



IGME

542

27-21

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALFAMBRA

Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALFAMBRA

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 Mesozoico: A. Godoy (C.G.S.).

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

Cartografía Mesozoico: J.I. Ramírez (C.G.S.).

Cartografía, secciones, sedimentología y coordinación Terciario. Geomorfología: A. Olivé (C.G.S.).

Secciones Terciario: J.M. Aznar (C.G.S.).

Cartografía previa de Mesozoico y Terciario: L. Jerez Mir (ENADIMSA).

Sedimentología detriticos Mesozoico: E. Aragonés (C.G.S.).

Petrología y sedimentología de Laboratorio: M.J. Aguilar (C.G.S.).

Micropaleontología: J. Ramírez del Pozo y M.C. Leal (C.G.S.).

Micromamíferos: R. Adrover (Univ. Lyon).

Macropaleontología Terciario: M.T. Alberdi (C.S.I.C.).

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

Geomorfología: M. Gutiérrez Elorza (Univ. Zaragoza).

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

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

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

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

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. 29.493 - 1983

I.S.B.N.: 84-7474-216-7

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

0 INTRODUCCION

La hoja de Alfambra se sitúa en la Cordillera Ibérica y forma parte de la provincia de Teruel.

Topográficamente se trata de una zona relativamente llana en la parte central, con cotas medias de 1.100 metros, bordeada por el Este por la Sierra del Pobo con cotas de hasta 1.761 metros (Cerro Hoyalta), y por el Noroeste por la Sierra de Camañas (Cerro de las Carboneras, 1.438 m).

El río Alfambra, es prácticamente el único curso fluvial importante y permanente en esta zona. Con un recorrido tortuoso y encajado Oeste-Este en la zona norte para tomar una dirección N-S por el centro de la hoja, con un cauce más amplio. Existen asimismo, abundantes ramblas y arroyos de circulación temporal tributarios de este cauce principal.

La densidad de población es baja siendo los núcleos de población más importantes, Alfambra, que da nombre a la hoja, y Perales de Alfambra; de menor importancia están Galve y Escorihuela.

La economía de la región es fundamentalmente agrícola.

Desde un punto de vista geológico la región estudiada está situada en la rama Aragonesa del Sistema Ibérico o Sistema Celtibérico (LOTZE, 1954).

El Sistema Ibérico está limitado por las cuencas Terciarias del Tajo (al Suroeste) Duero (al Noroeste) y Ebro (al Noroeste) 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 llenas por sedimentos continentales del Neógeno en disposición subhorizontal o suavemente deformados y basculados, entre los que destacan las de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra, orientadas según la directriz Ibérica y la NNE-SSO.

La evolución tectónica y sedimentaria de la cordillera, a partir del Pérmico, se ajusta al modelo propuesto por ALVARO et al. (1978), constituyendo un Aulacógeno posteriormente comprimido y deformado durante las fases Alpinas. (I.G.M.E., 1980).

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-tamizado de grandes masas de sedimentos.

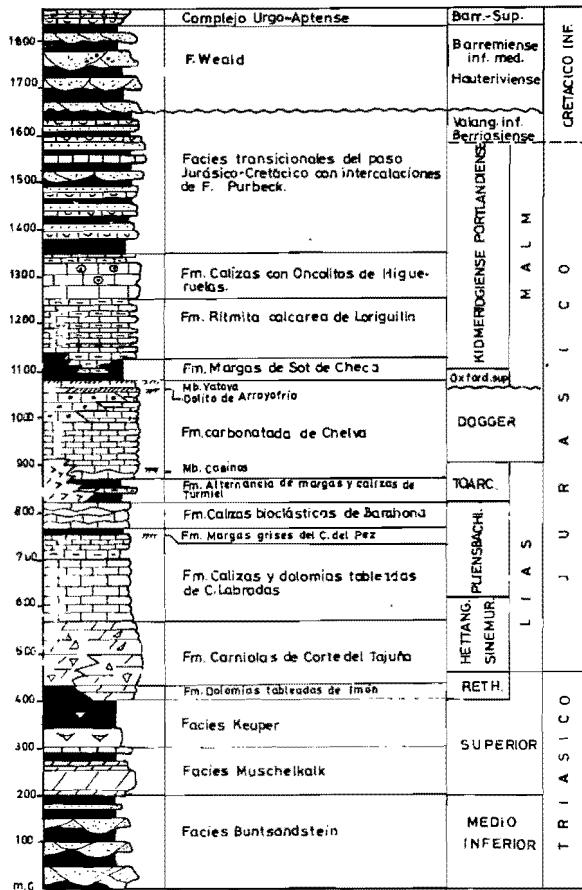
Se ha elaborado también, un mapa geomorfológico de características generales a escala 1:50.000, del que se incluye en la presente memoria una reducción a escala aproximada de 1:100.000.

1 ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Alfambra afloran materiales pertenecientes al Triásico, Jurásico, Cretácico (inferior), Paleógeno, Neógeno y Cuaternario (figs. 1 y 2).

1.1 TRIASICO

Sobre el Triásico de la región y en general de este sector de la Cordillera Ibérica, destacan los trabajos de RIBA (1959) en la zona de la Sierra de



LEYENDA

[Y] Yosos	[C] Calizas arcillosas
[D] Dolomias	[L] Lutitas o margas
[B] Brechas calcáreas	[A] Areniscas
[C] Carniolas	[F] Sup. ferruginosa o conc. fauna
[C] Calizas	[O] Ostreidos
[C] Calizas oncólíticas	[D] Discordancia
[C] Calcarenitas	[V] Vulcanitas

Fig. 1.— Columna estratigráfica sintética del Triásico-Jurásico y Cretácico inferior en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica al Este de Teruel.

Albarracín. VILLENA (1971), en la zona de El Pobo-Molina de Aragón. GARRIDO y VILLENA (1977), efectúan una síntesis general del Trías Ibérico. RAMOS (1979) sobre el Pérmico, Buntsandstein y Muschelkalk inferior de la zona de Molina de Aragón. En el informe del I.G.M.E. (1980), se estudia la litoestratigrafía, sedimentología y evolución paleogeográfica del Triásico en un sector de la Cordillera situado al Oeste del meridiano de Monreal del Campo.

El Triásico de la hoja se presenta en facies Germánica.

1.1.1 Areniscas, limolitas y arcillas (1). Facies Buntsandstein

Aflora de forma muy incompleta en el borde sur de la hoja , encontrándose sus afloramientos muy recubiertos bajo depósitos periglaciares.

Ha sido estudiado en la sección de Peña Parda, situada en la hoja colindante al Sur (27-22: Teruel), en una zona muy próxima a su borde con la de Alfambra.

Afloran 230 metros sin que se llegue a la base, encontrándose el techo cubierto (30 m) y en contacto mecánico con materiales del Lías inferior.

De techo a muro se han distinguido: 85 metros (cubiertos a techo) predominantemente de arcillas rojas con niveles de areniscas de 0,2 a 2 metros de potencia, de colores claros y 145 metros de alternancia de areniscas rojas y claras, con niveles de lutitas rojas con intercalaciones delgadas de areniscas en ritmos arenisca/lutita de 5 a 20 metros de espesor.

En general son arcosas de grano medio a fino e incluso limolíticas de grano predominantemente subanguloso de cuarzo (40-55%), feldespato potásico (15-30%) más o menos alterado, biotita muy oxidada y moscovita llegando en algún nivel al 10% y fragmentos de rocas volcánicas y pizarrosas.

Todos estos granos están cementados por matriz sericítica (10-25%) e impregnada de óxidos de Fe. Como accesorios destacan el circón, turmalina, rutilo y apatito. Puede haber cemento ferruginoso en algunas muestras.

En los niveles más superiores las areniscas tienen base ligeramente canaliforme o plana y presentan estratificación cruzada y *ripple marks*. Hacia el techo son niveles planares muy continuos y poco potentes y aparece estratificación ondulada, *flaser* y lenticular. Hay niveles dolomíticos y encostamientos ferruginosos. Representan las facies más distales del Bunt en relación con llanuras mareas.

En el tramo inferior de la sección de Peña Parda se observan secuencias granodecrescentes arena/arcilla. El término arenoso tiene espesores entre 1 y 10 m y presenta base erosiva con cantos blandos y a veces restos vegetales, estratificación cruzada tabular o en surco, estratificación paralela, a veces

deformación hidroplástica, cicatrices erosivas y estratificación cruzada de pequeña escala. Las lutitas son masivas y suelen estar bioturbadas y presentar delgados niveles de areniscas de *ripples*, contienen niveles de nódulos carbonatados o suelos calcimorfos que posiblemente constituyen el techo de una secuencia completa. Se interpretan como depósitos correspondientes a ríos *braided* distales y llanuras aluviales.

Regionalmente la base de la unidad es fuertemente diacrónica entre el Pérmico superior y Triásico inferior situándose el límite superior en el Ladinense superior o Carniense (RAMOS, 1979, I.G.M.E., 1980), o en el Anisiense (HINKELBEIN 1969).

1.1.2 Dolomías, Calizas dolomíticas y margas a techo. (2). Facies Muschelkalk

Sólo existe un pequeño afloramiento en la zona sureste de la hoja, en contacto mecanizado con el Keuper, que no ha permitido el levantamiento de ninguna sección estratigráfica.

Está constituido por una serie de dolomías estratificadas en bancos hacia la base, dolomías tableadas y alternancia de calizas dolomíticas, calizas y margas grises en el techo. Su espesor total es del orden de los 100 metros. Normalmente son dolomías y microdolomías fuertemente recristalizadas y biomicritas más o menos dolomitizadas.

En la hoja no se han efectuado observaciones que permitan una precisa atribución de ambiente sedimentario. Regionalmente estos materiales se han depositado en una plataforma somera reconociéndose facies de barras submareales con estratificación cruzada en las dolomías inferiores, facies intermareales con laminación de origen estromatolítico y *ripples* de oscilación y facies intermareales alta e incluso supramareales a techo.

La edad de la unidad se atribuye tentativamente al Carniense (I.G.M.E. 1980) ya que carece de fósiles de valor cronoestratigráfico o al Ladinense-Carniense en Albarracín (HINKELBEIN, 1969).

1.1.3 Arcillas y margas varioladas. Yesos (3). Facies Keuper

Aparece siempre muy cubierta por derrubios de ladera. Los principales afloramientos se sitúan al Este de la hoja en el borde de la fosa de Teruel-Alfambra.

Está constituida por arcillas y margas de variada coloración, grises, negruzcas, verdes, ocres y rojizas con intercalaciones de yesos de variada textura (fibrosos, alabastrinos, sacaroideos, etc.). Son frecuentes los minerales autigénicos (Jacintos, Aragonitos, Teruelitas).

De modo general podemos indicar que sus tramos inferiores son dominante y yesíferos con arcillas y margas de tonos ocres y en los superiores predominan los colores rojizos siendo menos abundantes las intercalaciones evaporíticas.

Regionalmente se interpretan como depósitos de una llanura próxima al litoral, que sufría esporádicas invasiones marinas con desarrollo de lagunas de tipo *sebkha*. (I.G.M.E., 1980) CAPOTE et al. (1982).

1.2 TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

Los principales trabajos sobre el Triásico superior y Jurásico de la hoja de Alfambra y zonas próximas son los de GAUTIER (1967, 1968), FELGUEROSO et al. (1971), GOY et al. (1976), GOMEZ et al. (1979) y GINER (1980).

En los trabajos de GOY et al. y GOMEZ et al. (op. cit.) se definen diferentes unidades litoestratigráficas en un amplio sector del Sistema Ibérico, las cuales convenientemente agrupadas constituyen las unidades cartográficas distinguidas en la hoja.

1.2.1 Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña. Carniolas y brechas. Dolomías tableadas en la base (?). (4). Rethiense, Hettangiense y Sinemuriense inferior-medio

Esta unidad cartográfica aflora exclusivamente en el borde sureste de la hoja, formando una estrecha banda alrededor de algunos afloramientos de Keuper. La naturaleza mecánica del contacto entre ambas formaciones lamina gran parte de los términos inferiores de la unidad.

En la hoja no puede confirmarse la existencia de la Fm. Dolomías tableadas de Imón en superficie.

La Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña viene definida por dos miembros que regionalmente se presentan en cambio lateral. "Carniolas" formadas por dolomías vacuolares masivas, brechoides, rojizas y amarillentas y "Brechas" calcareodolomíticas con clastos de calizas y dolomías. El espesor aflorante no sobrepasa los 70-90 metros.

Las carniolas se interpretan como depósitos de *lagoon* restringido hipersalino con depósitos mixtos evaporítico-carbonatados, que han sufrido transformaciones diagenéticas de gran importancia. GINER (1980) supone para la Formación un origen en el que intervienen tres factores: disolución de evaporitas, resedimentación y control tectónico en períodos penecontemporáneos.

poráneos a la sedimentación. El predominio local de cada uno de ellos da lugar a colapsobrechas o a auténticas brechas sedimentarias.

La unidad es azoica, situándose tentativamente el límite Triásico-Jurásico en la base de la Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña.

1.2.2 Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (5). Sinemuriense superior. Pliensbachiente (Carixiense)

Sus principales afloramientos se sitúan en el borde occidental de la Sierra del Pobo. Para su estudio se ha levantado la sección de Cirujeda, en la que no se alcanzan los términos más inferiores de la unidad.

De muro a techo se han distinguido.

– 37 m de calizas y calizas dolomíticas grises, tableadas. Son *mudstones* y *wackstones* con algunas pasadas de *grainstones* normalmente bioclásticos. Se corresponden con los términos superiores del tramo basal de la formación, que en la hoja de Teruel (27-22) alcanza un espesor de 115 metros y en el que predominan las facies de *mudstones* sobre todo hacia la base. En la sección de Cirujeda son frecuentes las superficies ferruginosas con Lamelibranquios y Ostreidos hacia el techo.

– 17 m de calizas normalmente arcillosas (*mudstones-wackstones*) estratificadas en capas decimétricas con intercalaciones de margas y calizas margosas hojosas. Son frecuentes las acumulaciones de *grainstones* bioclásticos en forma de *ripple*. Termina el tramo con calizas nodulosas con grandes *burrows*, *ripples* y cantes blandos.

– 6 m de calizas tableadas grises (*mudstones*).

– 20 m de calizas bioclásticas beiges, mal estratificadas (*wackstone-packstones*). A techo se sitúa un nivel ferruginoso con concentración de fauna de Ostreidos y Bivalvos y abundante bioturbación, muy constante en toda la Ibérica y con el que finaliza la secuencia sedimentaria superior del Lías.

En conjunto predominan las micritas y biomicritas con hasta un 20-60% de bioclastos ligeramente ferruginizados (Crinoideos, Moluscos, Braquiópodos y Foraminíferos).

Se interpretan en conjunto como depósitos de *lagoon*. La asociación de microfósiles observada en las láminas delgadas es semejante, aunque algo más pobre en especies, que la de las hojas colindantes. Se destaca la presencia de *Mayncina termieri* HOTT, *Haurania cf. amiji* HENSON y *Lingulina gr. pupa* (TERQ.). Su edad es, como en todo el área, Sinemuriense superior a Pliensbachiente inferior (Carixiense).

1.2.3 Fm. Margas grises del Cerro del Pez. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona. (6). Pliensbachiense (Domeriense)

Afloran fundamentalmente en la Sierra del Pobo. Se han estudiado en la columna de Cirujeda.

La Fm. Margas grises del Cerro del Pez están constituidas por 12 metros de margas grises con intercalaciones decimétricas de calizas arcillosas, bioclásticas con facies de *mudstone-wackstones* (biomicritas).

Presentan fauna abundante y diversificada de Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Bivalvos, etc. Se interpretan como depósitos de *shelf-cuenca*.

En la vecina hoja de Teruel se han recogido Braquiópodos: *Plesiothyris verneuili* (DESL.), *Zeilleiria (Zeilleria)* sp., *Lobothyris punctata* (SOW). y *L. subpunctata* que pueden corresponder al Domeriense inferior.

La Fm. Calizas bioclásticas de Barahona viene definida por 33 metros de calizas bioclásticas grises y ocres (*wackstones* y *packstones*). Dominan las biomicritas con abundantes restos de Crinoideos, Braquiópodos y Foraminíferos.

Son frecuentemente nodulosas y lumaquéticas. Contienen nódulos de sílex y suelen estar bioturbadas. Se interpretan como depósitos de plataforma con episodios de barras de margen de la plataforma. Constituyen junto con la Fm. del C. del Pez una secuencia de marcado carácter *shoaling upward*.

Se han reconocido secciones de Lagénidos y Foraminíferos de concha arenácea como *Lenticulina*, *Dentalina*, *Lingulina* gr. *pupa* (TERG.) *Astacolus*, *Ammobaculites* y *Glomospirá*. En la vecina hoja de Teruel (27-22) se han recogido Braquiópodos: *Spiriferina alpina falloti* CORROY, *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON) y *Rhynchonella dumbletonensis* DAVIDSON, que pertenecen el Domeriense superior.

1.2.4 Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel (7). Toaciense

Afloran constituyendo una estrecha banda muy recubierta en todo el ámbito de la Sierra del Pobo.

Se han estudiado en la columna de Cirujeda en donde se han medido unos 40 metros de alternancia de margas y calizas arcillosas (biomicritas) en capas de orden decimétrico.

Contienen fauna abundante y diversificada de Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Bivalvos, Equinodermos, etc. Las secuencias elementales están formadas por ritmos de margas en la base y calizas arcillosas a techo. Se interpretan como depósito de *shelf-cuenca*.

Es una Fm. muy rica en microfósiles, tanto en los niveles de margas como en las calizas intercaladas. En las primeras la asociación está constituida principalmente por Lagénidos y Ostrácodos. *Lenticulina münsteri* (ROEMER), *L. varians* BORN, *L. subalata* REUSS, *L. d'orbignyi* (ROEMER) (en la parte más alta de la Fm.) *L. cf. foveolata* FRANKE (también en el techo), *Planularia cordiformis* TERQ., *Nodosaria fontinenses* (TERQ.), *Falsopalmula deslongchampsi* TERQ., *Citharina longuemari* (TERQ.), *Cytherella toarcensis* BIZON, *Procytheridea sermoisensis* APOST, *P. bucki* BIZON y *Ortocythere callosa* TRIEB. y KLING. Esta asociación caracteriza al Toaciense. En la hoja de Sta. Eulalia (26-21) se ha reconocido la presencia de las zonas de Ammonites: *Serpentinus* (Toaciense inferior), *Variabilis* (Toaciense medio) e *Insigne* (Toaciense superior).

1.2.5 Fm. Carbonatada de Chelva. Calizas con nódulos de sílex, calizas oolíticas. En la base calizas nodulosas y a techo calizas con Esponjas (18). Toaciense superior-Dogger-Oxfordiense superior

Aflora extensamente en la Sierra del Pobo. Al Norte de Alfambra se encuentra arrasada por la superficie de erosión intrapiocena. Algunos afloramientos aislados se sitúan en las estribaciones de Sierra Palomera al Oeste de la hoja.

Ha sido estudiada en las secciones de Cirujeda (sólo la base) y Perales de Alfambra.

Dentro de la unidad cartográfica pueden distinguirse varios tramos que de muro a techo son:

– Calizas nodulosas de Casinos. Constituidas por 10-15 metros de calizas y calizas arcillosas, nodulosas, en capas de 5 a 30 cm y con abundantes intercalaciones margosas. Tienen facies de *mudstones-wackstones* (biomicritas con Microfilamentos). En la zona de Sierra Palomera a techo existe un nivel decimétrico, con abundante fauna fosfatada que representa todo el Aalenense. (hoja 26-21: Sta. Eulalia). Se interpretan como depósitos de *shelf*, menos profundos que los de la Fm. Turmiel, con la que forma una secuencia de carácter *shoaling upward* poco acusada.

– Sigue un tramo de unos 100 metros de potencia constituido por calizas (*wackstones-packstones*), bien estratificadas en capas de 0,1 a 0,4 m y con abundante sílex en nódulos y en capas. Son biopelmicritas formadas por bioclastos (30%) y pelets (25%) con matriz micrítica y muy recristalizada con algo de esparita sintaxial. Se interpretan como depósitos de *shelf*.

Las microfacies contienen Lagénidos (*Lenticulina*), microfilamentos, *Ammobaculites cf. fontinensis* (TERQ) y Radiolarios.

– 50 m de calcarenitas, bioclásticas y oolíticas. (intraoobiopelssparitas, intraoosparitas, oobiosparitas), estratificadas en capas de orden decimétrico y de hasta 1,5 metros. Presentan estratificación cruzada, normalmente de tipo tabular, reconociéndose sobre todo a techo la morfología de las barras.

Se interpretan como depósitos de *oolithic* y *bioclastic sand shoals* de margen de plataforma. Constituyen junto con las calizas con sílex una marcada secuencia de carácter *shoaling upward* por progradación de las facies de margen de plataforma sobre las de cuenca.

Las microfacies contienen secciones de *Protopenneroplis striata* WEYNSCH, *Trocholina* y *Pfenderina salernitana* SART. y CRESC. Esta asociación es característica del Bathoniense.

– Oolito ferruginoso de Arroyofrío. Viene definido por un nivel de menos de 80 cm de espesor de calcarenitas con oolitos ferruginosos. Este nivel representa la condensación de gran parte del Calloviense y Oxfordiense inferior-medio. En la zona de la Sierra del Pobo puede faltar localmente, existiendo un contacto irregular entre las facies de calcarenitas y las calizas con Esponjas de Yátova.

– Calizas con Esponjas de Yátova. Tienen un espesor de unos 5 metros que aumenta hasta 10 m hacia el Oeste (Sierra Palomera). Están constituidas por calizas grises oscuras y azuladas, estratificadas en capas de 0,2 a 0,5 m, con planos de estratificación ondulados y juntas margosas. Contienen abundantes restos de Bivalvos y Esponjas planas. Son biomicritas con *gravel*s orgánicos en relación con Esponjas. Termina la unidad con una superficie ferruginosa con concentración de fauna de Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, etc.

En la Hoja de Santa Eulalia (26-21) situada directamente al Oeste contiene *Protoglobigerinas*, *Eothrix alpina* LOMB, *Epistomina (Brotzenia)*, *Lenticulina*, *Spirillina* y *Nubecularia*. Representa al Oxfordiense superior con fauna de *Orthosphinctes*, *Perisphinctes* y *Glochiceras*.

1.2.6 Fm. Margas de Sot de Chera (9). Oxfordiense superior

Se presentan normalmente muy recubiertas. Han sido estudiadas en la sección de Perales de Alfambra en donde alcanzan un espesor del orden de 6 m. Vienen definidas por un conjunto de margas, más o menos arenosas, grises y azuladas, hojosas con intercalaciones de calizas arcillosas (micritas con Ostrácodos, limos de cuarzo y óxidos de hierro en vacuolas).

Regionalmente esta unidad se encuentra en cambio lateral con la suprayacente (Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla), llegando a estar totalmente sustituida por ésta en el extremo noroccidental de la Hoja. Al relevo lateral

entre ambas formaciones se debe los importantes cambios de espesor de las margas que llegan a alcanzar 55 metros en el Corte de Aguatón (Hoja 26-21: Santa Eulalia), en donde contienen areniscas con marcas basales de corriente de tipo *flute cast*. Se interpretan como depósitos de *shelf-cuenca*, si bien los caracteres de la microfauna indican condiciones más restringidas (*lagoon*).

En la Hoja sólo se ha determinado la presencia de *Cytherella cf. suprajurásica* OERTLI que es un Ostrácodoo citado en el Oxfordiense superior de Francia.

1.2.7 Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla. Alternancia de calizas y calizas margosas (10) Oxfordiense superior-Kimmeridgiense

Aflora extensamente en los sinclinales existentes en la Sierra del Pobo y Galve, así como al Norte de Alfambra y en las estribaciones de Sierra Palmera. Ha sido estudiada en la columna de Perales de Alfambra.

Está constituido por una monótona sucesión alternante de calizas grises en capas de 0,2 a 0,3 m y calizas margosas hojosas en niveles menos potentes, que en ocasiones llegan a ser juntas interestrato, son micritas y micritas arcillosas con limo de cuarzo, óxidos de hierro dispersos y ocasionalmente matriz peletoide. Tiene un espesor total de 115-120 metros. Su base se encuentra en cambio lateral con las Margas de Sot de Chera de manera que la Ritmita llega a reposar directamente sobre el Miembro Calizas con Esponjas de Yátova (véase 1.2.5) en el extremo noroccidental de la Hoja.

Se interpretan como depósitos de talud-cuenca, aunque las características de la microfauna indica condiciones más restringidas (*lagoon*).

Contiene: *Epistomina (Brotzenia)*, *Spirillina*, *Ophtalmidium*, *Eothrix alpina* LOMB, *Pseudocyclammina lituus*. (YOKOY) y espículas. La edad Kimmeridgiense inferior viene definida por la de las unidades infra y suprayacentes, ya que la asociación no tiene valor cronoestratigráfico.

1.2.8 Fm. Calizas con Oncolitos de Higueruelas. Calizas oolíticas y pisolíticas. Areniscas intercaladas (11). Kimmeridgiense-Portlandiense

Aflora en las mismas zonas que la unidad anterior. Dan origen a un cierto resalte morfológico entre las formaciones infra y suprayacentes.

Ha sido estudiada en las columnas de Galve y Perales de Alfambra. Tienen un espesor del orden de los 100 m. Su techo es bastante diacrónico por intercalación de elementos terrígenos de las series suprayacentes.

Está constituido por un tramo inferior de 30 a 35 metros con predo-

mino de calizas microcristalinas estratificadas en bancos de 30 a 60 cm con alguna intercalación margosa a techo que representan el paso a la Ritmita. Tienen facies de *mudstones* (micritas con escasos fósiles y limo de cuarzo).

El tramo superior de 65-70 metros viene dado por calizas y calizas bioclásticas, con oncolitos, estratificadas en bancos gruesos con algún nivel de orden métrico en el que se intercalan margas y areniscas calcáreas. Las calizas son normalmente *packstones-grainstones* y algunos niveles de *mudstones-wackstones* hacia la base (intrabiosparitas, intraoosparitas, biomicritas y biopelmicritas) que suelen contener pisolitos algáceos.

Se interpretan como depósitos correspondientes a un *lagoon*.

Contienen *Pseudocyclammina lituus* (YOKOY) *Nautiloculina oolithica* (MOHL), *Ammobaculites coprolithiformis* SCHW., *Conicospirillina basensis* (MOHLER), *Labyrinthina mirabilis* WEYNNSCH, *Pfenderina*, *Everticyclammina virguliana* (KOECHL.) (en la parte superior), *Pseudocyclammina* gr. *parvula-maluchensis* HOTT. (en la parte superior), *Kurnubia palastinensis* HENSON, *Actinoporella*, *Salpingoporella annulata* CAR y *Caullexia piae* FROLLO, que representan el Kimmeridgiense medio-superior. Las intercalaciones terrígenas del tramo superior han proporcionado *Everticyclammina virguliana* (KOECHL), *Feuirtilia frequens* MAYNE, *Nautiloculina oolithica* (MOHL), *Rectocyclammina arrabidensis* RAMALHO, *Labyrinthina mirabilis* WEYNNSCH, *Pseudocyclammina* gr. *parvula-maluchensis* HOTT. *Ps. lituus* (YOKOY) *Alveosepta personata* TOBL., A. cf. *powersi* (REDM), *Anchispirocyclina*, *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Marinella*, *Cayeuxia piae* FROLLO y *Actinoporella* que pueden representar ya al Portlandiense.

1.3 TRANSITO JURASICO-CRETACICO

Los materiales de esta edad han sido estudiados al Sur de la Hoja de Alfambra por GAUTIER (1968), FELGUEROZO y RAMIREZ (1971) y MELENDEZ et al. (1980).

Afloran fundamentalmente en el área sinclinal de Galve, en la Sierra del Pobo y al Norte de Alfambra.

Para su estudio se ha levantado la sección de Galve.

1.3.1 Areniscas y arcillas, intercalaciones de calizas y margas (12). Kimmeridgiense sup-Portlandiense-Berriasiense (?) - Valanginiense inferior (?)

En la Hoja faltan la mayor parte de sus términos medios y superiores

por erosión pre-weáldica (neokimmérica). En la columna de Galve se han medido 120 metros de serie constituida de muro a techo por 10 m de calizas bioclásticas arcillosas y arcillas verdosas con areniscas, y abundantes Ostreidos; 20 m de arcillas, margas y margo calizas con pasadas de arenisca; 10 m de calizas bioclásticas y margocalizas grises con niveles de arenas; 25 m de arcillas y margas verdosas con areniscas y algún nivel de calizas; 40 m de areniscas micáceas y lutitas y 15 m de margocalizas verdosas y limolitas blancas. Las calizas son calcarenitas, dominantemente *packstones* de bioclástos (Lamelibranquios, Miliólidos, Gasterópodos, Ostrácodos) gravels micríticos y oolitos, o *grainstones* con gravels, granos revestidos, oolitos con núcleo de cuarzo; a techo hay pelspartitas arenosas. Las areniscas son desde grano fino a grueso formadas por cuarzo (40-50%), feldespatos potásicos (10-15%), moscovita (5%), fragmentos de calizas (10-30%) y cemento de calcita, a veces pelicular de óxidos de Fe.

Las arenas presentan base plana con cantos blandos y estratificación cruzada de gran escala de tipo tabular o en surco y laminación paralela. La bioturbación es importante y abundan los niveles con Ostreidos y otros Lamelibranquios. Se interpretan como depósitos de llanura de mareas.

En la Hoja de Teruel (27-22) se ha realizado una sección completa de la unidad con un espesor total del orden de 300 metros, distinguiéndose de muro a techo 162 m de lutitas rojas con niveles de calizas con Ostreidos, areniscas con *ripples* y paleocanales; 47 m de lutitas rojas, paleocanales y calizas lacustres y 97 m de calizas grises microcristalinas, alternando con arcillas rojas y algunos paleocanales de arenisca.

Los niveles calcáreos son *wackstones*-*packstones* y *grainstones* con limo o granos de cuarzo (dismicritas, biomicritas, biopelmicritas, a veces oolíticas, biosparruditas e intrabiosparruditas). Los niveles inferiores presentan secuencias caliza/arena/lutita comenzando con *packstones* y *grainstones* con Algas, Foraminíferos, Gasterópodos, Bivalvos y Ostrácodos. Las areniscas presentan base erosiva y se organizan en *megaripples* separados por láminas lutíticas o por superficies con *ripples* de oscilación. MELENDEZ et al. (1980) citan en las areniscas secuencias de tipo laminación paralela, estratificación planar, posibles *herring-bone*. Las lutitas contienen láminas o lentejones limolíticos con *ripples* de oscilación, niveles de nódulos calcáreos e intensa bioturbación. Las calizas se interpretan como barras submareales o canales próximos a éstas. Las areniscas corresponden a sedimentos de marea.

En el nivel intermedio aparecen secuencias con base erosiva, depósitos de carga residual con estratificación cruzada en surco, a veces planar, arenisca con *ripples* y lutitas con lechos de arenisca de *ripples* y nódulos carbonatados. Hay intercalaciones de calizas lacustres. Se interpretan como depó-

sitos fluviales de probable sinuosidad elevada, con importantes depósitos lutíticos de inundación entre los que se intercalan depósitos de *crevasse*, y existencia de zonas encharcadas con calizas lacustres. Probablemente se trataría de una llanura costera (MELENDEZ et al., 1980).

Los niveles superiores se organizan en secuencias conglomerado o arenisca con estratificación cruzada de gran escala, pasando a niveles calcáreos con Ostreidos y terminando con lutitas. Presentan estructuras de relleno y acreción lateral de canales en tanto que las calizas pueden corresponder a barras y canales de marea. Se interpretan como depósitosmareales en ambiente restringido (MELENDEZ et al., 1980).

La unidad cartográfica contiene en Galve los mismos microfósiles que los tramos detríticos de la anteriormente descrita (1.2.8), siendo su edad Kimmeridgiense superior-Portlandiense. Se le atribuye hasta el Valanginiense inferior por consideraciones regionales, ya que éste es el tope máximo de la edad del ciclo sedimentario a que pertenece, aunque la erosión prewealdica bisela la mayor parte de los términos de edad cretácica.

1.4 CRETACICO INFERIOR

Sobre el Cretácico inferior de la zona situada al Sur de la Hoja de Alfambra destacan los trabajos de GAUTIER (1968), FELGUEROZO y RAMIREZ (1971) y MELENDEZ et al. (1980).

Aflora exclusivamente en la zona de Galve.

1.4.1 Fm. Weald. Areniscas y arcillas rojas (13). Haueriviense-Barremiense inferior-medio

En la Hoja no ha sido estudiada esta unidad. En la Hoja colindante al Sur de Teruel (27-22), se ha levantado la sección de Cedrillas en la que se han medido 200 m (290 m según MELENDEZ et al., 1980) de lutitas rojas con intercalaciones potentes de cuerpos canalizados de arenas gruesas conglomeráticas con abundantes feldespatos rosados. Reposan mediante suave discordancia sobre los términos antes descritos. Son arcosas de grano subredondeado formadas por cuarzo (30-50%), feldespato potásico (15-30%) y plagioclasas (0-10%), generalmente alteradas y en paso á caolinita. En algún nivel hay granos de cuarcitas (hasta 10%).

Se organizan en secuencias granodecrecientes con un término inferior de arena canalizada de 2 a 9 metros de espesor, estratificación cruzada de surco, tabular, cicatrizes internas y *set* de estratificación horizontal. Las lutitas pueden contener nivelitos de arenisca de *ripples*.

La tendencia general de la formación es estrato y grano creciente. Las direcciones de corriente medidas indican aportes hacia el E (entre N 40° E y N 140° E).

Se interpretan como depósitos fluviales de baja sinuosidad (potentes *sets* de estratificación cruzada planar y estratificación horizontal hacia la base). Los canales se han llenado en varios episodios de agradación, que erosionan en parte a los anteriores, siendo la acreción lateral limitada (MELÉNDEZ et al., 1980).

La unidad es azoica, situándose bajo sedimentos marinos del Barremiense superior en el citado corte de Cedrillas, lo que justifica la edad asignada a su techo.

1.5 TERCIARIO

En la Hoja de Alfambra afloran materiales pertenecientes al Paleógeno y Neógeno, que ocupan prácticamente los dos tercios más occidentales de la misma. Se trata de sedimentos detríticos y carbonatados depositados en régimen continental que constituyen parte del relleno de la Cuenca Terciaria de Alfambra-Teruel.

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).

1.5.1 Conglomerados y arcillas amarillentas (14). Eoceno superior

Aflora en la zona del borde occidental de la Hoja, extendiéndose hacia la vecina Hoja de Santa Eulalia donde alcanza mayor desarrollo.

En conjunto las condiciones de afloramiento no son muy buenas, tratándose de conglomerados de cantos calizos y niveles arcillosos o margosos amarillentos. La potencia de la unidad puede superar los 100 m, y se sitúa discordantemente sobre el Jurásico.

Se trata de paleocanales conglomeráticos, correspondiendo los materiales finos a depósitos de llanura de inundación. Las direcciones de corriente obtenidas en los primeros indican aportes, en general, hacia el E y NE.

En la vecina Hoja de Santa Eulalia, existe otra facies, dominantemente conglomerática y que se localiza en las zonas más próximas al Jurásico y que también se encuentra representada en esta Hoja, en similar situación, en la zona de la Ermita de Santo Domingo.

El medio sedimentario puede ser interpretado como correspondiente a

depósitos de abanicos aluviales que en las zonas más próximas al Jurásico presentan facies de *midfan* en tanto que en zonas más alejadas del mismo indicarán zonas medias a distales del citado dispositivo.

La atribución cronológica de esta unidad se ha hecho en base a la localización de una fauna y flora pobre, pero característica (Vertebrados y Characeas), correlacionable con la encontrada en la misma unidad, en la zona de Aguatón, en la vecina Hoja de Santa Eulalia.

1.5.2 Calizas y margas blanquecinas (15). Eoceno superior-Oligoceno inferior

Se localiza en la misma zona de la unidad anterior y ha sido estudiada a partir de la sección de Más del Hambre. La expresión morfológica más característica de la unidad es la existencia de cuestas a favor de los niveles calizos importantes.

Está formada por más de 50 m de arcillas y margas, generalmente verdosas, y calizas blanquecinas, que se sitúan sobre la unidad descrita en el párrafo anterior. En la zona del Alto de la Torrubia pasa lateralmente a las unidades infra y suprayacentes.

Las arcillas y margas se localizan preferentemente en la parte inferior de la unidad en tanto que hacia el techo se van haciendo dominantes las calizas. En alguna ocasión, hacia la parte media de la unidad se sitúan paleocanales arenosos aislados. En todo el tramo es muy abundante la presencia de restos orgánicos, fundamentalmente Characeas y Ostrácodos.

En las arcillas de la parte inferior se ha identificado *Nitellopsis (Tectochara) meriani* L. y N. GRAMB, mientras que en la superior además de la ya citada se localiza *Harrisichara tuberculata* (LYELL).

Las calizas son biomicritas (20-30% de fósiles) formadas por Algas, Ostrácodos y Characeas. Hacia la base se observan "grumos" algáceos irregulares.

El medio sedimentario puede ser interpretado como correspondiente al de u.a zona de depósitos lacustres, carácter que se acentúa hacia el techo de la unidad y en el que, episódicamente, pueden llegar aportes fluviales, posiblemente relacionados con tormentas o épocas de pluviosidad más elevada en los bordes de la cuenca.

La datación de la unidad se ha realizado por la presencia en la parte alta de la misma de *H. tuberculata* (LYELL) que indica una edad Oligoceno inferior, así como por correlación con la zona de Aguatón (Hoja de Monreal del Campo) donde en esta misma unidad se ha determinado el paso Eoceno-Oligoceno.

1.5.3 Conglomerados, areniscas y arcillas (16). Oligoceno inferior

Aflora ampliamente en la zona centro-occidental de la Hoja y ha sido estudiado a partir de la sección de Masías Bajas. La expresión morfológica de la unidad no es característica, apareciendo, normalmente como un relieve suavemente alomado.

Está constituida por arcillas pardas y rojas en la base con intercalaciones de areniscas y niveles carbonatados. Hacia el techo se hacen dominantes los niveles de areniscas y conglomerados rojos. La potencia puede alcanzar los 100 metros.

En los niveles calizos se localizan biomicritas con Ostrácodos y Algas (hacia la base) y micritas arenoso-limolíticas con "grumos" y recristalizaciones algales hacia el techo. Las areniscas son de grano medio a grueso de tendencia subredondeada, formadas por cuarzo (45%), fragmentos de calizas (10%) y de pizarras (15%) rocas arcillosas y arcillas ferruginosas. La matriz es de sericita muy sustituida por cemento dolomítico. Aparecen moscovita y turmalina como accesorios.

Las areniscas y conglomerados corresponden a paleocanales y presentan estratificación cruzada de surco y a veces de *ripples* a techo. Los niveles calizos podrían corresponder en parte a paleosuelos calcimorfos.

La parte inferior de la unidad puede estar relacionada con depósitos de llanura de inundación que llegarían a desecarse (paleosuelos), mientras la superior serían depósitos de una red trenzada (se han medido distintas direcciones de aporte) con sedimentos de llanura de inundación intercalados.

La datación se ha obtenido gracias al descubrimiento de floras y faunas del Oligoceno inferior. Entre las Characeas podemos citar: *Rhabdochara stockmansii*, *Stephanochara Pinguis*, *Chara cylindrica*, REID y GROVES. *Chara* af. *Tornata* (REID y GROVES) y *Chara notata* GRAMB. De los micromamíferos es destacable la presencia bastante abundante de *Theridomys aquatilis*.

1.5.4 Arcillas, areniscas y conglomerados (17). Eoceno superior. Oligoceno inferior

Corresponde a una unidad comprensiva localizada en el cuadrante nororiental de la Hoja, en la zona del Barranco de Agualobos. Es equivalente de las unidades 15 y 16 antes descritas.

Su potencia no sobrepasa los 100 m, se apoya discordantemente sobre el Jurásico y desaparece hacia el Oeste por debajo de una formación conglomerática (20) que describiremos más adelante.

Está formada por un conjunto de arcillas rojas y verdosas e incluye niveles de areniscas y conglomerados.

En la parte inferior se han localizado Characeas del Eoceno superior mientras en niveles más altos aparece flora del Oligoceno (MOISSENET, E., com. per.).

1.5.5 Arcillas verdes y rojas y calizas blancas (18). Oligoceno

Aflora en la zona centro-occidental de la Hoja donde ha sido estudiado a partir de la sección de Loma de la Serretilla, presentando una morfología de cuestas muy característica.

Se sitúa en paso gradual sobre la unidad 16 anteriormente descrita y está constituida por unos 50 m de arcillas y margas verdes y rojas y calizas blancas que son más frecuentes hacia el techo de la unidad. Hacia el Este pasa lateralmente a la unidad superior.

Las arcillas son dominantemente illita, (superior al 80%) y los tramos carbonatados corresponden a dismicritas grumosas (algáceas ?) con trazas de Ostrácodos y cuarzo accesorio que a techo pasan a biomicritas, con vacuolas de disolución de bioclastos.

No se han observado estructuras sedimentarias en esta unidad que debe corresponder a facies lacustres más o menos efímeras repetidas cíclicamente. El esquema de cada ciclo sería de muro a techo, arcillas rojas (a), arcillas verdes (b) y calizas (c) siendo frecuente la existencia de ciclos incompletos (a-b y b-c).

La edad de la unidad es Oligoceno medio-superior y en ella se han determinado *Ilyocypris* off. *bradyi* SARS y *Chara* aff. *brongniarti* BRAUN.

1.5.6 Margas ocres, calizas y conglomerados (19). Oligoceno superior

Aflora sobre la unidad anterior (18), o bien sobre la 16 cuando ésta se acuña lateralmente. Si bien su observación es dificultosa debido a la mala calidad de los afloramientos, se ha realizado una sección esquemática en el Cerro de Patagallina. Morfológicamente corresponde siempre a zonas de ladera intensamente regularizadas lo que justifica la dificultad de observación antes citada.

Se trata de unos 60-80 m de margas y arcillas ocres con algunas intercalaciones conglomeráticas aisladas. También se encuentran, sobre todo en la parte alta de la unidad, niveles carbonáticos de reducida extensión, y que corresponden a biomicritas de Algas y Ostrácodos y dismicritas con alguna vacuola tapizada por óxido de hierro con matriz más o menos "grumosa" por actividad algácea.

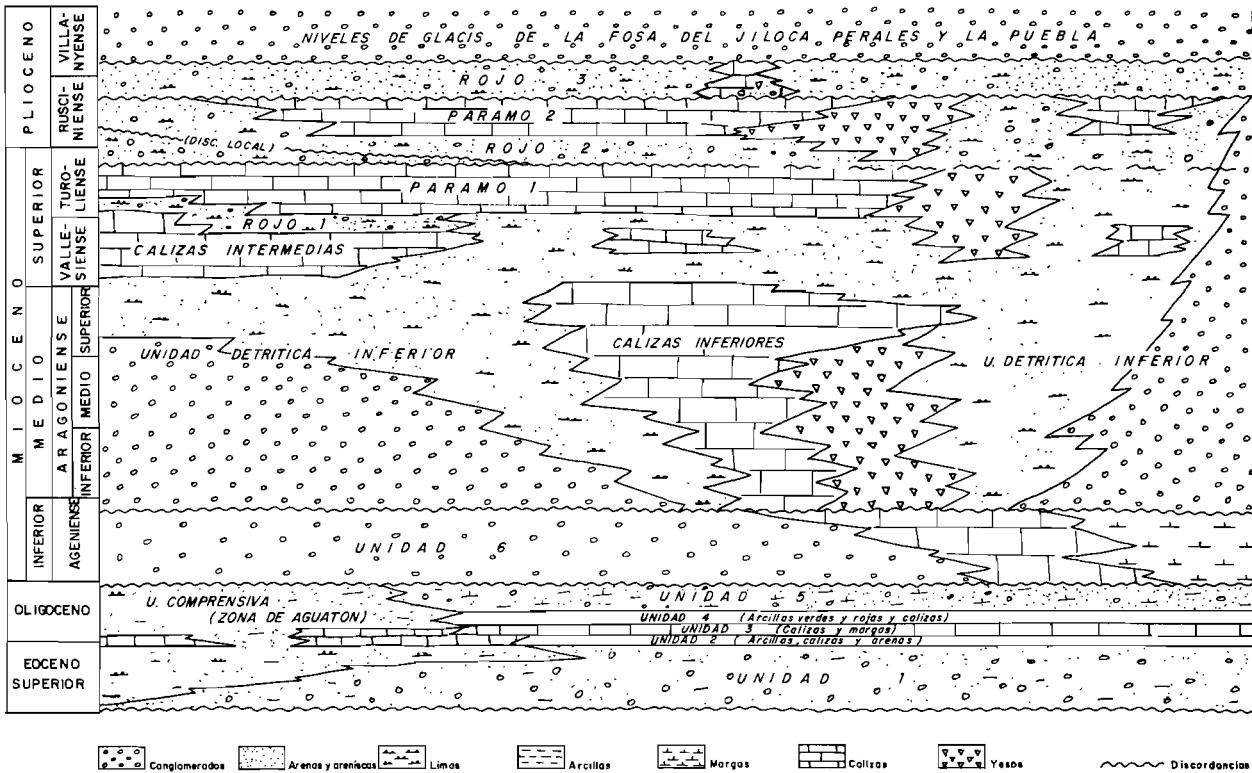


Fig. 2.— Distribución esquemática de las facies del Terciario continental en las cuencas de Calatayud (Zona de Daroca-Calatayud) y (Teruel-Alfambrilla).

Debido al descubrimiento de una *Rhabdochara* ornada atribuible al techo del Paleógeno situamos esta formación en el Oligoceno superior.

1.5.7 Conglomerados, areniscas y arcillas (20). Oligoceno superior

Se incluyen en esta unidad comprensiva una serie de afloramientos localizados en el borde nororiental de la Hoja.

Se sitúa bien sobre la unidad del Paleógeno inferior ya descrita (17), o bien discordante sobre el Jurásico.

Puede alcanzar los 200 m de potencia y está constituida por niveles de conglomerados de cantos de calizas jurásicas y areniscas de facies Wealdense, apareciendo cementados en ocasiones. Estos conglomerados son de tonos anaranjados y rojizos y a veces alternan con arcillas y limolitas rojas. Esporádicamente se han localizado algún banco de caliza intercalado.

Los conglomerados de disponen en paleocanales bastante extensos sin estructuras internas apreciables.

El medio sedimentario corresponde a abanicos aluviales en facies proximales y con episodios más distales (o quizás de depósitos interlóbulos) representados por los tramos con sedimentos de llanura de inundación (arcilla y limos) e incluso lacustres (calizas).

La unidad contiene restos muy aislados de Gasterópodos atribuibles al Oligoceno superior (TRUC, G., com. per.). Por ello la atribución cronológica se ha realizado por posición estratigráfica y comparación con las series paleógenas del borde occidental.

1.5.8 Conglomerados amarillentos, calizas y margas (21, 22 y 23). Oligoceno superior-Mioceno inferior

Se localiza en la zona sur-occidental de la Hoja, donde ha sido estudiada a partir de la sección de Cerro del Rodal y su expresión morfológica más característica es la generación de un escarpe sobre la unidad 19 o la que recubre discordantemente.

Se trata de un conjunto conglomerático (21) que lateralmente y hacia techo pasa a calizas y margas (22) y éstas a su vez a margas blancas (23). El conjunto de la unidad puede alcanzar los 50 m. En el cuadro esquemático de distribución de facies corresponde a la unidad 6.

Los conglomerados son paleocanales superpuestos con cantos de calizas jurásicas con abundante matriz limo-arcillosa. El color es amarillento. Las calizas están bien estratificadas, en bancos de 0,5 a 1 m, con intercalaciones de margas blancas que se van haciendo dominantes hacia el techo hasta pasar a la unidad margosa.

Pisos y Zonas	Formaciones	Yacimientos	Asociaciones	características
OZMO-L	Villanyense	17 16b ... 15a	R3	Mimomys stehlini, Mimomys gracilis, Stephanomys minor, Eliomys truci, Ruscinomys europaeus Elomys intermedium, Blarinoides, Sorex subalpinus, Castillomys crucifonti, Trilophomys vandeweerdi;
		15c	ORRIOS 3 ORRIOS 2	Propriomys hungaricus, Beremendia fissidens, Castillomys crucifonti, Trilophomys vandeweerdi, Eliomys truci, Eliomys intermedium, Pliopatruista pilosissima, Apodemus doceinana, Apodemus cf. jeanteti, Stephanomys aff. donnezani, Trischizolegus maritimus.
		15a	VILLALBA ALTA 1, 2a y 2b BARRANCO DEL COLLEJAR	Trischizolegus, Prolepus michauxi, Apodemus dominicus, Apodemus jeanteti, Atlantoxerus, Stephanomys donnezani, Blomomys neglectus, Castillomys gracilis, Mimomys occitanus, Eliomys intermedium, Paracethomys meinii, Hystrix primigenia Trischizolegus, Prolepus michauxi, Cricetus, Atlantoxerus, Ruscinomys europaeus, Trilophomys pyrenaicus, Paracethomys meinii, Castillomys gracilis, Stephanomys donnezani, Apodemus dominicus.
		14	R2	
		13		Stephanomys ramblensis, Galerix
	Talaiense	12	P1	
		11		
	Vallesiense	10	R1	Progonomys cf. cathala, Prolepus crucifonti, Galerix.
		9		

Distribución estratigráfica de yacimientos de microvertebrados según P. MEIN, R. ADROVER y E. MOISSENET.

Los paleocanales conglomeráticos, que indican direcciones de aporte SO-NE están dispuestos en una megasecuencia que es estrato y grano-creciente aproximadamente hasta la mitad del tramo para, a partir de este punto, pasar a estrato y grano decreciente hasta el tránsito a las calizas.

En la parte inferior del tramo conglomerático se observan, a techo de los paleocanales, depósitos finos de limolitas y arcillas que, en ocasiones, presentan laminación cruzada de pequeña escala y que posiblemente correspondan a depósitos de llanura de inundación. En la parte alta lo que aparece a techo de los paleocanales son depósitos carbonatados directamente sobre los cantos, lo que parece indicar abandonos rápidos del cauce que quedaría con agua en forma de "pozas" produciéndose entonces la sedimentación de los carbonatos.

Los tramos calizo (22) y margoso (23) parecen corresponder a depósitos lacustres y/o a palustres dada la existencia de Characeas y raíces en posición de vida, así como Gasterópodos.

La interpretación del medio sedimentario no parece muy evidente, sin embargo pensamos que pueda tratarse de depósitos de abanico aluvial (21) con interrupciones muy claras, posiblemente climáticas, (depósitos de carbonatos a techo de las secuencias de paleocanales) y correspondiendo las facies de calizas y margas a facies más distales del mismo dispositivo de abanico, o bien a zonas lacustres localizadas en áreas interlóbulos de aporte del mismo dispositivo.

La atribución cronológica de la unidad se ha hecho, además de por consideraciones a nivel regional de la localización de discordancias, por la localización en algunos niveles margosos con oogenios de Charáceas atribuibles a *Chara notata* GRAMB, *Rhabdochara* sp *Chara* cf. *procera* STRAUB y *Chara* cf. *exigna* STRAUB que indican un Mioceno basal.

1.5.9 Conglomerados y limolitas rojas (24 y 25). Mioceno inferior-Plioceno inferior

Se trata de una unidad comprensiva que aflora ampliamente en todo el ámbito de la Hoja. No posee una morfología característica, si bien es frecuente que, en los tramos de litología más fina, aparezcan fenómenos de acarcavamiento.

Se sitúa discordantemente sobre buena parte de los términos descritos en apartados anteriores y está constituida por conglomerados y limolitas rojas, habiéndose diferenciado dos unidades (24 y 25) en función de la mayor o menor presencia de conglomerados. En el cuadro esquemático de distribución de facies corresponden a la "unidad detrítica inferior".

Los conglomerados están compuestos de cantes redondeados de calizas jurásicas en una matriz arenosa cementada, en ocasiones, por carbonatos. Tanto éstos como las limolitas presentan un color rojo-anaranjado que se hace más rojo hacia el techo de la unidad, donde empiezan también a intercalarse términos carbonatados correspondientes a paleosuelos, así como yesos de origen secundario. La potencia total de la unidad puede superar los 250-300 metros.

Esta unidad cambia lateralmente, hacia el centro de la cuenca, a varias unidades calizas y detríticas que se describirán en apartados sucesivos (26, 27, 28, 29, 30 y 31).

Se trata de paleocanales conglomeráticos superpuestos (24), o con términos finos a techo, que progresivamente van pasando a paleocanales dispersos con mayor componente arenoso y dominio de las facies finas de llanura de inundación (25).

La interpretación correspondería a facies proximales de abanico aluvial (24) que, con bastante rapidez, pasan a facies distales de *floodplain* (25) faltando prácticamente las zonas típicamente meandriformes. La existencia de zonas carbonatadas, correspondientes a paleosuelos, desarrollados principalmente a techo de los términos más finos implicaría períodos prolongados de exposición subaérea dentro de un ambiente general semiárido. En conjunto, este tramo superior (25) podría interpretarse como dispositivos distales de conos de deyección de materiales finos con algunas descargas más gruesas esporádicas.

La datación de la unidad dada la ausencia de fósiles, se ha realizado basándose fundamentalmente en su posición estratigráfica, así como en las relaciones laterales con otras en las que ha sido posible una datación.

1.5.10 Calizas y arcillas ligníticas (26). Vallesiense

Afloran exclusivamente en el Valle del río Alfambra, en el borde sur de la Hoja, prolongándose en la de Teruel situada al Sur. Morfológicamente provoca un resalte de unos metros sobre el cauce del río.

Está formado por calizas y calizas arcillosas con intercalaciones de arcillas y margas arcillosas negras, ligníticas. Contienen abundantes fragmentos de Gasterópodos, vegetales y Micromamíferos. Algunos niveles contienen cañas y raíces en posición de vida y la bioturbación es intensa en todo el tramo. La potencia es del orden de 40-50 metros.

Corresponde a zonas lacustres o de charcas más o menos efímeras y en el cuadro esquemático de distribución de facies corresponde a las "calizas intermedias".

Su datación ha podido establecerse con precisión gracias al yacimiento de La Roma 2 situada en la vecina Hoja de Teruel y en estos mismos niveles, que clasificado por ADROVER, R. ha proporcionado: *Hispanomys peralensis*, *Progonomys cf. Cathalai*, *Prolagus crusafonti* y *Galerix* sp. que indican la zona MN 10 de la biozonación de MEIN (Vallesiense).

1.5.11 Calizas y margas blancas (27). Turoliense

Aflora esta unidad en la zona sur de la Hoja en la margen derecha del Alfambra. Corresponde a niveles que dan un pequeño resalte, intercalado en la cuesta generada al pie del escarpe morfológico de las calizas superiores que se describirán más adelante.

Se trata de unos 10 m de calizas y margas y arcillas blancas o, en ocasiones, rojas y verdes que se han estudiado a partir de la sección de Alfambra Sur. En el cuadro esquemático de distribución de facies corresponden a "Páramo 1".

Las calizas (biomicritas), tienden a localizarse preferentemente a techo de la unidad y es muy frecuente en todo el tramo la presencia de Gasterópodos, Characeas, Ostrácodos, fragmentos vegetales y raíces en posición de vida. Entre las Characeas se ha reconocido *Chara molassica* STRAUB y *Chara lagenalis* STRAUB.

Se trata de un ambiente asociado a lagunas o charcas más o menos efímeras.

La datación se ha realizado por correlación con niveles asimilables en la vecina Hoja de Teruel.

1.5.12 Limolitas y arcillas rojas (29). Turoliense-Rusciniense

Solamente se ha diferenciado esta unidad en la zona situada inmediatamente al Sur de Alfambra estando, en otras áreas de la Hoja, incluida en la unidad comprensiva (25) descrita en el apartado 1.4.9.

En el esquema de facies corresponde al "Rojo 2", se sitúa sobre las calizas descritas en el apartado anterior y bajo el otro nivel calizo que describiremos en el epígrafe siguiente.

En la sección de Alfambra Sur está compuesta por unos 10 m de limolitas y arcillas rojas con alguna pequeña zona conglomerática, pasando hacia el techo a margas de colores abigarrados.

No se han observado estructuras sedimentarias y su atribución cronológica se ha realizado en base a su posición estratigráfica.

1.5.13 Calizas y margas blancas (30). Margas yesíferas (31). Rusciñense (y Villanyense)

Constituyen afloramientos bastante extensos en las zonas central y meridional de la Hoja. Se han estudiado a partir de las secciones de Alfambra Sur, Orrios y Villalba Alta. La expresión morfológica más característica es la de mesas con escarpe de relieve estructural bastante acentuado.

Descansa sobre la unidad descrita en el párrafo anterior o bien sobre la unidad comprensiva 25 a la que a su vez, pasa lateralmente.

En el esquema de facies corresponde al "Páramo 2" y está constituida por un máximo de 55 m (Orrios) de calizas y margas blancas alternantes. En alguna ocasión se ha observado la existencia de paleocanales conglomeráticos intercalados. Localmente, en la zona al Este de Orrios pasa lateralmente a margas yesíferas (31).

Las capas calizas presentan una gran continuidad lateral y normalmente no superan el 1,5-2 m de potencia. Sus bases suelen presentar irregularidades, unas debidas a deformaciones de carga y escape de fluidos y en otras atribuibles a bases erosivas. En algún nivel se ha observado, aisladamente, cicatrices y/o laminación. El conjunto contiene gran cantidad de fauna y flora.

Las calizas son biomicritas (fósiles entre 5 y 15%) de Ostrácodos y Characeas, con matriz recristalizada irregularmente y con "grumos" de actividad algácea. En ocasiones se observan señales de vacuolas de disolución impregnadas por óxido de hierro, que indicarían un proceso de karstificación.

El medio sedimentario corresponde a un ambiente lacustre efímero más o menos generalizado con reflejo de aportes excepcionales esporádicos, quizá relacionados con tormentas que provocan, o bien la irrupción en la cuenca de materiales detríticos o bien la removilización del fango carbonatado existente en la misma.

Como ya hemos indicado contiene gran cantidad de fauna y flora que ha permitido una datación precisa.

Se han determinado *Candona* aff. *suevica* STRAUB, *C. torosa* (JONES), *Chara* cf. *molassica* STRAUB y *Chara* cf. *lagenalis* STRAUB.

Entre los micromamíferos se han determinado (ADROVER, R.) a partir de los yacimientos de Villalba Alta y Orrios los siguientes: *Ruscinomys europeaus*, *Mimomys occitanus*, *Trilophomys pyrenaicus*, *Stepahnomys* cf. *domezani*, *Apodemus dominans*, *Paraethomys* cf. *miocaenicus*, *Prolagus calensis* y *Prolagus michauxi*. También en estos yacimientos se ha localizado microfauna que ha resultado ser, *Hipparium* sp. I (ALBERDI y MORALES), *Hipparion* sp. II (ALBERDI y MORALES) y *Gazella borbonica*.

Este conjunto indica, con seguridad, una edad Rusciñense (zonas MN 14 y MN 15 de la biozonación de MEIN) para esta unidad.

Localmente, en la zona al Sur de Escorihuela se ha localizado fauna atribuible a la zona MN 16 (Plioceno superior), (MOISSENET, E., com. per.) lo que indicaría una mayor persistencia en la sedimentación carbonatada para esta zona.

1.5.14 Conglomerados, areniscas y limolitas rojas (32). Mioceno superior-Plioceno

Se trata de una unidad comprensiva situada en el borde oriental de los depósitos terciarios de la cuenca de Alfambra.

Su litología es idéntica a la de las unidades 24 y 25 ya descritas en el apartado 1.4.9, si bien, por sus correspondencias laterales, la consideramos ligeramente desplazada en tiempo hacia edades más modernas que aquellas.

1.5.15 Calizas y margas (28). Turolíense-Rusciñense

Al igual que la anterior corresponde a una unidad comprensiva.

Se ha cartografiado como tal cuando las calizas y margas correspondientes a "Páramo 1" y "Páramo 2" del esquema de facies se encuentran directamente superpuestas sin intercalación detrítica de "Rojo 2".

Las características litológicas y sedimentológicas son las mismas que las de estas unidades.

1.5.16 Areniscas, limolitas y conglomerados (33). Rusciñense-Villanyense

Aflora en la región centro-septentrional de la Hoja (zona de Perales de Alfambra), así como el Este del Valle del Alfambra. No posee una expresión morfológica característica, presentando únicamente acarcavamientos en las zonas de mayor dominio arcilloso. Su estudio se han realizado a partir de la sección de Villalba Alta. En el cuadro esquemático de facies se ha denominado como "Rojo 3".

Se sitúa discordantemente sobre el Jurásico o sobre unidades paleógenas (20) y neógenas (24, 25, 28, 30 y 32) y está constituida por unos 60 m de limolitas y arcillas rojas con intercalaciones de areniscas y conglomerados y algún nivel de concentración de carbonatos.

Las areniscas son de grano medio a grueso de tendencia subredondeada, formadas por granos de cuarzo (40-60%), feldespato potásico (10-15%) alterado, fragmentos de rocas calizas ferruginizadas (10-20%) y cemento de

calcita. Es frecuente la microestratificación paralela. Como minerales accesorios aparecen turmalina, circón y glauconita oxidada. Los detriticos gruesos se disponen como cuerpos con geometría de canal, con secuencias positivas, cicatrices internas y estratificación cruzada de surco. Se interpretan como depósitos de canales *braided* de zona media a distal de un sistema de abanico aluvial. Las facies limolíticas corresponderían a depósitos de llanura de inundación del mismo sistema y los niveles de concentración de carbonatos, que se relacionan con paleosuelos, representarían períodos de tiempo prolongados de exposición subaérea, dentro de un ambiente general semiárido.

En la zona de Orrios y Escorihuela esta unidad presenta caracteres algo distintos a los descritos (sección de Escorihuela). Las condiciones de afloramiento no son muy buenas, pero en conjunto se puede indicar que la potencia disminuye (aproximadamente unos 20 m), estando constituida por arenas y areniscas amarillentas y arcillas y margas verdosas y negras, con intercalaciones de calizas y zonas con níquellos lignítferos y yesos; en algún punto se localizan acumulaciones de arenas con retoques eólicos. Las areniscas son de grano medio a microconglomeráticas con bandeados granulométrico, formadas por granos de cuarzo (50-60%), feldespato potásico (10-15%) alterado, fragmentos de rocas calizas (10%) algo ferruginizadas y cemento local de calcita y/o óxido de hierro. Como accesorio aparece glauconita oxidada. Las calizas son micritas con trozos de Ostrácodos y Gasterópodos y "grumos" de acción algácea en la matriz, recristalizada fina e irregularmente. Interpretamos este conjunto como depósitos marginales de los abanicos aluviales antes citados.

En niveles calizos de esta unidad se ha localizado fauna atribuible a la zona MN 16 (MOISSENET, E., com. per.).

1.5.17 Gravas, arenas y limos (34). Villanyense

Se localiza esta unidad en la zona de Perales de Alfambra y se encuentra modelada con forma de extenso glacis, con escarpes netos en su parte frontal.

Constituido por gravas dispuestas en cuerpo con geometría de canal que en ocasiones, presentan a techo depósitos más finos (areniscas y limos). Las areniscas son de grano fino y están formadas por granos de cuarzo (40%), feldespato potásico (15%), fragmentos de rocas calizas (10%), algunos muy ferruginosos y cemento parcial (vadoso ?) de calcita con zonas teñidas de óxido de hierro. Como accesorio principal aparece turmalina. Estos canales se presentan soldados, con abundantes cicatrices internas, estratificación cruzada de surco, barras de gravas, cantos imbricados, etc.

Se interpretan como depositados por una red *braided* que, con direcciones de aporte prácticamente N-S, discurriría prácticamente de forma similar al actual Valle del Alfambra.

La atribución cronológica de la unidad se ha realizado por posición estratigráfica.

1.5.18 Conglomerados y calizas tobáceas (35 y 36). Villanyense

Hacia el Este de Alfambra, los niveles detríticos descritos en el apartado anterior presentan intercalaciones travertínicas (35), que en ocasiones se sitúan sobre un conglomerado cementado (36) que parece representar la prolongación, hacia la Sierra del Pobo, de la unidad 34 descrita en el párrafo anterior.

1.6 CUATERNARIO

1.6.1 Conglomerados, arenas y limos (37, 39, 40, 41 y 42). Terrazas y Glacis. Pleistoceno

Se agrupan en este apartado una serie de depósitos de terrazas y glacis, de morfología característica, localizados fundamentalmente en la margen izquierda del río Alfambra.

La terraza alta (37), compuesta por conglomerados y gravas principalmente, se localiza a unos 70 m sobre el cauce actual del río en la zona de Escorihuela en tanto en el borde sur de la Hoja está a 105 m siendo posible que exista alguna causa neotectónica que contribuya a esta diferencia. Asociado a esta terraza se localiza un nivel de glacis (39), compuesto de gravas arenosas más o menos encostradas y que parece corresponder a un depósito en un ambiente climático seco-frío (glacis de piedemonte o de acumulación).

El nivel de terraza media (40), más continuo que el superior, se sitúa a unos 40-50 m sobre el río y está formado por conglomerados cementados que localrñente, pueden alcanzar potencias de hasta 30 m motivadas por situarse sobre formaciones neógenas que se karstifican contemporáneamente al depósito de la terraza. Frecuentemente se encuentra desplazada y escalonada por fenómenos de neotectónica. Pasa lateralmente a un depósito de gravas arenosas algo encostradas (41) con morfología de glacis que, a su vez, se encajan en los depósitos de glacis anteriores (39).

Las terrazas inferiores (42) tienen un desarrollo mucho más reducido

que las del nivel medio y están situadas a unos 10/15 m sobre el cauce actual compuestos por gravas y cantes bien redondeados sin cementar.

1.6.2 Calizas tobáceas (38). Pleistoceno

En la zona de Escorihuela se localiza un afloramiento bastante extenso de calizas tobáceas y travertínicas sobre las que se impone una morfología de dolinas, y que parecen corresponderse con el nivel de terrazas superior.

1.6.3 Gravas, arenas y limos (43). Holoceno

Corresponde a un extenso recubrimiento localizado junto a Camañas en la zona nor-occidental de la Hoja y que presenta una morfología plana.

1.6.4 Gravas, arenas y arcillas (44). Aluviales. Holoceno

Se incluyen en este apartado todos los sedimentos aluviales depositados en los valles de los ríos y arroyos existentes en la Hoja; generalmente son pocos extensos, excepción hecha de algún tramo del aluvial del río Alfambra.

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 mesozoicos-terciarios, no presenta las características del Orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico en forma de mantos. 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 Triás hasta finales del Jurásico; esta evolución fue interrumpida por los movimientos tectónicos neokiméricos y áustricos, 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 cobertura 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.

to. 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 esa misma área existe una tectónica de cabalgamientos vergentes al NE, que fue interpretada primariamente (LOTZE, 1945) como hercínica y después como alpina (JULIVERT et al. 1974) al afectar también a las series mesozoicas. Alguno de estos cabalgamientos producen en el zócalo diferente desplazamiento que en la cubierta 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 2^a 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 localiza también en la región. Las fallas tardihercénicas, 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 tardihercénicas 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.- **Etapa pregraben.** Corresponde a la actividad pérmica (sedimentación, vulcanismo, fracturación).

2.- **Etapa graben.** Las fallas previamente existentes, que habían actuado como desgarres (ARTHAUD y MATTE, 1977) lo hacen ahora, bajo régimen distensivo, como fallas normales. La sedimentación sincrónica, relle-

nando los bloques deprimidos, es la correspondiente al Buntsandstein (Fase cuarcita de HOFFMAN) y culmina con los carbonatos del Muschelkalk.

3.- Etapa 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 hunden 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 cuartean 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. – Etapa 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-Toarciano 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 intensos (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).

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 (N-E-SO). Despues del plegamiento, posiblemente a partir del Mioceno medio, la región fue sometida a estiramiento. En la Cadena se reconocen al menos dos períodos distensivos (VIALLARD 1979) uno que origina fallas longitudinales (NO-SE) y otra que da lugar a fallas transversales (NNE-SSO), estas últimas relacionables con la creación de la cuenca valenciana (ALVARO et al. 1978).

En la zona se aprecia cómo 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 zonas se aprecian señales de una relativamente intensa actividad tectónica intracuaternaria que puede llegar a ser muy reciente.

2.2 DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

De las unidades estructurales clásicas de la Cordillera Ibérica están representadas en la Hoja de Alfambra las siguientes: Tegumento triásico (Fm. Buntsandstein), Nivel de despegue del Keuper, Cobertura jurásico-cretácica plegada, Cobertura terciaria plegada y Cobertura terciaria postorogénica.

Tegumento triásico:

Se adapta a los pliegues de fondo del basamento dando lugar a estructuras anticlinales con dirección NNO-SSE próxima a la N-S. El contacto con la cobertura jurásica está fuertemente mecanizado con laminación del Keuper y Muschetkalk.

Nivel de despegue del Keuper:

Ha sufrido importantes laminaciones en los flancos de las estructuras de plegamiento del tegumento así como posteriores acumulaciones de carácter

diapírico durante las fases alpinas y distensivas posteriores, en el borde de la sierra del Pobo con la fosa de Teruel-Alfambra.

Cobertera jurásico-cretácea:

En la zona de Sierra Palomera (al Oeste de la Hoja) está estructurada fundamentalmente mediante pliegues de directriz Ibérica NO-SE vergentes al NE que interfieren con estructuras menores de dirección ENE-OSO.

En la Sierra del Pobo la directriz Ibérica interfiere con estructuras probablemente anteriores NE-SO y otras posteriores NNO-SSE giradas a N-S. Como estructura principal destaca la cubeta sinclinal de Galve. La sierra del Pobo está intensamente compartimentada por fallas normales (reactivadas en régimen distensivo durante el Neógeno), cuyas direcciones principales son la NNO-SSE y NE-SO.

Cobertera terciaria plegada:

Se distinguen las siguientes estructuras principales:

– Sinclinal de la Sierra Palomera

Se trata de una estructura de dirección NO-SE que en su parte más septentrional aparece como un estrecho corredor mientras que hacia el Sur cierra en forma de amplia cubeta en la zona de la Rambla de Villarosano, estando rellena por sedimentos paleógenos (300-400 m) en su totalidad, existiendo algunas manchas discordantes de Oligoceno terminal-Mioceno inferior.

Se trata de una estructura asimétrica con mayores buzamientos incluso verticales en el flanco occidental donde, además, aparece completa la serie, faltando el término basal en el flanco opuesto.

– Cubeta de Galve y sinclinal de Los Alcamines

El sinclinal de Galve, con su extremidad occidental de Los Alcamines parece constituir una estructura más reciente que la anterior debido a la ausencia de formaciones terciarias del comienzo del Paleógeno.

Tiene la forma aproximada de un óvalo con eje NO-SE y que, en su borde SE presenta buzamientos casi verticales. La parte central se encuentra organizada de forma sencilla pero en la zona de Los Alcamines (extremidad, nor-occidental) se complica, apareciendo una falla en el contacto Jurásico-Paleógeno, situándose ésta casi vertical y suavizándose rápidamente hacia el Oeste, presentando la estructura un aspecto claramente disímétrico en esta zona.

Cobertera terciaria post-orogénica:

Destacan los siguientes elementos estructurales:

– *Fosa de Teruel-Alfambra y falla de El Pobo*

La fosa de Teruel, constituye la estructura fundamental de la Hoja de Alfambra, localizada en la zona central y occidental de la misma. Se trata en realidad de una semifosa generada por la falla de El Pobo que, con dirección NNO-SSE constituye su límite oriental. En la actualidad esta falla no es visible al estar cubierta por sedimentos posteriores, sin embargo, en el Norte de la Hoja pueden observar fallas locales sin duda asociadas al accidente principal. Así en la zona de Villalba Alta el Neógeno del borde está afectado por una serie de fallas antitéticas paralelas al borde, apareciendo incluso el accidente principal en una pequeña zona en el que aflora un Jurásico muy triturado y con un nivel importante de brechas tectónicas. En la parte central de la Hoja la falla no es visible pero de nuevo, en la zona Sur, reaparecen accidentes marginales locales.

No se puede medir el salto de la falla, pero sí admitimos que el Mesozoico se encuentra a poca profundidad por debajo de las formaciones marginales, éste puede estimarse como mínimo en 600 metros.

El funcionamiento de la falla debió ser intermitente durante el Neógeno con una clara influencia en el tipo de sedimentos depositados en la Fosa (detríticos o carbonatados en función de períodos de actividad o tranquilidad tectónica).

Estos sedimentos muestran una clara tendencia restrictiva hacia el Este, de modo que los niveles más modernos van quedando cada vez más próximos al borde oriental de la Fosa.

3 GEOMORFOLOGIA

En la Hoja de Alfambra se reconocen dos dominios morfoestructurales que vienen representados por los materiales mesozoicos y paleógenos y los neógenos.

El primero de ellos se localiza fundamentalmente en el tercio oriental de la Hoja y en el borde occidental de la misma y no destacan formas estructurales expresivas. En algunos puntos aparecen *cuestas* y *hog-backs*, en cuyo reverso se localizan en ocasiones *chevrons*; se han reconocido también algunos *niveles de capa dura*.

En la zona oriental de la Hoja se reconoce una extensa *superficie de*

erosión sobre materiales mesozoicos y que regionalmente alcanza gran continuidad y desarrollo. 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 indicar una edad pliocena para la misma.

Con posterioridad a la generación de esta superficie de erosión tiene lugar, regionalmente, una importante fase de karstificación; sin embargo, en el ámbito de esta Hoja, no se han localizado formas kársticas importantes. 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.

La red fluvial se encuentra dominada por barrancos de incisión lineal y, en algunos casos, es tan intensa que trae consigo la generación de *gargantas*.

Los materiales neógenos se encuentran fosilizando el dominio antes descrito y se encuentran ampliamente representados en el ámbito de la Hoja. Su morfología es muy monótona y poco expresiva; se trata dominante mente de relieves alomados instalados sobre materiales detríticos. Únicamente en las zonas donde afloran sedimentos carbonatados se desarrollan típicos relieves tabulares modelados en mesas que frecuentemente presentan escarpes netos y en los que se han reconocido, en ocasiones, formas kársticas de tipo *dolina*. Tanto en este dominio como en el anterior existe una importante regularización de vertientes.

En la margen oriental del valle del río Alfambra y limitando la fosa tectónica del mismo nombre se localiza una zona de *falla con clara expresión morfológica* que prácticamente limita el dominio de afloramientos mesozoicos (Falla de El Pobo).

En la región centro-septentrional de la Hoja se localiza un nivel de *glacis* con *escarpe* neto que, por correlación con otro nivel similar en el valle del Jiloca y en la zona de La Puebla de Valverde, podemos situar en el Villanyense. Se trata de glacis por derrame de potencia variable y que en las zonas frontales puede superar los 7-10 m de potencia.

En el valle del río Alfambra y fundamentalmente en su margen izquierda, se desarrolla un complejo sistema de glacis, glacis-terrazas, y *terrazas* escalonadas hacia el río y que representarían una sucesión de etapas relacionadas con sucesivos encajamiento s de la red fluvial.

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.

ALFAMBRA

542
27-21

MAPA GEOMORFOLOGI



LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES	
	Cuestas y hog-backs
	Chevrons
	Línea de capa dura
	Relieves tabulares (grados y metros)
	Fallas con clara expresión morfológica ligadas a las fosas
SUPERFICIES DE EROSION	
	Superficie de erosión sobre Mesozoico (fundamentalmente Plioceno)
MODELADOS DEPOSICIONALES	
	Glaciar Villonyense
	Glaciar Pleistocenos
	Terrazas fluviales
	Terrazas bajas y/o llanura de inundación Valles de fondo plano
	Fondos de valle
	Meandros abandonados
RED FLUVIAL	
	Red fluvial principal
	Gargantas y hoces con depósitos de gresce líticos
FORMAS KARSTICAS	
	Dolinos
ESCARPES	
	Escarpa en relieve tabular
	Escarpa en terrazas,glacis, etc
MODELADO ANTROPICO	
	Núcleos urbanos

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 Alfambra. 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.

A continuación 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.

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.

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 disconformidad 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. 3).

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. 4).

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. 5).

El plegamiento hercínico estructura las series ordovícico-silúricas, al

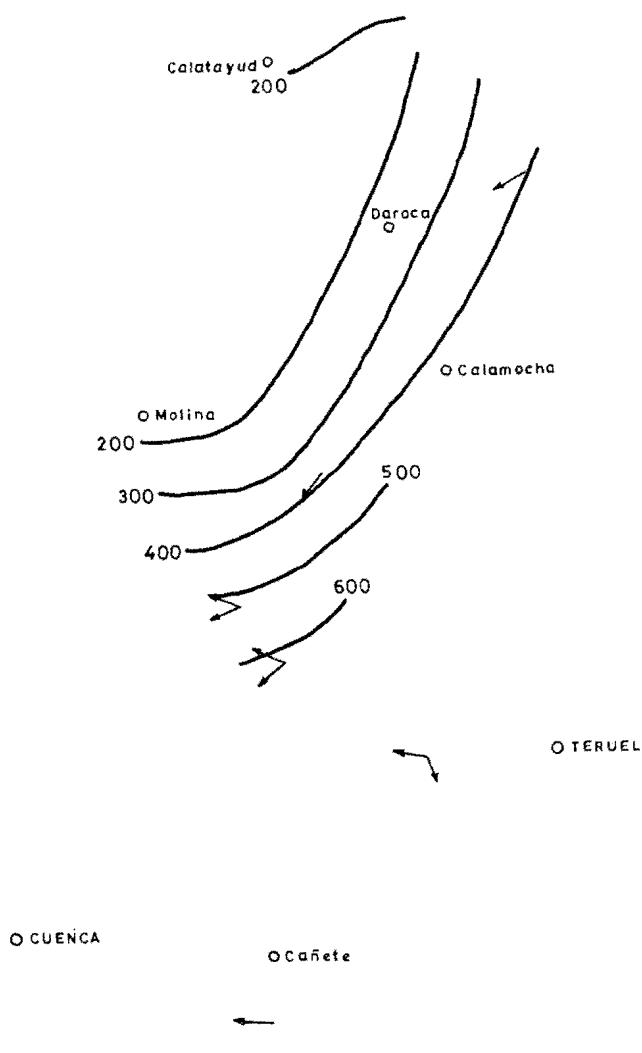


Fig. 3.— Ciclo II. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

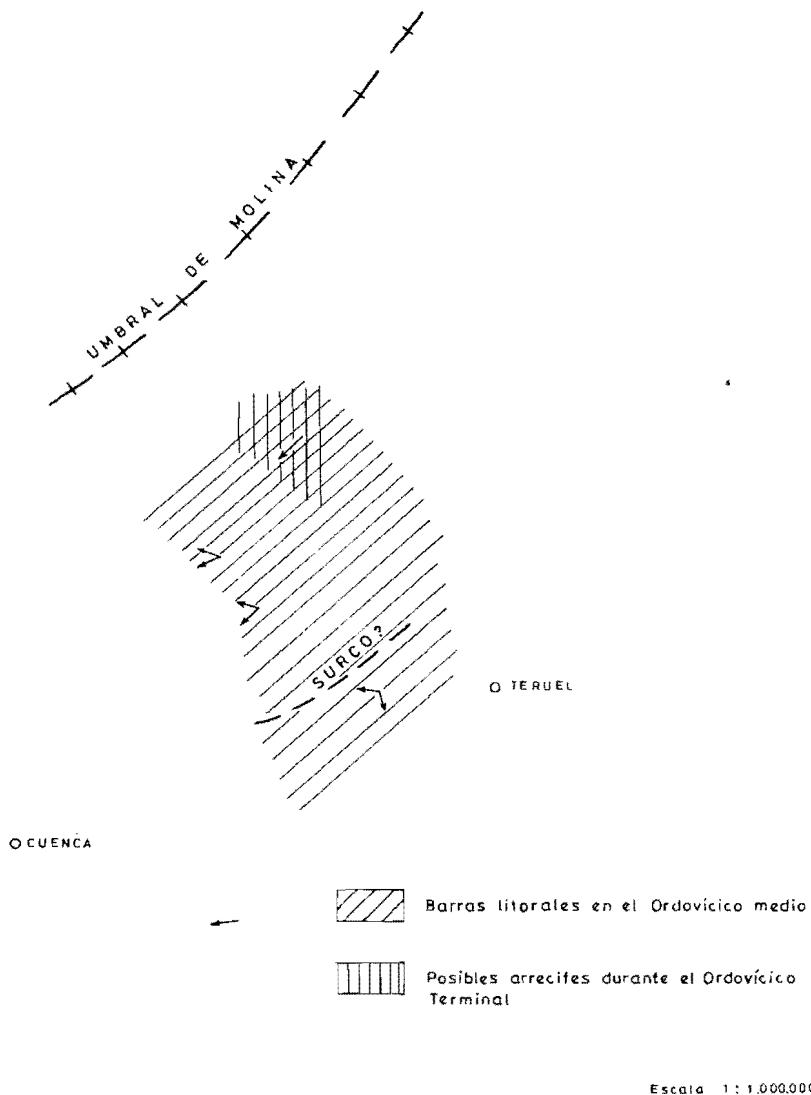
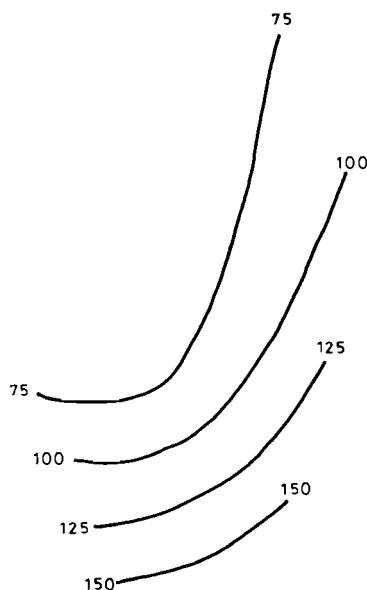


Fig. 4.— Esquema paleogeográfico.

O ZARAGOZA



O TERUEL

O CUENCA

Fig. 5.— Ciclo III. Mapa de Isopacas.

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 finales del 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. 6).

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 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 del surco de Castellar de la Muela-Cerro de San Cristóbal 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 expan-

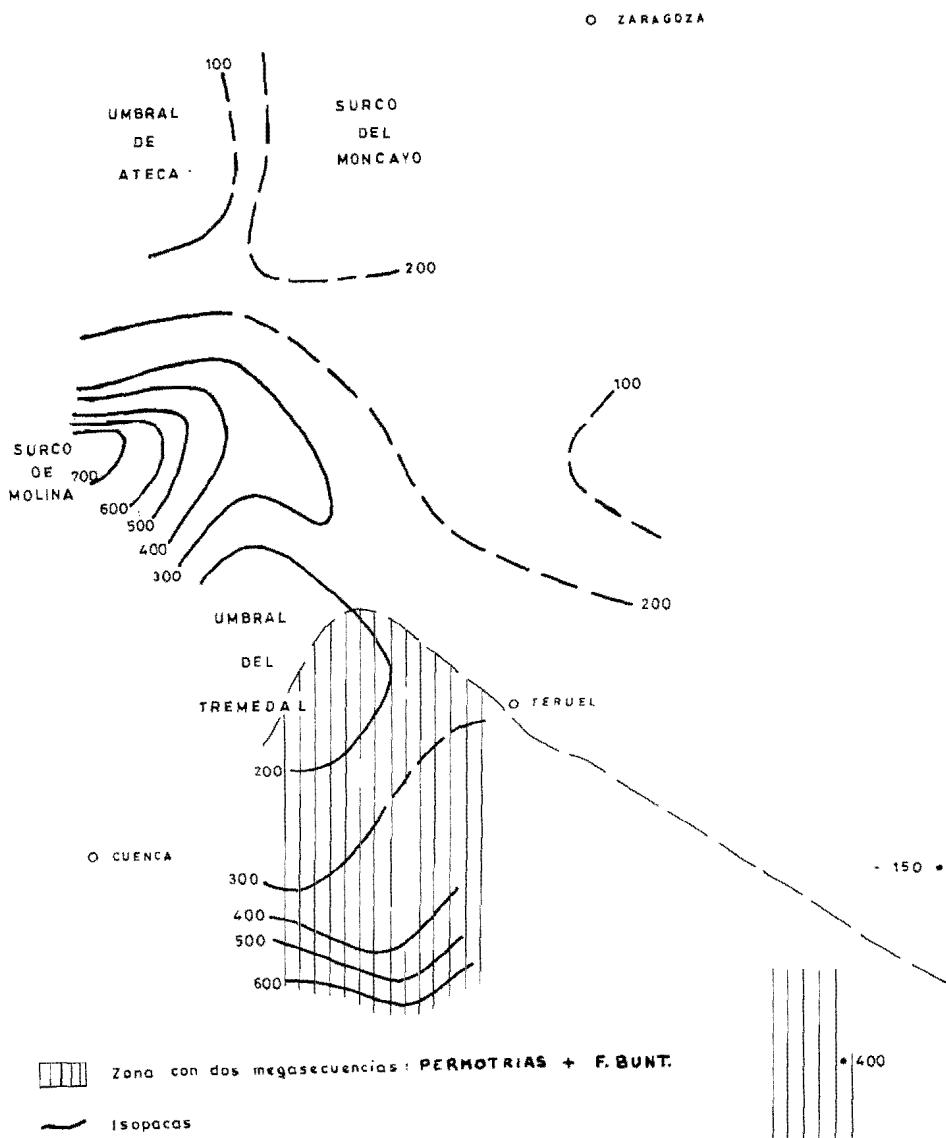


Fig. 6.— Mapa paleogeográfico.

siva 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 (Cuenca del Ebro, Vinaroz y Cuenca).

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

En el Lías medio y superior la cuenca jurásica alcanza su máxima extensión estando comunicada con un mar abierto situado al Noroeste, mientras que al Este y Sureste existían macizos emergidos de carácter discontinuo. En el Toaciense 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 Toaciense y está en relación con el vulcanismo fisural basáltico, emitido a través de fallas tardihercénicas 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 es-

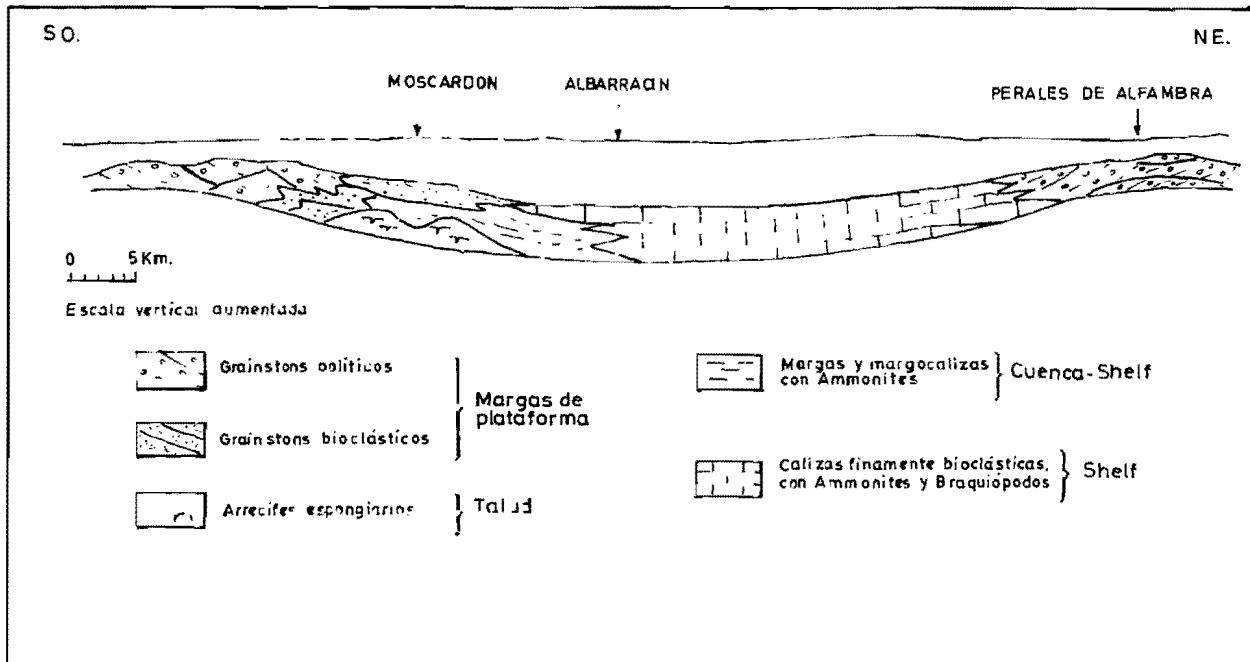


Fig. 7.— Esquema deposicional en el Bajociense superior-Bathoniense.

pongiarios 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, Cuenca de Teruel y Valencia, alto de Alfambrilla-Cedrillas (probablemente en relación con el umbral de Ateca-Montalbán) (fig. 7).

Durante el Malm se reconocen en la zona depósitos de plataforma (margas y altenancia 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 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 áustrios que reactivan fallas anteriores en régimen distensivo (ver 2.1. Tectónica regional) se originan dos ciclos sedimentarios de carácter transgresivo (s.a) 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. 8 y 9).

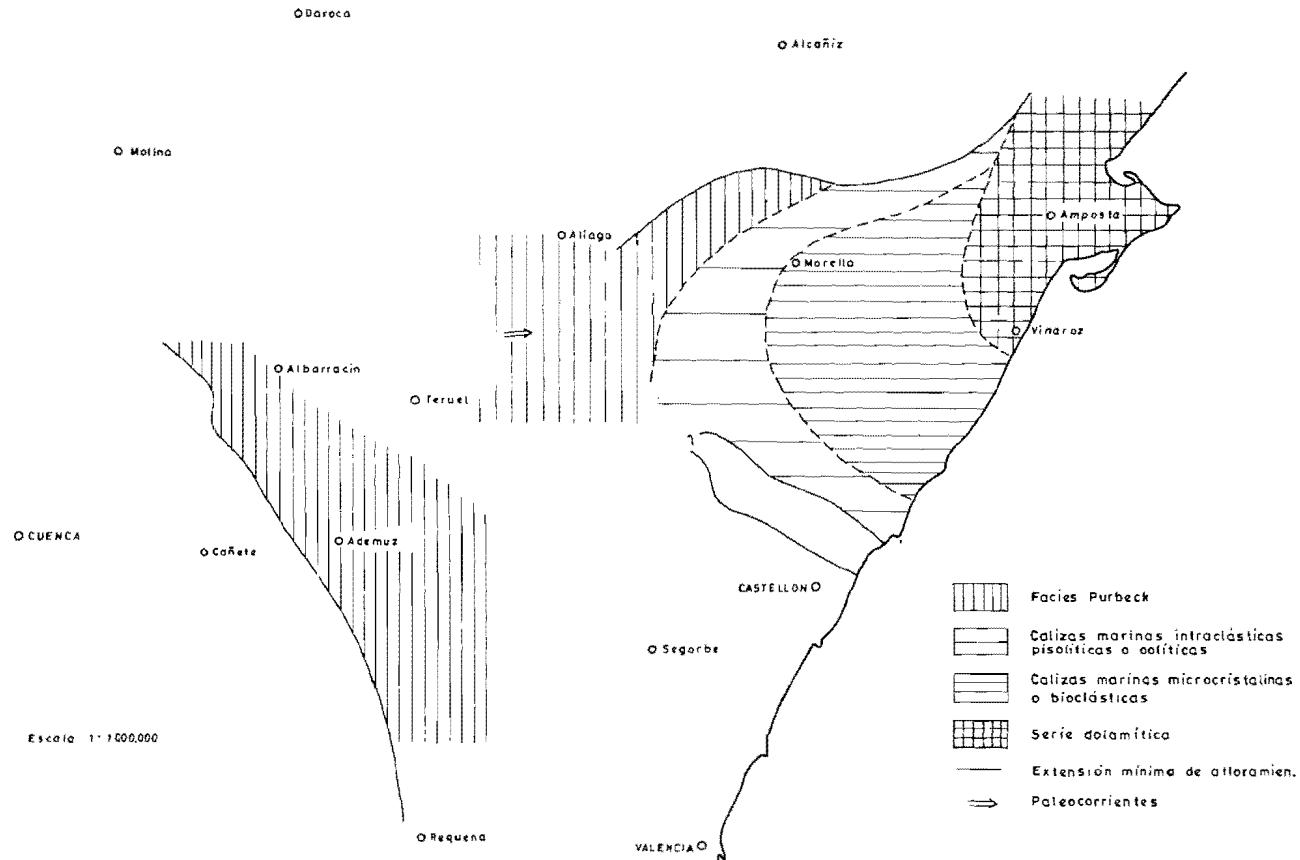


Fig. 8.— Mapa de facies y extensión mínima de los terrenos del Portlandiense-Cretácico basal. Datos de VIALLARD, CANEROT y propios.

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 Fuentespaldada, 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. 10) 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 Albienense-Cenomaniente inferior, con la discordancia aústrica en la base, los depósitos transicionales de la Fm. Utrillas y finalmente las calizas marinas cenomanientes. 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 Albienense y Cretácico superior se limitan a las hojas de Terriente, Tragacete y borde Oeste de la hoja de la Puebla de Valverde.

Durante el Albienense, 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 afluyían aportes laterales procedentes de las zonas de umbral (fig. 11).

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.

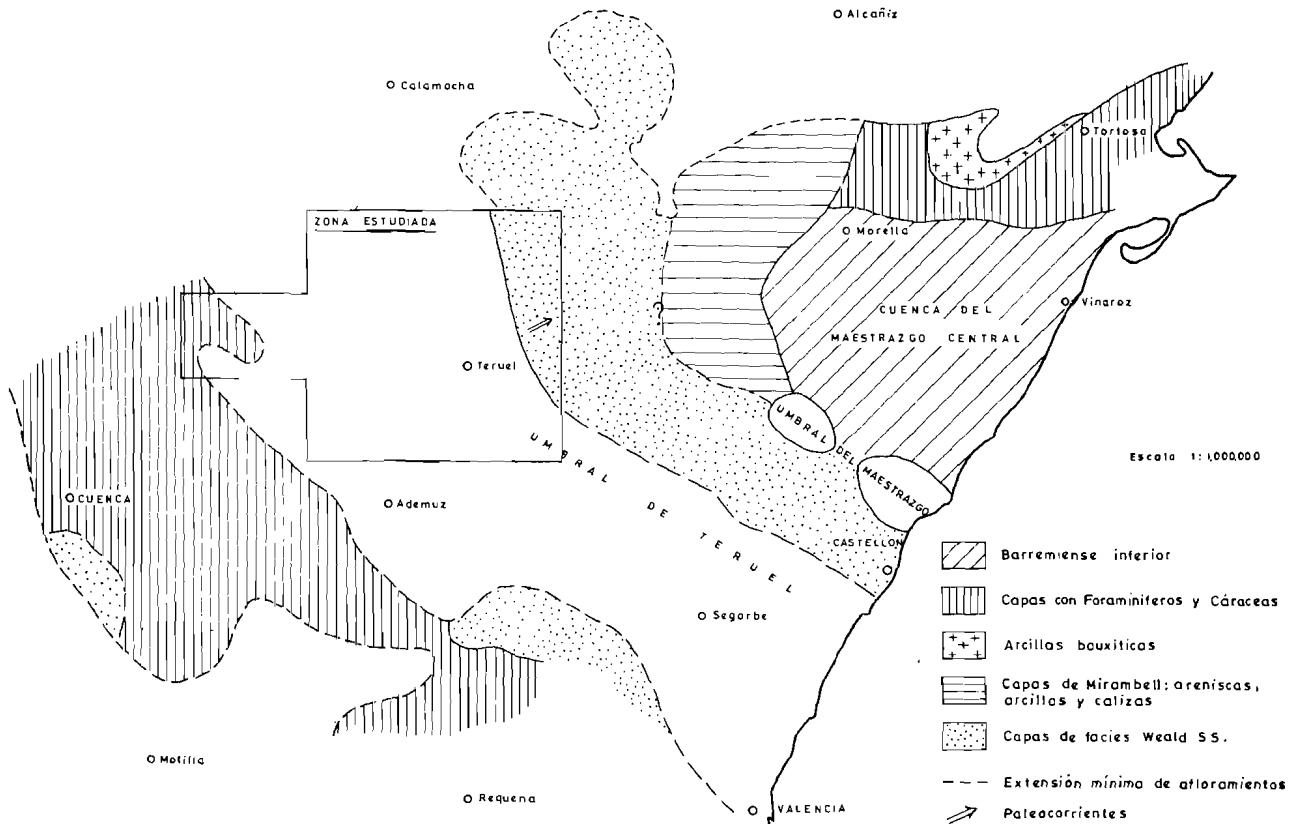


Fig. 9.— Mapa paleogeográfico durante el Barremiense Inferior. Según CANEROT (1975), VIALLARD (1972), modificado.

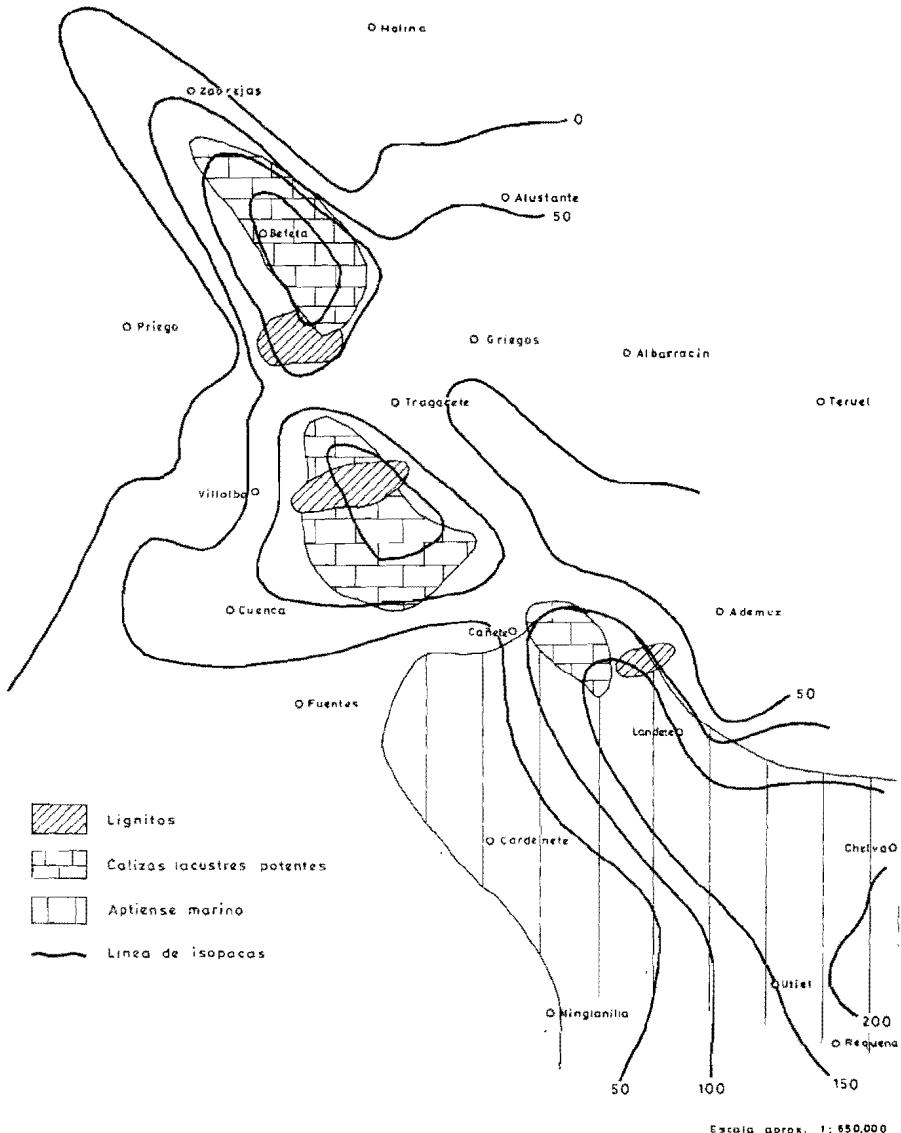


Fig. 10.— Barremiense-Aptiense. Isopacas y facies principales
(MELENDEZ et al 1974).

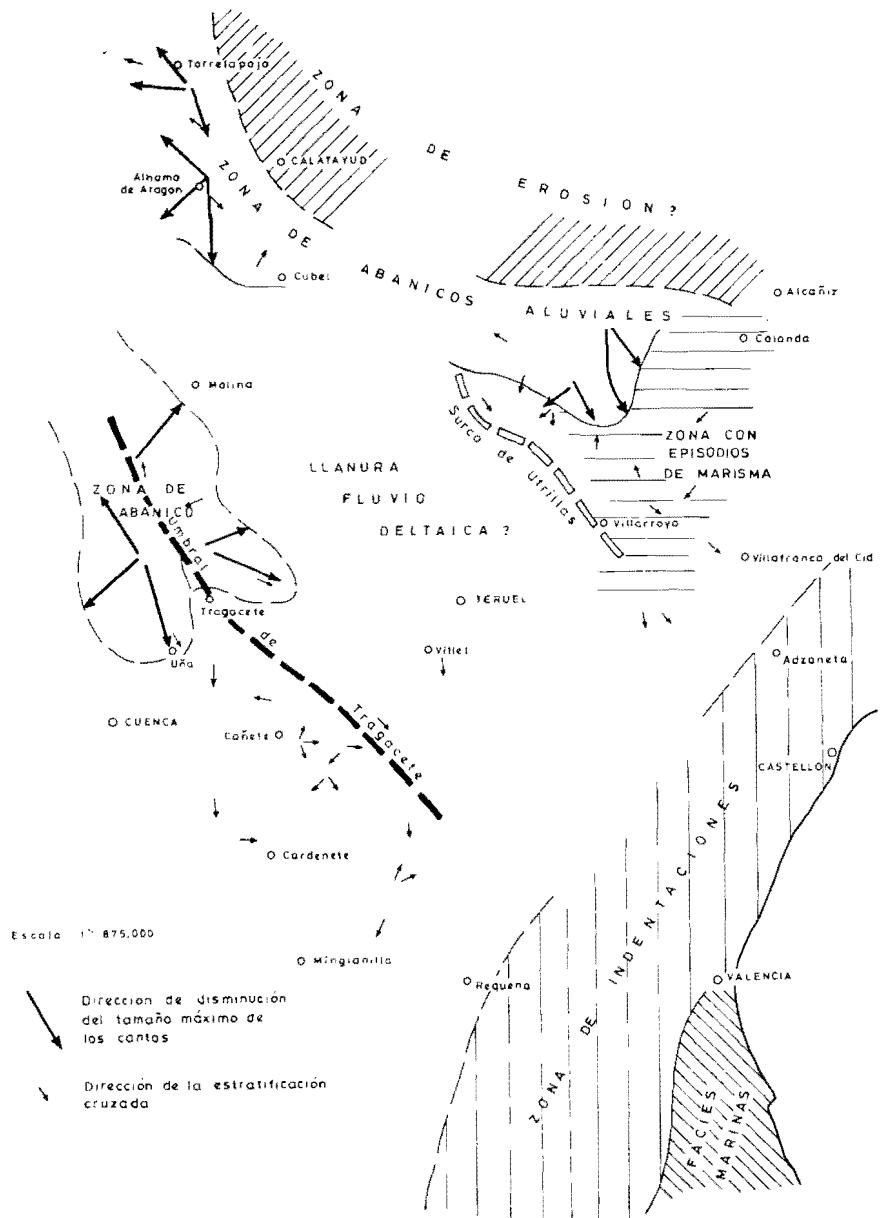


Fig. 11.— Mapa paleogeográfico durante el Albiense. Basado en datos de SAEF-TEL (1961).

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. 12) 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 subtiales 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, 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), *lagoon*-marisma, de tendencia lacustre, etc... A finales del Cretácico superior la influencia de aguas dulces se hace muy patente pasándose a condiciones 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, re-

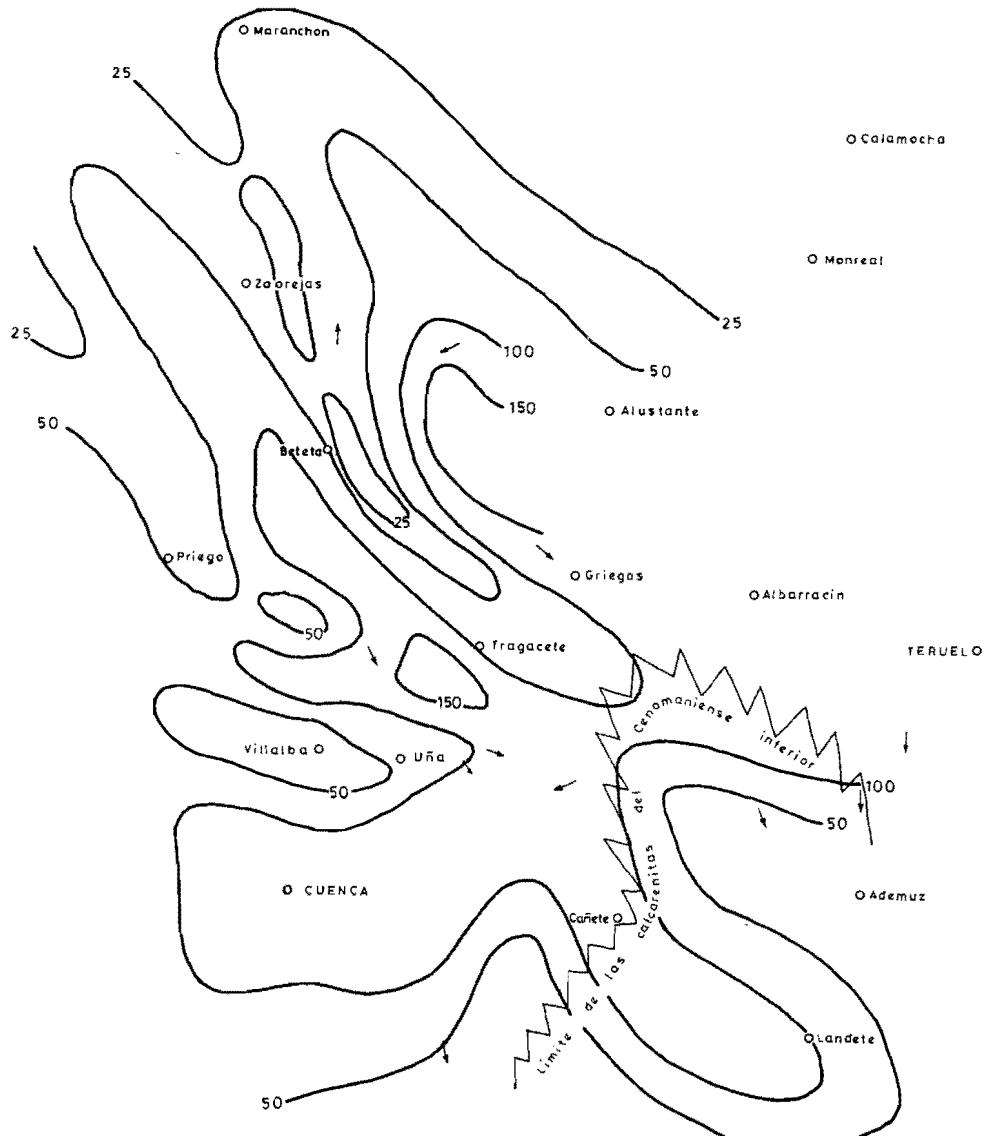


Fig. 12.— Fm. Utrillas. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

llenando 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 inatraventadas 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.

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 llenarse.

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 Agenjense más superior hasta el Plioceno medio se rellenan las cuencas en un clima semi-árido 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 Iberomanchega 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 llenarse 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 quizás 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

No existe en esta Hoja ninguna labor minera de importancia. Los únicos indicios que se encuentran son de óxidos de manganeso, en los parajes del Cerro de los Rebollegos y Cerro de la Mina al O de Alfambra. También en el Cerro de la Crebada, próximo a Galve, hay indicios de caolines, actualmente inexplotados.

Las canteras tampoco abundan en el ámbito de la Hoja. Las existentes se concentran en la extracción de áridos de trituración de las calizas jurásicas, ubicándose en la Loma de Miralbueno, al NO de Perales de Alfambra y en la Rambla de la Hoz, al N de Alfambra, siendo la única activa la primera. Otros materiales que han sido explotados son las gravas aluviales del río Alfambra, a 2 km al N de Orrios y las arcillas pliocenas de la Rambla de la Cañada, al S de Perales de Alfambra.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Las formaciones susceptibles de contener acuíferos de interés en la Hoja de Alfambra, bien limitadas a techo y muro por materiales impermeables, son las siguientes:

- Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña y Fm. calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas.
- Calizas tableadas de la Fm. Carbonatada de Chelva.
- Fm. Calizas con Oncolitos de Higueruelas.

También ofrecen buenas posibilidades las facies detríticas del Terciario continental, recargadas en los bordes de las fosas en donde presentan granulometría más gruesa y los aluviones del Alfambra.

BIBLIOGRAFIA

ADROVER, R.; MEIN, P. et MOISSENET, E. (1976).— *Mise en évidence du Pliocène moyen continental dans le nord du fossé de Teruel (Espagne)*

- ne). 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 suroriental de la Cordillera Ibérica /GME. Inédito.
- ALVARO, M. (1975).— Estíolitos 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 Sabaris*. 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. *Excursion 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-herciniens du Sud-Ouest de l’Europe. Géometrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation”. *Tectonophysics*. V. 25, pp. 139-171.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977).— “Late Paleozoic strike strip 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.
- BEHTEL, H.; GEYER, O.F. (1966).— Beiträge Zur Stratigraphie und Pa-

- läontologie des Juras von Spanien. Stratigraphie und fossilfuhrung in unter Jura von Albarracin. *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.* Vol. 124, núm.1. pp. 1-52.
- BOULOUARD, C. y CANEROT, J. (1970).— “Doneés nouvelles sur l'Ap-tien 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 VIALLARD, P. (1971).— Identification du Permien dans la Chaine Ibérique. *C.R. Ac. Sc. París.* 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'Albarracín “Carte géologique des environs de Toril (Provincia de Cuenca) Espagne”. Inst. Cat. Paris.
- BULARD, P.F. (1971).— “La Discontiunité 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'épandages terrigènes Albo-Cénomaniens”. *C.R. Ac. Sc. París.* 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 fossa 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 Pliensbachiano y Toarciano 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.; FREUDENTHAL, M. y VAN DE WEERD, A. (1977).— Aragonian a new stage for continental deposits of miocene age. *News!. 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.; ELMI, S. et MOUTERDE, R. (1970).— Remarques sur le Toarcien d'Albarracín (province de Teruel) et sur sa faune de *Bouleïeras*. *C.R. Somm. S. Géol. Fr.* fasc. 5, pp. 162-163.
- ESTERAS, M. y AGUIRRE, E. (1966).— "Paralephas Tropothorii 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 Concad (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo 72, pp. 95-97.
- FELGUEROZO, C. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— Estratigrafía del Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo). *Cuad. Geol. Ibérica*. Vol. 2, pp. 439-488.
- FERNANDEZ 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.
- FERNANDEZ LOPEZ, S.; MELENDEZ HEVIA, G. y SUAREZ VEGA, L.C. (1978).— El Dogger y Malm en Moscardón (Teruel). *Grp. Esp. Mesozoico Exc. Jurásico Cord. Ibérica*.
- FERNANDEZ NIETO, C.; FERNANDEZ, 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).— "Existance 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 VIALLARD, F. (1972).— "Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du fossé Néogène de Teruel (Châînes 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 ans dem Cobrjura 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 Espongiarios 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 Calloviano 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, Heidelberg*. Op. cit. in. L. SACHER (1966).
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, JL. (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 Villel (Prov. Teruel). *Est. Geol.* IGME. Vol. 35. pp. 299-303.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, JL. (1975).— Karst y periglaciarismo 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 Palaeont. Assoc. Sympos. Birmingham.* 1974. pp. 387-409.
- HARTLEB, J. (1967).— Stratigraphie, Tectonik und Vererzung un der östlichen hesperischen Ketten Spaniens. *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, Área 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 Ibersiche ketten, NE Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläont.* Bd. 23, 121 pp. 26 figs.
- LAPPARENT, AF. (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.; PORTEIRO 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 trans-

- versales 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 transversa-
les 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 Ter-
uel. 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'Albarracin (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 Facies 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 Albaracín. *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 Albaracín. *XVI Curso de Geología Práctica, Teruel. Memoria*, pp. 44-66, 2 figs.
- RICHTER, G. y TEICHMULLER, R. (1933).— Die Entwicklung der Keltiberischen 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 Tektonic der Norwestlichen Hesperischen 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 Triás en Villel (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 Albaracín 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 VIALLARD, 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. deutscher geol. Ges. Abh.* t. 80, pp. 409-482. Berlin.

- TRURNIT, P. (1964).— Trias-Mächtigkeiten in der Sierra de Albarracín, Hesperische ketten (Spanien). *N. JB. Geol. Paläontol. Mh.* T. 11 pp. 641-651.
- TRURNIT, P. (1966).— Stratigraphie und Tektonik der Südöstlichen Sierra del Tremedal (Hesperische ketten, Spanien). *Z. deutsch. geol. Ges. Jhrg.* 1963. Bd. 115. pp. 679-681.
- TRURNIT, P. (1967).— Paläozoikum und masozoischer kahmen im se-Teil der Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten Spanien). *N. Jb. Geol. Paæontol.* 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 Paleological Implications. *Proc. of the Koninklijke Nederlandse Akademie (Amsterdam)*. Vol 81, núm. 4, pp. 448-473.
- VIALLARD, P. (1966).— Sur le Crétacé de la Chaîne Ibérique Castellaine entre le rio 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-continentale 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 duplissemement 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

EDICIÓN 1980



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA