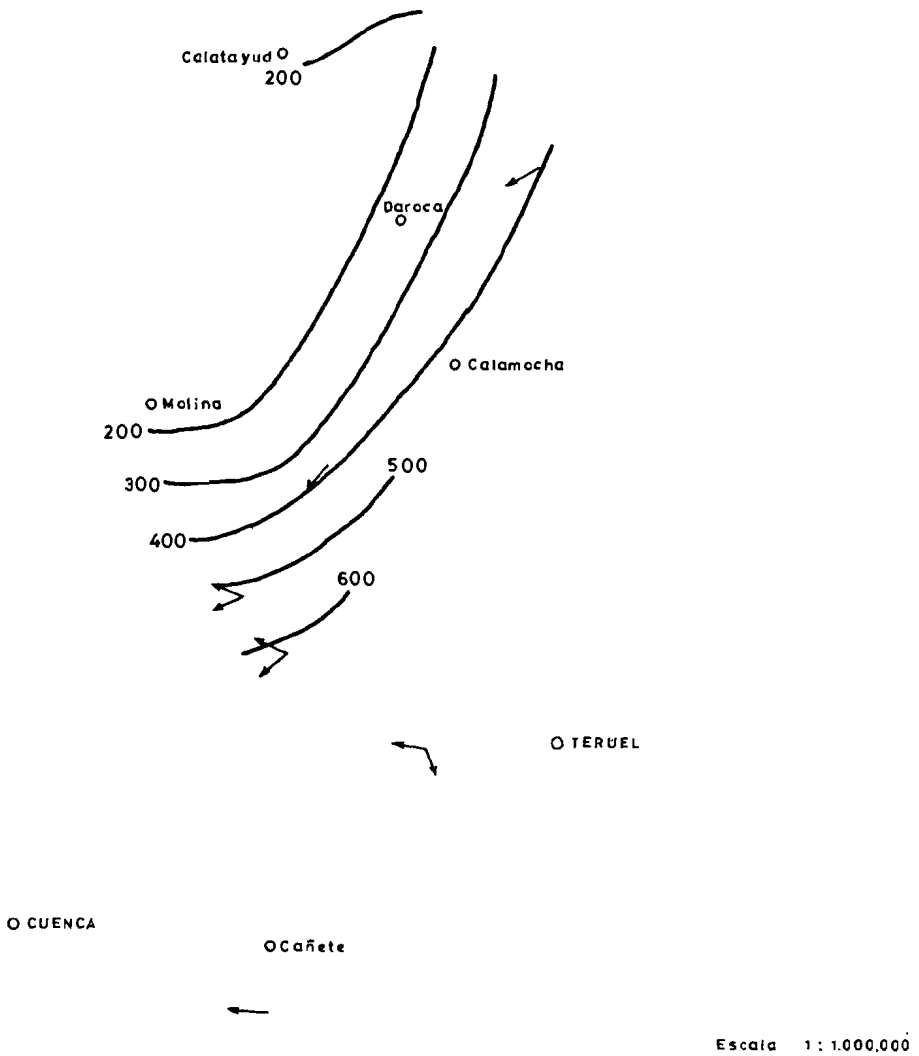


Fig. 4.— Ciclo II. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

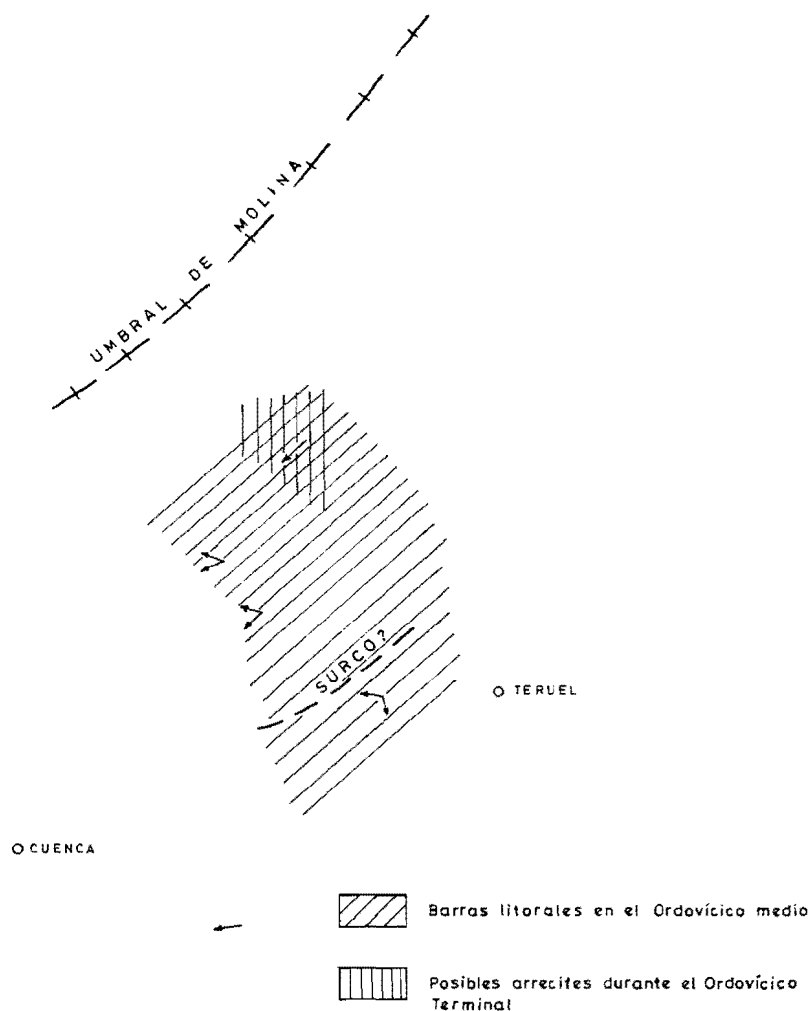


Fig. 5.— Esquema paleogeográfico.

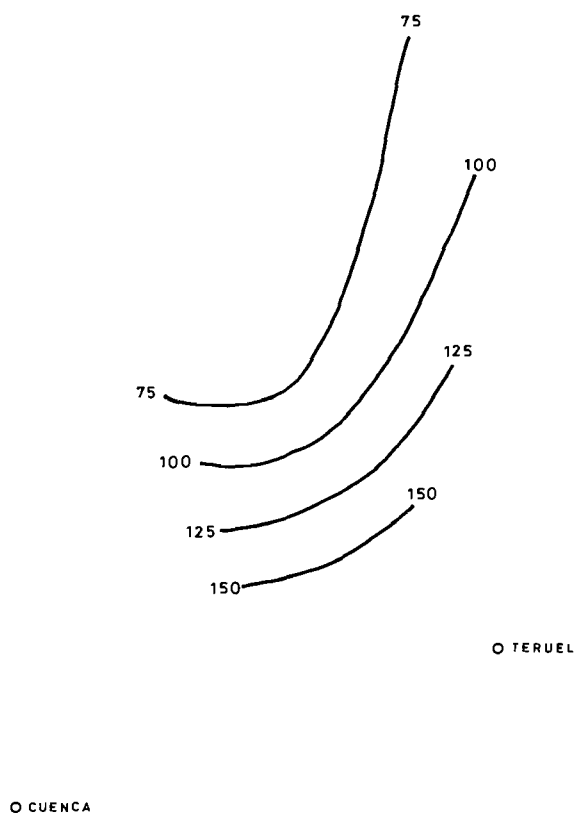


Fig. 6.— Ciclo III. Mapa de isopacas.

de Tragacete, Cella, Terriente y La Puebla de Valverde es evidente la existencia del tramo rojo intermedio entre dos barras carbonatadas (según HINKELBEIN, 1965).

La barra inferior y el citado nivel rojo pasan hacia el Oeste y Noroeste a facies lutíticas rojas del Buntsandstein superior. En la región la sedimentación tuvo lugar en una extensa llanura de mareas con condiciones intermareales e incluso supramareales, situándose el mar abierto hacia el Este. Algunos elementos paleogeográficos de orientación NO-SE, ejercen un cierto control de espesores y facies, como son el surco de Castellar de la Muela-Cerro de San Cristobal y el alto de Loma de la Tejería, con sedimentación exclusiva en este último, de sólo los términos superiores del Muschelkalk, situados en la hoja de Santa Eulalia.

Con la sedimentación del Muschelkalk termina la etapa graben del aulacógeno celtibérico, pasándose a la de transición con sedimentación expansiva de los materiales arcillo-evaporíticos del Keuper. El límite septentrional del magmatismo básico (ofitas) se sitúa en la región de Villel (hoja de Terriente). La etapa de flexura (*downwarping*) se corresponde con la sedimentación carbonatada jurásica (ver 2.1. Tectónica regional).

Al final de la deposición del Keuper en condiciones continentales con influencias marinas (*sebkhas* litorales), las zonas emergidas se encontrarían totalmente peneplanizadas, desarrollándose costras carbonatadas que constituyen el tramo de transición entre la F. Keuper y el Rethiense en algunos puntos de la Ibérica (IGME 1980). El régimen de subsidencia generalizada en que actúa la región provoca la instalación de una extensa plataforma somera en la que las Dolomías Tableadas de Imón se depositan en una llanura de mareas, mostrando una cierta tendencia regresiva hacia el techo (IGME, 1980).

Durante el Jurásico la presencia de discontinuidades de ámbito supra-regional permiten la división del mismo en varias secuencias deposicionales que incluyen uno o varios ciclos sedimentarios (ver capítulo 2 Estratigrafía).

En el Lías inferior de la zona, (Hettangiense-Sinemuriense) la sedimentación tuvo lugar en un ambiente de *lagoon* restringido más o menos hipersalino. La deposición de carbonatos tuvo lugar en los umbrales y sus márgenes (carniolas, dolomías, calizas), mientras que en las áreas fuertemente subsidentes tiene lugar la acumulación de evaporitas (Cuencas del Ebro, Vinaroz y Cuenca).

A partir del Lías medio se reconocen en la zona sedimentos de *lagoon* abierto, llanura de mareas (Carixiense), *shelf*-cuenca y margen de plataforma (Domeriense) y *shelf*-cuenca (Toarciense).

En el Lías medio y superior la cuenca jurásica alcanza su máxima exten-

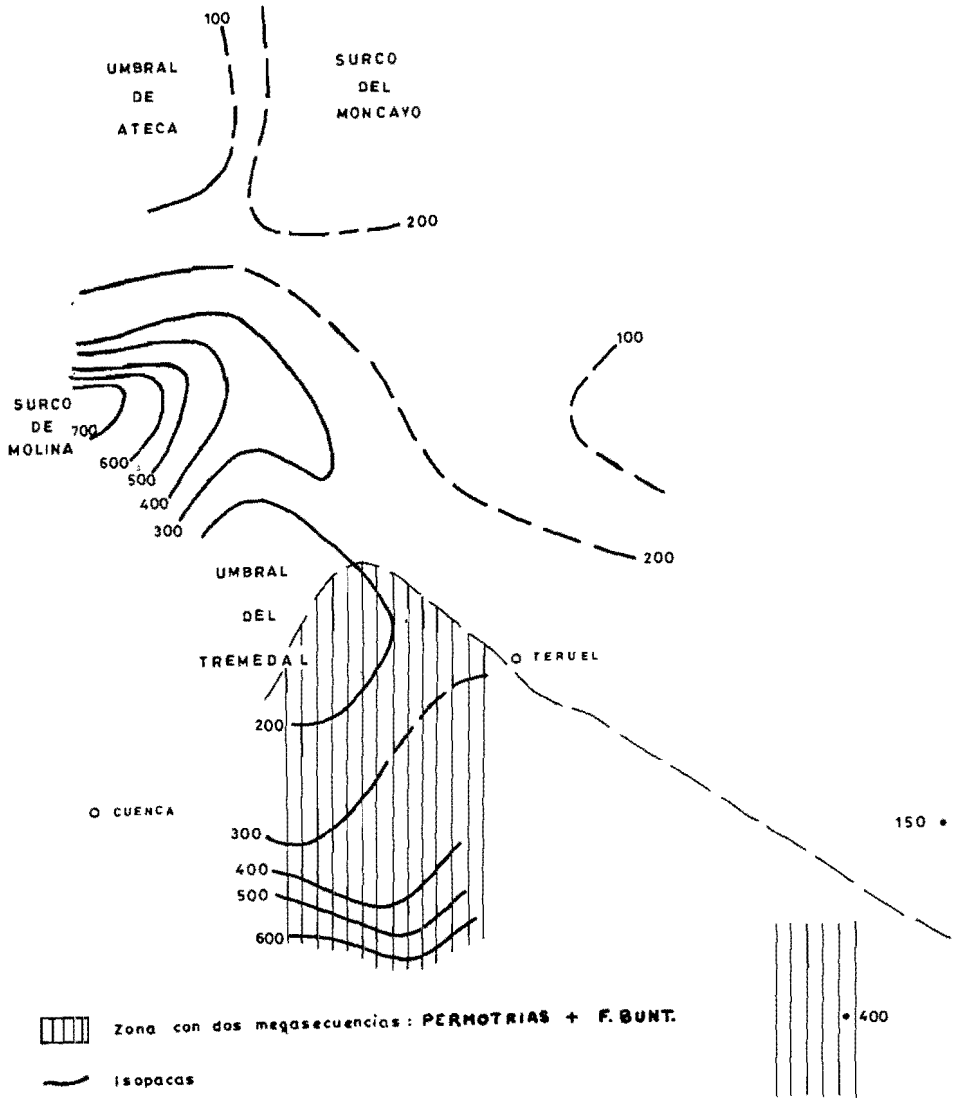


Fig. 7.— Mapa paleogeográfico.

sión estando comunicada con un mar abierto situado al Noroeste, mientras que al Este y Sureste existían macizos emergidos de carácter discontinuo. En el Toarciense se alcanza el máximo de la transgresión liásica. Algunos elementos paleogeográficos comienzan a tener significado, como la "flexión sur-occidental" que en nuestra zona se sitúa sobre la alineación Portillo de Guadalaviar-Cañete (hoja 25-22: Tragacete) y que limita zonas más someras hacia la región de Cuenca. El estiramiento cortical máximo se alcanza al finalizar el Toarciense y está en relación con el vulcanismo fisural basáltico, emitido a través de fallas tardihercínicas NO-SE reactivadas, como la falla de Caudiel (GOMEZ et al. 1976), cuya traza en las hojas coincide con la de algunas de las fracturas que han controlado la sedimentación del Triásico en las hojas de Santa Eulalia, Cella, Terriente y La Puebla de Valverde.

Durante el Dogger se reconocen gran variedad de ambientes deposicionales: margen de plataforma (*grainstones* oolíticos), talud (arrecifes de espongiarios y facies asociadas) y *shelf*-cuenca (margas y margocalizas con Ammonites), asociadas a umbrales y surcos, que se han generado por la reactivación de las fallas tardihercínicas, como el alto de Guadalaviar-Cañete (flexión suroccidental) que limita las facies de *lagoon*, llanura de mareas hacia el Oeste, Cuencas de Teruel y Valencia, alto de Alfambra-Cedrillas (probablemente en relación con el umbral de Ateca-Montalbán) (fig. 8).

Durante el Malm se reconocen en la zona depósitos de plataforma (margas y alternancia rítmica de calizas y margas) y de *lagoon* y margen de plataforma (calizas con oncolitos). Al comienzo del Malm tiene lugar el movimiento relativo de Iberia con respecto a Europa y África, lo que origina un cambio brusco en la evolución de la cuenca desapareciendo algunos de los elementos paleogeográficos existentes durante el Lías y Dogger, los márgenes de la cuenca emergen, desarrollándose el macizo del Ebro y aumentando la extensión del Macizo Ibérico. El mar abierto se encuentra hacia el Mediterráneo.

En el Malm superior tiene lugar una regresión generalizada, con entrada de facies terrígenas y tendencia hacia la colmatación de la cuenca como consecuencia de la actuación de las primeras fases neokimméricas.

En la zona hay sedimentación terrígena durante el Kimmeridgiense superior-Portlandiense-Berriasiense (y probablemente Valanginiense inferior). Se reconocen depósitos de llanura de mareas, transicionales y fluvio lacustres. Estos terrenos se extienden al Sur de la línea Aliaga-Horta de San Juan y al Este de la alineación Molina de Aragón Requena. Se desconoce hasta qué punto los límites de los afloramientos corresponden a los bordes de cuenca o son simplemente límites erosivos. La distribución de facies registra una zonación entre facies continentales y transicionales al Oeste de

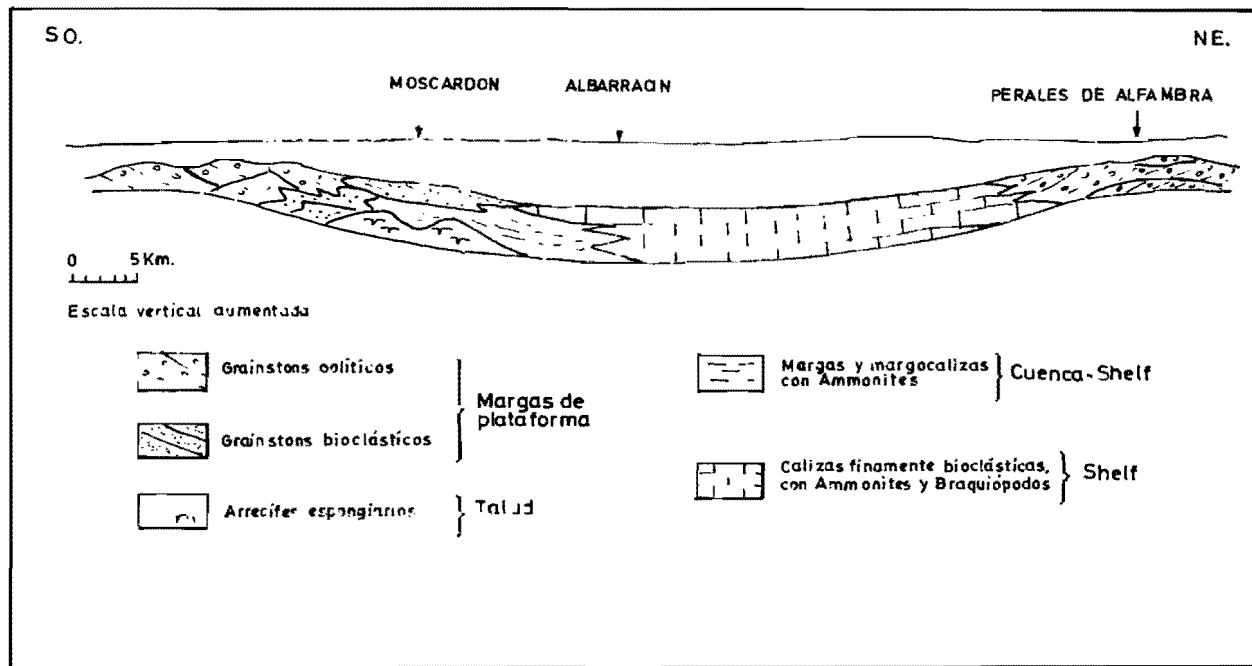


Fig. 8.— Esquema deposicional en el Bajociense superior-Bathonense.

las Ramas Castellana y Aragonesa y las facies marinas del Maestrazgo. Las direcciones de aporte en la zona de Cedrillas (hoja 27-22: Teruel) se dirigen hacia el Este.

En el Cretácico inferior y como consecuencia de los movimientos neokimméricos y aústricos que reactivan fallas anteriores en régimen distensivo (ver 2.1. Tectónica regional) se originan dos ciclos sedimentarios de carácter transgresivo (s.l.) con un claro control de espesores y facies por fallas de directriz Ibérica (NO-SE) y en menor grado por otras NE-SO. El primero de ellos está constituido por la F. Weald y los depósitos claramente marinos del Barremiense superior (hoja 27-22: Teruel) o Aptiense medio superior (Serranía de Cuenca). Se distinguen dos cuencas principales, la del Maestrazgo central con facies marinas en el centro y la de Cuenca-Requena esencialmente continental, separadas por un umbral de orientación NO-SE en la zona de Teruel (figs. 9 y 10).

En la Cuenca del Maestrazgo las facies fluviales bordean el umbral de Teruel, del cual derivan, siendo el sentido del aporte hacia el NE y E. En esta dirección pasan a las facies transicionales de Mirambell, y finalmente a los niveles marinos. La cuenca limita al NE con las bauxitas de Fuentespalda, que hacia el S pasan a facies fluviolacustres. Hacia el N (zona de Alcañiz) no se conocen facies de borde, por lo que el límite de los depósitos debe de ser erosional.

La cuenca Sur o de Cuenca-Requena no presenta facies marinas. Al Oeste de Segorbe existen facies fluviales así como al Sur de Cuenca, probablemente procedentes de los relieves limitantes al NE y SO respectivamente. La falta de estos depósitos en otras zonas puede significar el carácter erosivo del límite de los depósitos. De este modo la cuenca se configura como intramontañosa y dirigida de NO a SE y con abanicos aluviales en los bordes, orientados hacia el eje de la misma.

En el mapa de isopacas para la cuenca S (fig. 11) se aprecia la disposición NO-SE y la presencia de calizas lacustres potentes y lignitos en las áreas de mayor subsidencia.

El segundo ciclo está constituido por la secuencia transgresiva (s.a.) del Albiense-Cenomaniense inferior, con la discordancia aústrica en la base, los depósitos transicionales de la Fm. Utrillas y finalmente las calizas marinas cenomanienses. La reactivación de las fallas fue muy importante, llegando a situarse la Fm. Utrillas sobre diferentes términos del Jurásico y Triásico e incluso sobre el Paleozoico en los bordes del Macizo Ibérico. Este ciclo es extensivo sobre los anteriores.

Los afloramientos de Albiense y Cretácico superior se limitan a las hojas de Terriente, Tragacete y borde Oeste de la hoja de la Puebla de Valverde.

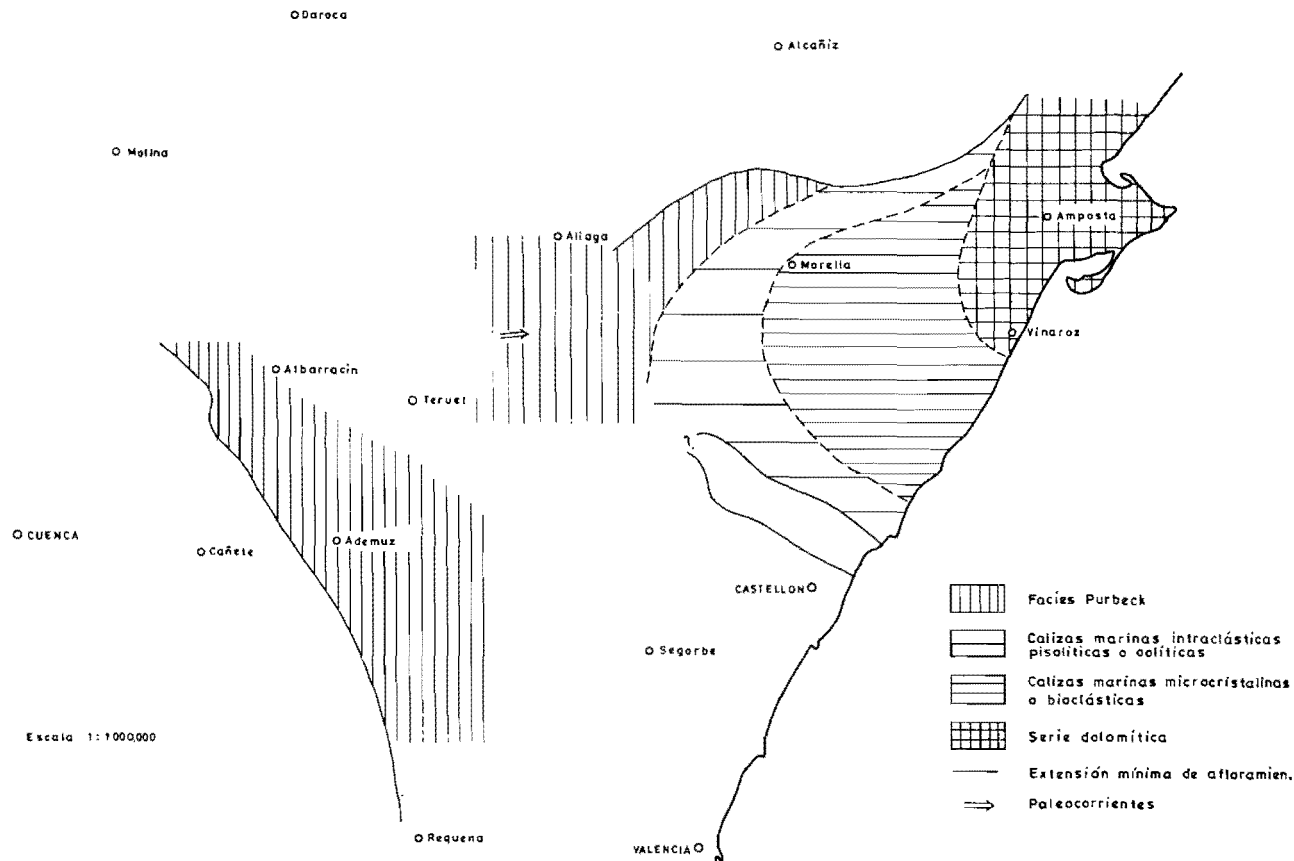


Fig. 9.— Mapa de facies y extensión mínima de los terrenos del Portlandien.—Cretác. basal. Datos de Villard, Canerot y propios.

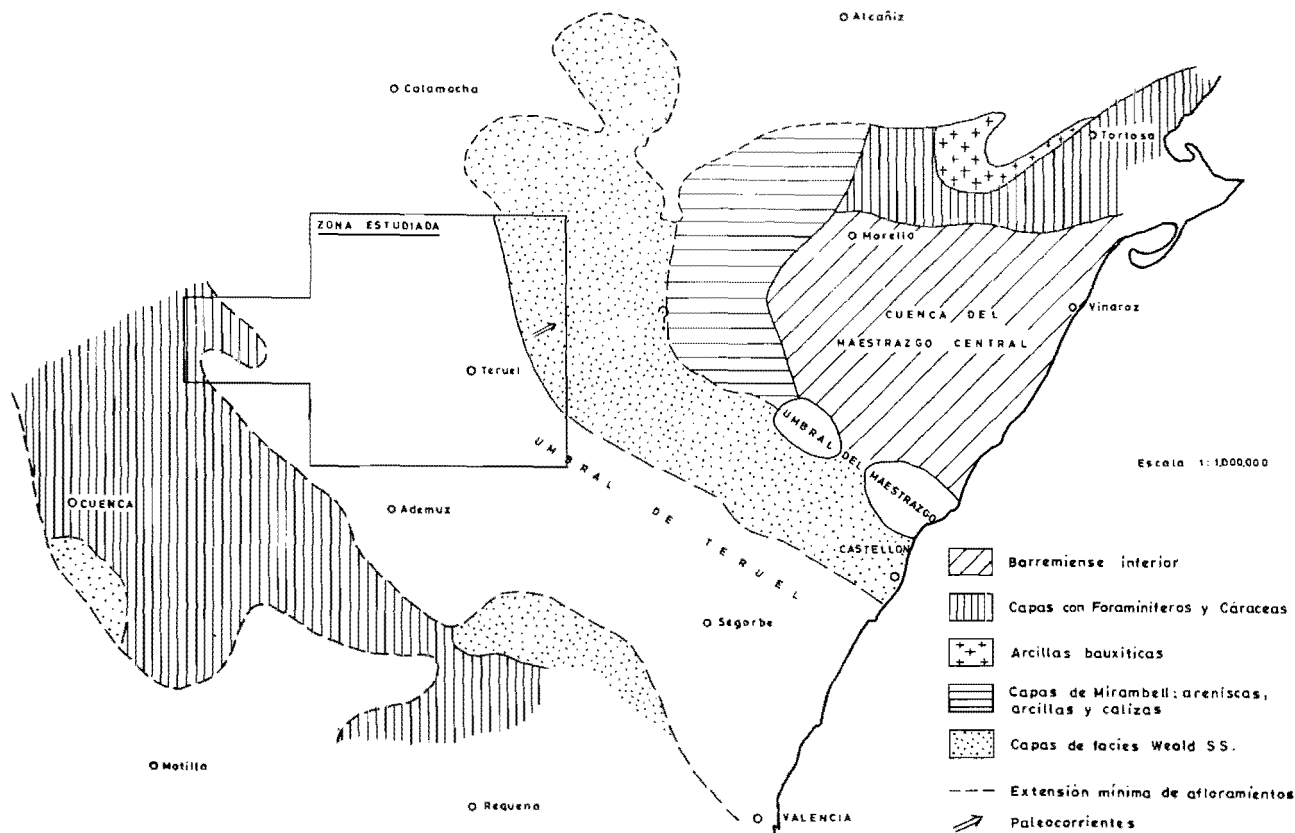


Fig. 10.— Mapa paleogeográfico durante el Barremiense Inferior. Según CANEROT (1975), VIALARD (1972), modificado.

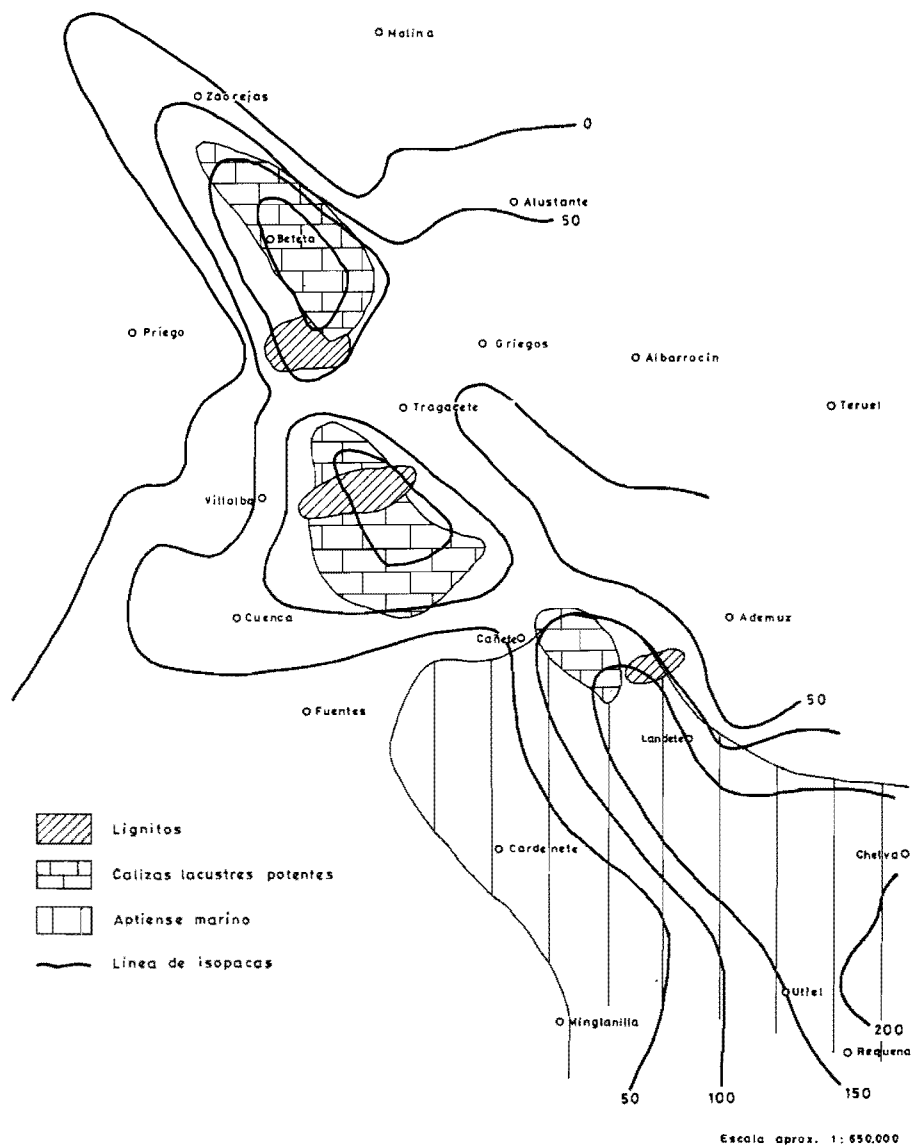


Fig. 11.— Barremiense-Aptiense. Isopacas y facies principales (MELENDEZ et al 1974).

Durante el Albiense, la cuenca sedimentaria estaba abierta al mar al E. de Valencia, y se caracterizaba por presentar una serie de surcos y umbrales de dirección ibérica.

El aporte del sedimento era en general NE-SO, a lo largo de una extensa llanura fluvial o fluvio-deltaica, a la cual aflúan aportes laterales procedentes de las zonas de umbral (fig. 12).

Al N de Calatayud y Alcañiz no se conocen sedimentos de la Fm. Utrillas excepto en un sinclinal localizado bajo los materiales de la Depresión del Ebro.

Al S y SO de esta línea existe una franja de abanicos aluviales, que en la zona de Utrillas pasa a una región de fuerte subsidencia (Umbral de Utrillas). Al Este de dicha zona se encuentra una región que registra episodios carbonosos de interés económico (zona de marismas), y que no contiene conglomerados, más al E se pasa finalmente a una zona con indentaciones marinas.

Al S de Molina de Aragón se encuentra el umbral de Tragacete, que suministra aportes detríticos en forma de abanicos aluviales. Para esta zona existe un mapa de isopacas (fig. 13) que refleja claramente la geometría de la cuenca en surcos y umbrales.

A partir del Albiense superior y hasta el Cenomaniense inferior comienza a instalarse en la región una extensa plataforma carbonatada, somera, con el mar abierto hacia el Sureste en la que progresivamente va siendo menor la influencia de aportes terrígenos del continente tanto en la vertical como hacia el SE (La Puebla de Valverde) los ambientes sedimentarios son muy variados: llanuras de marea, litorales, plataforma interna con barras subtidales y biostromas de Ostreidos, etc.

Durante el Cenomaniense y a partir del nivel de margas verdes, la influencia de terrígenos es muy poco importante. Predominan los ambientes de llanura de mareas en la hoja de Tragacete, con episodios submareales en las hojas de Terriente y La Puebla de Valverde en la que se aprecia una doble tendencia transgresivo-regresiva.

En el Turoniense inferior se alcanzan los máximos de profundidad durante el Cretácico en ambientes submareales de plataforma abierta. A partir de este momento la cuenca se abre hacia el Norte y Este (ALONSO MILLAN et al. 1981) y se inicia un ciclo sedimentario de tendencia general regresiva, en una plataforma somera restringida con gran variedad de ambientes sedimentarios: plataforma interna con bioconstrucciones arrecifales y *shoals*, llanura de mareas, *lagoon* restringido salino (colapsobrechas), *lagoons*-marisma, de tendencia lacustre, etc... A finales del Cretácico superior la influencia de aguas dulces se hace muy patente pasándose a condi-

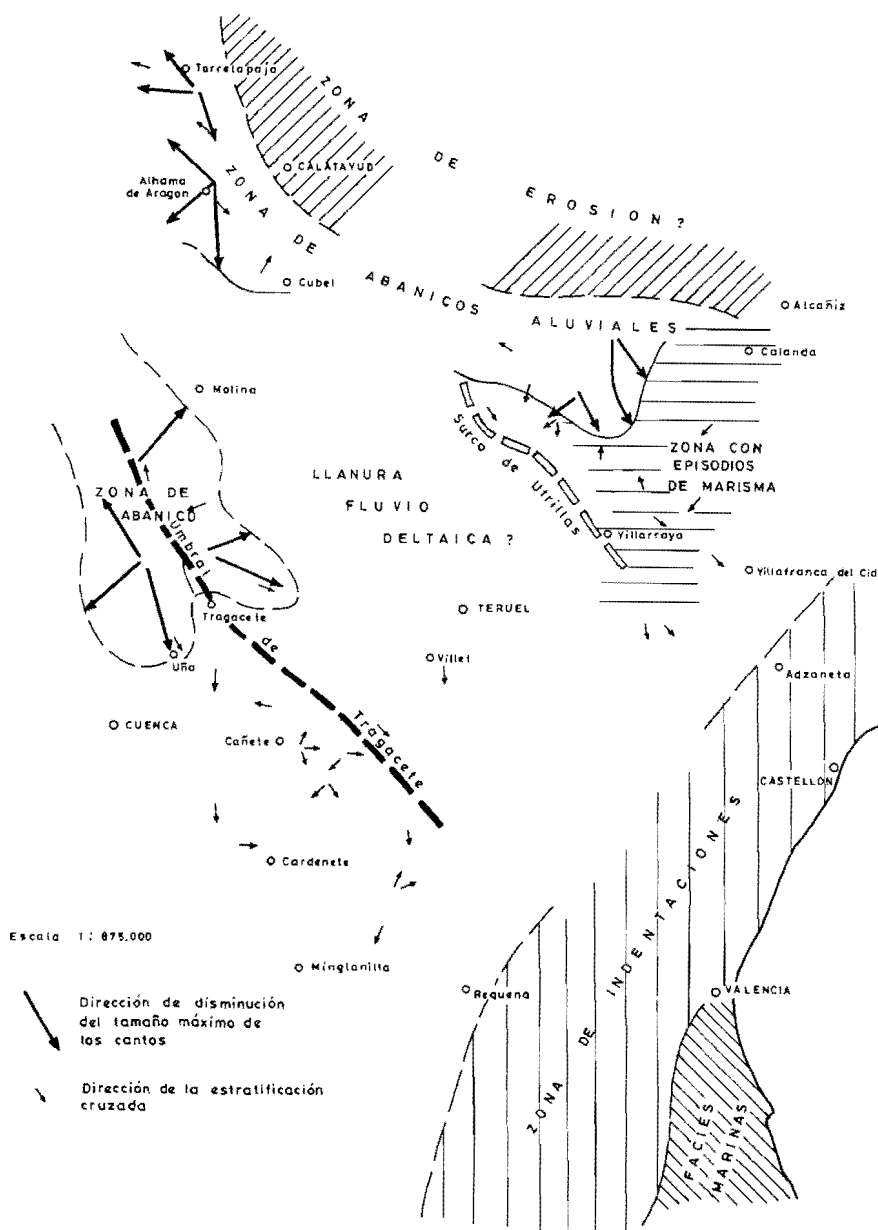


Fig. 12.— Mapa paleogeográfico durante el Albense. Basado en datos de SAEFTL (1961).

ciones cada vez más continentales (*lagoon*-marisma de tendencia lacustre), como consecuencia de los primeros impulsos alpinos que provocan la estructuración de cubetas características de la regresión final del Cretácico (ALONSO MILLAN et al 1981).

Durante el Cretácico superior y preferentemente en el ciclo superior se reconocen en la zona dos dominios separados por una alineación NO-SE que va desde el Portillo de Guadalaviar (Hoja de Tragacete) hasta Cañete, al Oeste de la cual (Serranía de Cuenca) las facies son dolomíticas mientras que al Este hay mayor profusión de calizas. Con pequeñas variaciones esta alineación es la que controla las variaciones de facies del Jurásico, por lo que parece probable que estos cambios, tanto litológicos como diagenéticos estén controlados por un accidente importante en la evolución de la Cordillera Ibérica que podría coincidir con la Flexión suroccidental (IGME 1980) o la Falla Hespérica de ALVARO et al. (1978). CAPOTE et al. 1982).

A partir del Paleoceno la sedimentación tiene carácter continental, rellenando cubetas más o menos aisladas hasta el Plioceno inferior. Se detectan algunos impulsos tectónicos durante el Paleoceno-Eoceno inferior que se traducen en discordancias progresivas en la zona del sinclinal del Alto Tajo (hoja de Tragacete).

La primera fase importante de plegamiento tiene lugar a mediados del Eoceno, con compresión NO-SE que da lugar a estructuras vergentes al SE, y origina una redistribución de cuencas intramontañosas cuyo relleno tiene lugar durante el Eoceno superior-Oligoceno inferior y parte del superior. En las hojas se tiene evidencia de la existencia de al menos cuatro cuencas principales con diferente relleno: Sinclinal del Alto-Tajo (Tragacete), Cubeta de Moscardón (Terriente), Sinclinal de Aguatón-Sierra Palomera y Cubeta de Galve (Sta. Eulalia y Alfambra).

En la cuenca de Aguatón-Sierra Palomera es donde se encuentran mejor representados los sedimentos paleógenos constituidos por una alternancia de facies detríticas relacionadas con zonas proximales y medias de abanicos aluviales y ambientes lacustres y palustres. Dicha alternancia indicaría cambios climáticos o bien pulsaciones tectónicas del área fuente que correspondería a un relieve localizado aproximadamente en el actual valle del Jiloca.

La fase de plegamiento principal se produce en el Oligoceno superior, con compresión NE-SO dando origen a estructuras con directriz Ibérica, siendo responsable de la discordancia intraoligocena existente en la región (Fase Castellana de AGUIRRE et al. 1976). En la región se depositan materiales en facies de abanicos y aluviales y lacustres (Alfambra, Santa Eulalia) hasta el Mioceno inferior.

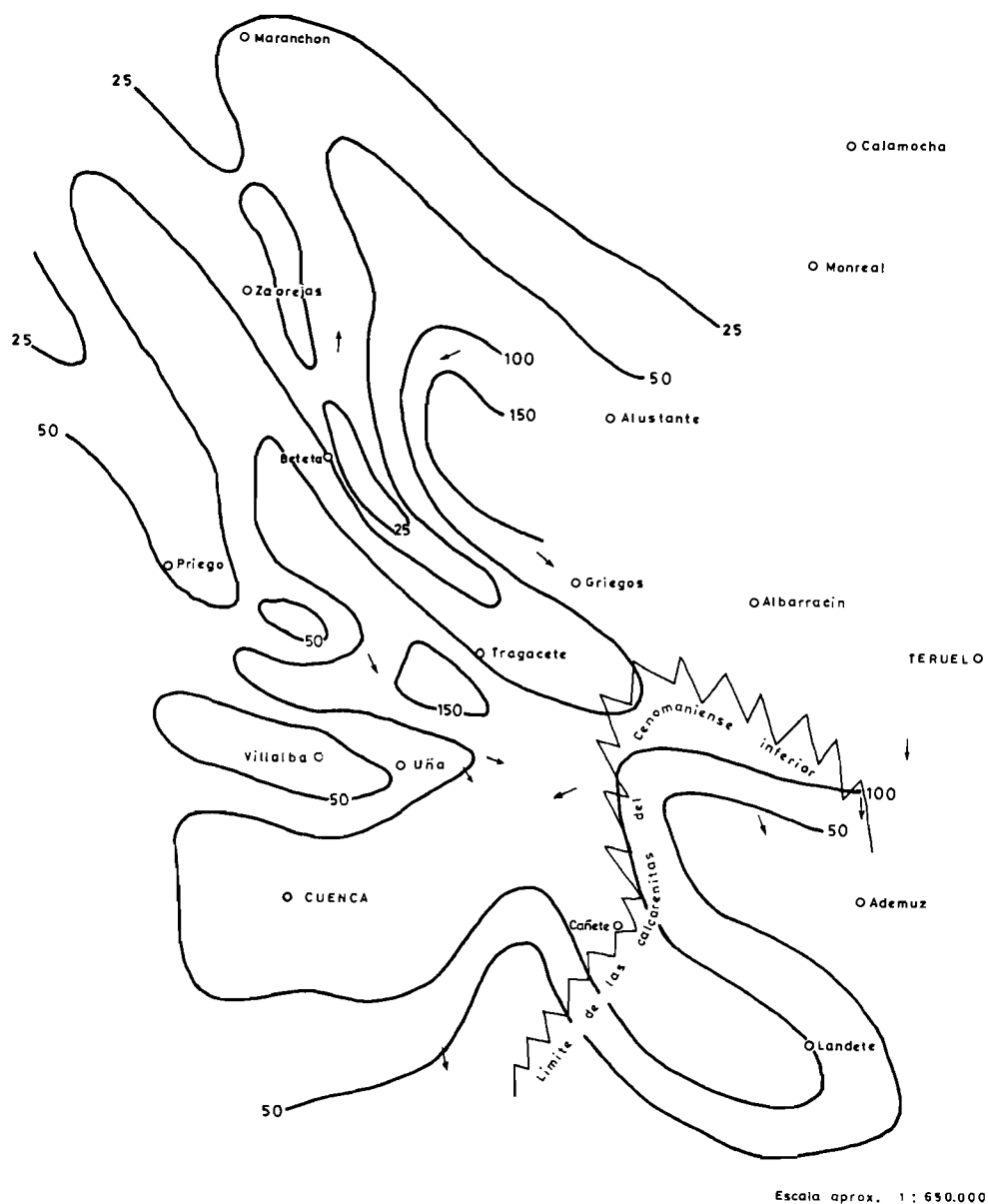


Fig. 13.— Fm. Utrillas. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

Por los datos obtenidos mediante el estudio de faunas de microvertebrados en la zona del sinclinal de Montalbán parece ser que dicha fase se sitúa muy próxima al límite Oligo-Mioceno en la Rama Aragonesa de la Cordillera (MOISSENET, E. com. pers.).

Una tercera fase de plegamiento con compresión ENE-OSO tiene lugar a finales del Mioceno inferior (Ageniense) (Fase Neocastellana, AGUIRRE et al. 1976) y a partir de este momento la zona que nos ocupa se comporta en régimen distensivo generalizado hasta el Cuaternario.

Durante el Mioceno inferior más alto y el Mioceno medio aparecen fallas con gran salto, en la falla de El Pobo superior a 600 m, de direcciones NO-SE y NNE-SSO, siendo las primeras más antiguas y que son responsables de la creación de las cuencas de Calatayud y Teruel-Alfambra que comienzan a rellenarse.

Simplificando mucho, hay que observar que se trata en realidad de semifosas, en las que es el borde oriental el tectónicamente activo, localizándose siempre en relación con un importante accidente que puede reactivarse en varios momentos, en tanto el borde occidental aparece como una simple discordancia sin actividad tectónica destacable.

Desde el Ageniense más superior hasta el Plioceno medio se rellenan las cuencas en un clima semiárido mediante abanicos aluviales y facies asociadas: fluviales (escasas), de playas, playas salinas, palustres, palustre-lacustres y lacustres. Como ya hemos indicado es el borde oriental el que condiciona el hundimiento de la cuenca por lo que el relleno se va restringiendo en la misma dirección con el transcurso del tiempo.

El máximo de expansión de facies palustre-lacustres se sitúa en el Mioceno superior y Plioceno inferior siendo también bastante frecuente en el Aragoniense medio-superior.

La colmatación de las cuencas tiene lugar durante el Plioceno medio y se corresponde aproximadamente con el nivel de "Páramo 2" del cuadro esquemático de facies. Paralelamente a estos acontecimientos ha quedado generada durante el Plioceno inferior y medio la superficie de erosión fundamental sobre el Mesozoico y Paleozoico, adquiriendo toda la región una morfología de extensa penillanura con algunos relieves residuales muy suavizados.

Los depósitos detríticos rojos ("rojo 3") existentes sobre las calizas que colmatan las cuencas son correlativos con los primeros impulsos tectónicos que van a tener lugar posteriormente. En efecto, a comienzos del Plioceno superior se produce una importante fase tectónica distensiva (Fase Ibero-manchega I. AGUIRRE et al. 1976) con creación de fallas normales de gran salto NO-SE y NNE-SSE que en parte reactiva las fallas miocenas, o afecta

a fracturas anteriores que no habían actuado en dichos tiempos. Es también en este momento cuando se origina la Fosa del Jiloca al menos en su parte septentrional. Un nuevo impulso tectónico más débil (Fase Iberomanchega II, AGUIRRE et al. 1976) provoca que el relieve creado tienda a rellenarse mediante abanicos aluviales con morfología de glacis durante el Plioceno superior y Cuaternario más inferior.

Igualmente en este momento se hace patente un cambio hidrológico y climático. Con la formación "rojo 3" se inicia el paso a régimen exorreico excepto quizá en la zona más septentrional (Sta. Eulalia), al tiempo que comienzan a aparecer indicios de la llegada del frío por la presencia de cantos planos (gelifractos) en gran cantidad en las formaciones del Plio-Pleistoceno inferior.

A partir de este momento comienza un período de fases alternantes de colmatación y de incisión con construcción de glacis y terrazas escalonadas dentro de un ambiente climático frío.

Hay evidencias de neotectónica reciente, reducidas en amplitud y superficie que afectan a terrazas y glacis e incluso en zonas situadas más al Norte a coluviones del Plioceno superior-Holoceno.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

El aprovechamiento minero de esta hoja es reducido. La única zona de interés lo constituye la faja paleozoica del Cerro San Ginés, donde existen pequeñas labores abandonadas que explotaron las mineralizaciones de hierro del Ashgillense en las cercanías de Almohaja. Sin embargo, estos afloramientos constituyen parte de las reservas de las concesiones que posee la Compañía Minera de Sierra Menera.

Por lo que respecta a canteras, sólo existen dos en explotación en la actualidad, una en el Cerro de Retuerta, al O de Singra, utilizada por áridos, y otra en el Llano del Viso, a 3 km al O de Santa Eulalia, que intermitentemente aprovecha las calizas del Lías, extrayendo unas 3.500 Tm. anuales.

Las calizas del Dogger se han explotado al O de Pozondón, encontrándose abandonadas las labores en la actualidad.

Asimismo, al N de este mismo pueblo, en la Loma de Campo Blanco,

existe una explotación abandonada en las gravas y arenas pliocenas, utilizadas en tiempos como áridos.

5.2 HIDROGEOLOGIA

La hoja tiene buenas posibilidades de cara al aprovechamiento de aguas subterráneas.

El acuífero principal lo constituyen las series calco-dolomíticas del Re-thiense-Lías, que tienen como impermeables a muro y techo al Keuper y a las margas del Cerro del Pez y Turmiel respectivamente.

También las calizas de la Formación Carbonatada de Chelva, selladas a techo por las Margas de Sot de Chera, pueden constituir un buen acuífero.

La permeabilidad es buena por fracturación y sobre todo por karstificación. Ambos acuíferos se encuentran en muchos casos conectados por la compartimentación tectónica en bloques, y presentan extensas áreas de recarga.

La zona más favorable es el amplio valle del Jiloca, donde se explotan ya las aguas subterráneas en las proximidades de Singra.

BIBLIOGRAFIA

ADROVER, R.; MEIN, P. et MOISSENET, E. (1976).— Mise en évidence du Pliocène moyen continental dans le nord du fossé de Teruel (Espagne). Le gisement de Villalba Alta. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat.* Lyon. Vol. 14, pag. 11-14.

ADROVER, R.; MEIN, P. y MOISSENET, E. (1978).— Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Est. Geol.* vol. 34, pag. 205-214.

ADROVER, R.; GUTIERREZ, M. y PEÑA MONNE J.L. (1981).— Geología y Paleontología de los alrededores de Teruel. *XV Curso de Geología Aplicada*. Teruel. Col. Univ. pag. 213-238.

AGUILAR, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971).— Algunas precisiones sobre sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Est. Geol.* núm. 27, pp. 497-512.

- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976).— Datos Paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. *Trab. sobre Neog. y Cuatern.* Vol. 5, pp. 7-29.
- ALONSO MILLAN, A. y MAS, R. (1981).— Trabajo estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico superior del sector sur-oriental de la Cordillera Ibérica *IGME*. Inédito.
- ALVARO, M. (1975).— Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Est. Geol.* Vol. 31, pp. 241-247.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1982).— "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta Geol. Hisp. Libro Homenaje al profesor Solé Sabarís*. Barcelona. T. 14, p. 172-177.
- ARCHE, A.; COMAS, M.J.; GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1977).— "Evolución vertical de los sedimentos carbonatados del Lías Medio y Superior en la Sierra Palomera (Teruel)". *Est. Geol.* núm. 33, pp. 571-574.
- ARCHE, A. (1981).— Le Permien supérieur et le Trias du SE de la Chaîne Ibérique: Talayuelas-Landete et Boniches. *Excursión en Espagne du Groupe Français du Trias*. Edit. Dpto. Estratigrafía. Fac. Geo. Madrid. P. 31-40.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975).— "Les décrochements tardi-herci-niens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation". *Tectonophysics*. V. 25, pp. 139-171.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977).— "Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals". *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 88, pp. 1305-1320.
- BEHMEL, H.; GEYER, O.F. (1966).— Beiträge Zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Spanien. Stratigraphie und fossilführung in unter Jura von Albarracin. *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.* Vol. 124, núm.1. pp. 1-52.
- BOULOUARD, C. y CANEROT, J. (1970).— "Données nouvelles sur l'Aptien Supérieur et l'Albien dans le bas Aragon et le haut Maestrazgo (Espagne)". *Bull. Centre Rech. Pau*. Vol 4, núm. 2, pp. 453-463.
- BOULOUARD, C. et VIALARD, P. (1971).— Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique. *C.R. Ac. Sc. Paris*. V. 273, pp. 2441-2444.
- BUFFET, C. (1968).— "Recherches géologiques dans les environs de El Toril au Sud de Albarracín (Teruel) en Espagne Centrale". *Fac. Sc. Univ. Dijon*. pp. 1-57.
- BUFFET, C. (1968).— Recherches géologiques dans les environs de Toril,

- au SE d'Albarracin "Carte géologique des environs de Toril (Provincia de Cuenca) Espagne". Inst. Cat. Paris.
- BULARD, P.F. (1971).— "La Discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure Nord-Est des chaînes Ibériques. *Cuad. Geol Ibérica* Vol. 2, pp. 425-438.
- BURILLO, F.; GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1981).— El Cerro del Castillo de Alfambra (Teruel). *Kalathos* 1. Col. Univ. Teruel pp. 1-63.
- CANEROT, J. y SOUQUET, P. (1972).— "Le Faciès Utrillas. Distinction du Wealdien et place dans la phase d'ependages terrigènes Albo-Cénomaniens". *C.R. Ac. Sc. Paris*. T. 275. Vol. 4, pp. 527-530.
- CAPOTE, R. (1978).— "Tectónica Española". *Seminario sobre criterios sísmicos para las instalaciones nucleares y obras públicas*. Asociación Española de Ingeniería Sísmica, pp. 1-30.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ, M.; HERNANDEZ, A. y OLIVE, A. (1981).— Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). *Actas V. Reun. Nac. Grupo Esp. Trabaj. Cuatern.* (Sevilla).
- CAPOTE, R.; DIAZ, M.; GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982).— Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. 2 vols. IGME, "*Temas geológicos mineros*". 390 pp.
- CARLS, P.; LIÑAN, E. y VILLAS, E. (1982).— El Ordovícico-Devónico de la unidad de Herrera; Cordillera Ibérica. *XVI Curso de Geología Práctica*. Memoria. pp. 29-43.
- CARRILLO, L. y GISBERT, J. (1979).— Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo "wadi" en el Plio-Cuaternario de Escorihuela (Teruel) *Bol. Geol. y Min. IGME*, vol. 90, núm. 4, pp. 329-332.
- COMAS, M.J. y GOY, A. (1978).— El Pliensbachiense y Toarciense en la Rambla del Salto (Sierra Palomera, Teruel). *Grp. Esp. Mesozoico-Jurásico Cord. Iber.* (Excursiones). Estratigrafía. Madrid. núm. 1, pp. 1-11.
- CORTAZAR, D. (1885).— Bosquejo geológico y minero de la provincia de Teruel". *Bol. Com. Mapa Geol. España*. T. 12, pp. 263-607.
- CRUSAFONT, M.; HARTENBERGER, J.L. et HEINTZ, E. (1964).— Un nouveau gisement de mammifères d'âge villafranchien de la Puebla de Valverde. (Prov. de Teruel, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*. pp. 2869-2871.
- CRUSAFONT, M.; PAIRO, M.; VILLALTA COMELLA, J.F. y JULIVERT, N. (1966).— Notas para la Estratigrafía y Paleontología de la Cuenca de Calatayud-Teruel. *Not. y Com.* núm. 90, pp. 53-76.

- DAAMS, R.; FREUDENTAL, M. y VAN DE WEERD, A. (1977).— Aragonian a new stage for continental deposits of miocene age. *Newsl. Stratigr.* vol. 6, núm. 1, pp. 42-55.
- DEREIMS, A. (1898).— "Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon. *Annales Hébert. Le Bigot Frères*. Edit. T. 2, núm. 3. pp. 1-199.
- DUBAR, G.; ELMÍ, S. et MOUTERDE, R. (1970).— Remarques sur le Toarcien d'Albarracín (province de Teruel) et sur sa faune de *Bouleiceras*. *C.R. Somm. S. Géol. Fr.* fasc. 5, pp. 162-163.
- ESTERAS, M. y AGUIRRE, E. (1966).— "Paralephas Trogontherii Pohlig en una terraza media de Teruel". *Rev. Teruel.* núm. 32, pp. 244-253. Teruel.
- ESTERAS, M. y ADROVER, R. (1974).— Nota sobre la existencia del Plioceno en los alrededores de Concud (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo 72, pp. 95-97.
- FELGUEROSO, C. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971).— Estratigrafía del Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo). *Cuad. Geol. Ibérica*. Vol. 2, pp. 439-488.
- FERNÁNDEZ LOPEZ, S. (1977).— Nuevos datos estratigráficos sobre el Bajociense Inf. en Moscardón (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. vol. 75, pp. 45-56.
- FERNÁNDEZ LOPEZ, S.; MELENDEZ HEVIA, G. y SUÁREZ VEGA, L.C. (1978).— El Dogger y Malm en Moscardón (Teruel). *Grp. Esp. Mesozoico Exc. Jurásico Cord. Ibérica*.
- FERNÁNDEZ NIETO, C.; FERNÁNDEZ, R.; GUTIERREZ ELORZA, M. y ARRESE, F. (1981).— Papel de la Karstificación en la Génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Menera (Teruel y Guadalajara). *Bol. Geol y Minero. IGME*. Tomo 92, núm. 2, pp. 127-140.
- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977).— "El Trías Germánico de España: Paleogeografía y su estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibérica*. núm. 4, pp. 37-56.
- GAUTIER, F. (1968).— "Sur la Stratigraphie et les facies du Jurassique et du Crétacé inférieur de Nord du Teruel". *C.R. Somm. Sc. Géol. France*. V. 2, pp. 43-48.
- GAUTIER, F. (1968).— "Existence et Age du Paléovolcanisme Jurassique Sud-Aragonais". *C.R. Somm. Sc. Géol. France*. V. 3, pp. 73-75.
- GAUTIER, F. (1969).— "Mapa Geológico de la Puebla de Valverde". Informe inédito.
- GAUTIER, F. y MANGIN, D. (1965).— "Observations Stratigraphiques et Paleontologiques sur le Weald de l'Est de la province de Teruel". *Bull. Mus. Nat. d'Hist. Nat. Paris*. V. 37, núm. 1, pp. 192-197.

- GAUTIER, F.; MOISSENET, E. y VIALARD, F. (1972).— "Contribution a l'étude stratigraphique et tectonique du fossé Néogène de Teruel (Chaînes Ibériques, Espagne). *Bull. Mus. Nat. d'Hist. Nat. Paris*. V. 77. pp. 179-200.
- GEYER, O. (1965).— Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologia des Jura von Ostspanien 2. Eine Korallen Faune aus dem Coberjura des Montes Universales (Teruel). *N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh.* Tomo 121, núm. 3, pp. 219-253.
- GINER, J. (1980).— Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doct. Dto. Geolog. Univ. Barcelona*.
- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1980).— Los Biohermes de Espongariños del Bajociense superior de Moscardón (Teruel). *Acta Geol. Hisp.* t. 15, núm. 4, pp. 105-108.
- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1980).— Las construcciones recifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín (Teruel). *Cuad. Géol. Granada*. 10, pp. 73-82.
- GOMEZ, J.J.; BRELL, A. y PEREZ, P. (1976).— Presencia y edad de Vulcanitas en el Jurásico del norte de Valencia. (Cord. Ibérica, España). *Acta Geológica, Hisp.* vol. 11, núm. 1, pp. 1-8.
- GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1979).— Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio y Superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cord. Ibérica. *Est. Geol.* Vol. 35, pp. 569-598.
- GOY, A. (1974).— El Lías de la mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doct. Univ. de Madrid. Paleontol. Madrid*. pp. 1-940.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y BARCELAR, V. (1973).— El Bathoniense Calloviense y Oxfordiense en facies de oolitos ferruginosos en el Límite SW del Rincón de Ademuz. *Est. Geol.* V. 29., pp. 355-366.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976).— "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). Unidades litoestratigráficas". *Est. Geol.* V. 32, pp. 391-423.
- GOY, A. y YEBENES, A. (1977).— "Características, extensión y edad de la formación Dolomías Tableadas de Imón". *Cuad. Geol. Iber.* V. 4. pp. 375-384. Madrid.
- GREILING, L. (1960).— Die Grenze Ordovizium/Silur im mediterranen Raum. 1 Die Gerölltonschiefer. *Unveröffentlichtes Manuskript, Heilderberg*. Op. cit. in. L. SACHER (1966).
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1979).— El karst de

- Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 651-654.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, JL. (1979).— Deslizamientos Intracuaternarios de Bloques en la región de Vilel (Prov. Teruel). *Est. Geol. IGME.* Vol. 35. pp. 299-303.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, JL. (1975).— Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre (Prov. Teruel). *Bol. Geol. Min. IGME.* Tomo 86. núm. 6. pp. 561-572.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, JL. (1976).— Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (Prov. de Teruel). *Bol. Geol. y Min. IGME.* Vol. 87. núm. 6. pp. 561-570.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, JL. (1977).— Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Bol. Geol. y Min. IGME.* Vol. 88. núm. 2. pp. 109-115.
- HAMMANN, W. (1976).— The ordovician of the Iberian Peninsula. A review. *Basset, MG. The Ordovician System: Proceedings of a Palaent. Assoc. Sympos. Birmingham, 1974.* pp. 387-409.
- HARTLEB, J. (1967).— Stratigraphie, Tectonik und vererzung un der östlichen hesperischen ketten spanien. *Inang. Diss. Ined. Heidelberg Paleont.* Madrid, pp. 1-101.
- HINKELBEIN, K. (1969).— "El Triásico y Jurásico de los alrededores de Albarracín (Teruel)". *Rev. Teruel.* núm. 41. pp. 36-75. Teruel.
- HOFFMAN, P.; DEWEY, J.F. y BURKE, K. (1974).— "Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada". *Bol. Soc. Econ. Pal. Mineral. Spec. Publ.* V. 19. pp. 28-55.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1931).— "Memoria explicativa de la Hoja número 567 (Teruel) del Mapa Geológico de Esp. E: 1:50.000". *IGME.* Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1959(.).— "Memoria explicativa de la Hoja número 541 (Santa Eulalia) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME.* Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1959).— "Memoria explicativa de la Hoja número 542 (Alfambra) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME.* Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1971).— "Memoria explicativa de la Hoja número 591 (Mora de Rubielos) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME.* Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— "Memoria explicativa de la Hoja número 539 (Peralejos) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME.* Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— "Memoria explicativa de la Hoja número

- 564 (Fuentescusa) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— "Memoria explicativa de la Hoja número 587 (Las Majadas) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— "Memoria explicativa de la Hoja número 611 (Cañete) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— "Memoria explicativa de la Hoja número 588 (Zafrilla) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— "Mapa geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja número 47, (Teruel)". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1973).— "Programa sectorial de exploración de hierro subsector y Centro-Levante, Area I Almohaja-Sierra Menera-Pedregales". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1973).— "Memoria explicativa de la Hoja número 28-24 (Manzanera) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1977).— "Memoria explicativa de la Hoja número 27-20 (Argente) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1977).— "Memoria explicativa de la Hoja número 26-24 (Ademuz) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1978).— "Memoria explicativa de la Hoja número 27-24 (Camarena de la Sierra) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1978).— "Memoria explicativa de la Hoja número 28-22 (Alcalá de la Selva) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1979).— "Memoria explicativa de la Hoja número 25-21 (Checa) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1980).— Evolución sedimentológica y Tectónica del ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Inédito).
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBERO, A. y CONDE, C. (1974).— "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *IGME*, pp. 1-113.
- JOSOPAIT, V. (1972).— Das Kambrium und das Tremadoc von Ateca (Westliche Iberische Ketten, NE Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläont.* Bd. 23, 121 pp. 26 figs.
- LAPPARENT, A.F. (1960).— Los dos dinosaurios de Galve (Teruel). *Rev. "Teruel"*, núm. 24.

- LOTZE, F. (1929).— Stratigraphie und Tektonik des Keltibersichen Grundgebirges (Spanien), *Beitr. Westl. Mediterrangebiete*, núm. 3, *Abh. Ges. Wiss. Göttingen., Math. Phys. Kl.N.F.* t. 14, núm. 2. Berlin Trad. esp. en *Publ. Extr. Geol. Esp. Inst. "L. Mallada"* t. 8, 315 pp. Madrid.
- MELENDEZ, A.; PARDO, G.; PENDON, J.G. y VILLENA, J. (1981).— "Las facies terminales del Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, núm. 10, pp. 137-148.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971).— "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas". Tesis Doctoral. Univ. Madrid. pp. 1-245.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— "El sinclinal Cretácico del Alto Tajo-Valdecabriel (Serranía de Cuenca)". *Bol. Geol. Min. IGME*. V. 83, núm. 3, pp. 211-220.
- MELENDEZ HEVIA, F. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972).— "Nuevos datos sobre el Cretácico Superior del extremo occidental de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. Min. IGME*. Vol. 83, núm. 5, pp. 1-15.
- MELENDEZ HEVIA, F. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972).— "El Jurásico de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. IGME*. V. 83, núm. 4, pp. 313-342.
- MELENDEZ HEVIA, F.; VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO GARCIA, J.M.; OLIVE DAVO, A.; ASSENS CAPARROS, J. y SANCHEZ SORIA, P. (1974).— Síntesis del Cretácico de zona Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *I. Reunión campo sobre Cret. Serranía de Cuenca*.
- MOISSENET, E. (1979).— Relief et tectonique récente: Quelques transversales dans les fossés internes des chaînes ibériques orientales. *Tra-vaux de la RCP: Relief et Néotectonique dans le pays méditerranéen*. Vol. 461, pp. 159-207.
- MOISSENET, E. (1980).— Reliefs et déformations récents: trois transversales dans les fossés internes des Chaînes Ibériques orientales. *Revue géo-graphique des Pyrénées et du Sud-Ouest*. T. 51, pp. 1-25.
- MOISSENET, E.; ADROVER, R. y AGUIRRE, E. (1974).— Fosa de Teruel. *Col. Inst. sobre Bioestr. Cont. del Neógeno Sup. y Cuat. Inf. Libro guía*. pp. 51-68.
- OLIVE, A.; PORTERO, J.M.; CAPOTE, R. y GUTIERREZ, M. (1981).— Geología de la fosa del Jiloca y sus alrededores. *XV Curso Geolog. práctica Teruel. Col. Univ. Teruel*, pp. 79-98.
- PARGA, J.R. (1969).— "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hispánico". *Trab. Labo. Geol. Lage*. núm. 37, pp. 3-17.
- PARDO TIRAPU, G. (1979).— Estratigrafía y sedimentología de las forma-

- ciones detríticas del Cretácico inferior terminal en el bajo Aragón Turo-lense. *Tesis Doct. Univ. Zaragoza*.
- PEÑA MONNE, J.L.(1981).— Las acumulaciones cuaternarias de la con-fluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar en las cercanías de Teruel. *Actas VII Coloquio Geog. Pamplona. Col. Univ. Teruel*. pp. 1-13.
- PEÑA MONNE, J.L.; SANCHEZ FABRE, M. y SIMON GOMEZ, J.L. (1981).— Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel. *Rev. Teruel Inst. Est. Turolense*. núm. 66.
- PHILIPPOT, A.; RIBA, O. (1952).— Sur la faune graptolitique de la Sierra d'Albarracín (Chaîne Ibérique). *C.R. Somn. Soc. Bol. Géol. France*. pp. 74-75.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— Nuevos datos sobre el Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol y Min. IGME*. V. 83. núm. 5. pp. 443-456.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— Nuevos datos sobre el Cretácico Inferior en Fácies Weald de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. IGME*. V. 83. núm. 6. pp. 569-581.
- RAMOS, A. y DOUBINGER, J. (1979).— Decouverte d'une microflore thuringienne dans les Buntsandstein de la Cordillère Ibérique (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*. t. 289, Sér. D, pp. 525-528.
- RAMOS, A. (1979).— Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Prov. de Guadalajara)". *Sem. Estratig. Dep. Geolog. Econ. Univ. de Madrid*. núm. 6, pp. 1-317.
- RIBA, O. y RIOS, J.M. (1962).— Observations sur la structure Sud-Ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne)". *Liv. Mém. Prof. P. Fallot. Soc. Géol. France*. v. 1, 275-290.
- RIBA ARDERIU, O. (1949).— Bibliografía geológica y fisiográfica de la provincia de Teruel. *Rev. Teruel*. t.I, núm. 2.
- RIBA ARDERIU, O. (1959).— Estudio geológico de la Sierra de Albarra-cín. *CSIC. Monogr. Inst. "Lucas Mallada"* 16, 283 pp. 1 mapa.
- RIBA ARDERIU, O. y Equipo del IGME (1972).— Mapa Geológico de España E: 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. *Memoria núm. 47. "Teruel"*, 43 pp. IGME. Madrid.
- RIBA ARDERIU, O. (1982).— Sierra de Albarracín. *XVI Curso de Geolo-gía Práctica, Teruel. Memoria*, pp. 44-66, 2 figs.
- RICHTER, G. y TEICHMULLER, R. (1933).— Die Entwicklung der Kelti-berischen ketten. *Beitr. zur Geol. Westl. Mediterrangebiete. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. kl.* 3 Folge, H.7, 118 pp. Berlin.
- SACHER, S. (1966).— Stratigraphie und Tektonik der Norwestlichen Hes-

- perischen Ketten bei Molina de Aragón. *N. Jb. Paläont. Abh.* 124, 2pp 151-167. Stuttgart.
- SACHER, L. (1965).— Das Jungpaläozoikum der Keltiberischen Ketten (Spanien). *Inaug. Diss. (Tesis), Naturwiss-Mathem. Fakultät. Univ. Heidelberg. Geol. Pal. Inst.* 105 pp. 56 fig.
- SAENZ GARCIA, C. (1957).— Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretácico Superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica. *Rev. Las Ciencias*. Vol. 22, núm. 4.
- SANCHEZ CELA, V. (1981).— Consideraciones petrológicas sobre unas rocas ígneas de facies granudas asociadas a sedimentos del Trías en Vilella (prov. Teruel). *XV Curso Geol. Práctica Teruel, Col. Univ. Teruel*, pp. 195-202.
- SOLE SABARIS, L. y RIBA, O. (1952).— El relieve de la Sierra de Albarracín y sus zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica. "*Teruel*". pp. 7-22. núm. 7.
- TEMIÑO, J. (1982).— Estudio estratigráfico del Pérmico y Triásico de Sierra Carbonera (Teruel) *Tesis de licenciatura*. Fac. C. Geol. Madrid.
- TINTANT, H. et VIALARD, P. (1970).— Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca. *C.R. Somm. Séanc. Soc. Géol. Fr.* fasc. 6, pp. 207-209.
- TRICALINOS, J. (1928).— Untersuchungen über den Bau der keltiberischen Ketten des Nordöstlichen Spaniens. *Z. deutsch. geol. Ges. Abh.* t. 80, pp. 409-482. Berlin.
- TURNIT, P. (1964).— Trias-Mächtigkeiten in der Sierra de Albarracín, Hesperische Ketten (Spanien). *N. JB. Geol. Paläontol. Mh.* T. 11 pp. 641-651.
- TURNIT, P. (1966).— Stratigraphie und Tektonik der Südöstlichen Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten, Spanien). *Z. deutsch. geol. Ges. Jhrg.* 1963. Bd. 115. pp. 679-681.
- TURNIT, P. (1967).— Paläozoikum und mesozoischer Rahmen im Süd-Teil der Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten Spanien). *N. Jb. Geol. Paläontol.* tomo 127. núm. 3. pp. 349-365.
- VAN DE WEERD, A. y DAAMS, R. (1978).— Quantitative composition of Rodent Faunas in the Spanish neogene and Paleogeological Implications. *Proc. of the Koninklijke Nederlandse Akademie (Amsterdam)*. Vol 81, núm. 4, pp. 448-473.
- VIALARD, P. (1966).— Sur le Crétacé de la Chaîne Ibérique Castellaine entre le río Turia et la Haute vallée du río Júcar (Valencia-Cuenca). *C.R. Acad. Sc. Paris*. Tomo 262. pp. 1.996-1.997.

- VIALLARD, P. (1973).— Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale. *Tesis Doctoral*. Univ. Toulouse. pp. 1-445.
- VIALLARD, P. (1978).— "Tectogénese de la Chaîne Ibérique: Relations substratum-couverture dans una tectonique polyphasée".
- VIALLARD, P. (1979).— "La Chaîne Ibérique: Zone de cisaillement intra-continental pendant la tectogénese Alpine". *C.R. Acad. Sc. Paris*. V. 289. pp. 65-68.
- VIALLARD, P. y GRAMBAST, L. (1970).— "Sur l'âge post-Stampien Moyen duplissement majeur dans la Chaîne Ibérique Castellaine". *C. R. Somm. Soc. Bol. Geol. France*. V.1. pp. 1-9.
- VILLENA, J. (1971).— "Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo". *Tesis Doctoral*. Univ. Granada. 291 pp.
- VILLENA, J. (1976).— Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel) (Paleozoico). *Bol. Geol. Min.* t. 87. núm. 4. pp. 329-354.
- VILLENA, J. (1980).— "El Ordovícico del sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". (En prensa in HAMMAND, Geol. Soc. Am. Bull.).
- VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; LINARES, A. y RIBA, O. (1971).— "Características estratigráficas del Jurásico de la Región de Molina de Aragón". *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 2. pp. 355-374.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A.; HERNANDO, S. y ARCHE, A. (1980).— El Pérmico en España. *Rev. Esp. Micropaleontología*, v. 12. núm. 2. pp. 255-262.
- WEERD, A. VAN DE (1976).— "Rodent faunas of the Mio-Pliocene Continental Sediments of the Teruel-Alfambra Region Spain. *Utrecht Micropaleontological bull. Spec. Publ. Indet.* núm. 2. pp. 1-127.
- WIEDMANN, J. (1975).— Subdivisiones y precisiones estratigráficas en el Cretácico superior de las cadenas Celtibéricas: *I. Sim. Cret. Cord. Iber.* pp. 137-151.
- WIEGAND, K.D. (1966).— Sediment strukturen und Sedimentation in Ordoviciu Keltiberiens (NE-Spanien) und der Franken waldes (NE Bayern). Inaug. Diss. Universität zu. Heidelberg.
- YEBENES, A. (1974).— "Estudio petrológico y geoquímico de las carniolas del Cretácico Superior de la Serranía de Cuenca". *I. Simp. Cret. Cord. Iber.* pp. 99-111.
- YEBENES, A.; GOY, A. y COMAS-RENGIFO, M.J. (1978).— "El Lías en

el sector septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica''.
Grp. Esp. del Mesoz. excurs. al Jurásico de la Cordillera Ibérica Univ.
Madrid. Fac. Geol. núm. 1. pp. 1-29.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA