



IGME

589

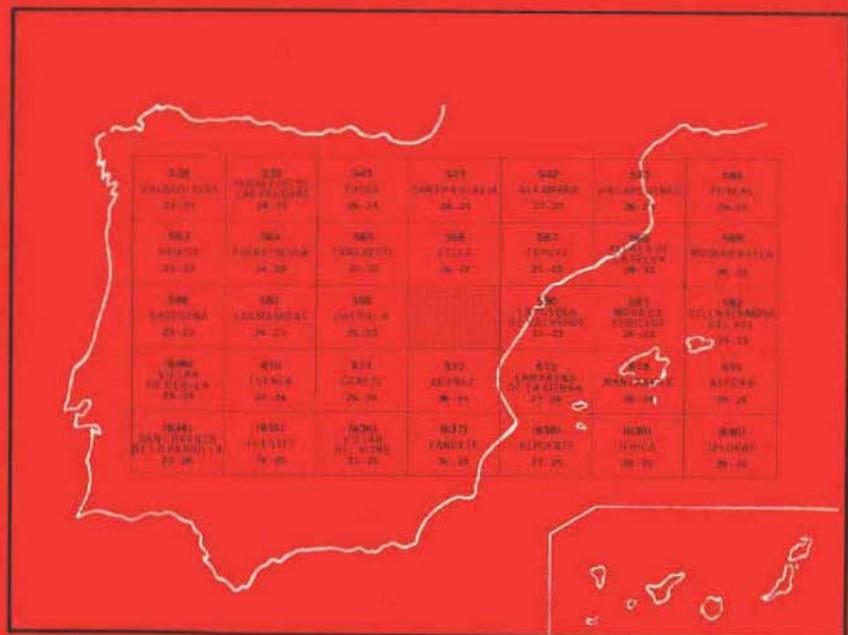
26 - 23

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TERRIENTE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

TERRIENTE

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 del Mesozoico y secciones estratigráficas: J.M. Aznar (C.G.S.).

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

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

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

Secciones estratigráficas del Mesozoico: A. Hernández (C.G.S.).

Secciones estratigráficas y Sedimentología de Detríticos: E. Aragonés (C.G.S.).

Cartografía del Mesozoico, secciones estratigráficas, geomorfología. Coordinación del equipo de trabajo: J.M. Portero (C.G.S.).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Depósito Legal: M. 29.492 - 1983

I.S.B.N.: 84-7474-217-X

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

INTRODUCCION

La Hoja de Terriente se encuentra situada en la Cordillera Ibérica y forma parte en su mayor superficie de la provincia de Teruel; Cuenca y Valencia, están representadas en pequeñas áreas al SW y SE respectivamente.

El relieve que la caracteriza es bastante accidentado y está formado por dos unidades, la mitad oriental está ocupada por la parte más occidental y meridional de la Sierra de Albarracín y la Sierra de Javalón con elevaciones de 1.400 a 1.700 metros, representados por un conjunto de sierras y valles profundos de topografía abrupta. En la mitad occidental la Sierra de Peñaredonda ofrece un relieve semejante, de menores altitudes, entre 1.000 y 1.350 metros.

El río Turia recorre durante unos 10 km aproximadamente el sector más suroeste de la hoja. El resto de la red fluvial es poco importante y discurre profundamente encajada, el cauce principal es el río Ebrón que va a parar al Turia al Sur de la hoja.

La densidad de población es baja, siendo los núcleos más importantes las localidades de Terriente y Jabaloyas. Es una zona pobre en agricultura si bien, tiene una reserva forestal interesante.

Desde el punto de vista geológico la región estudiada se sitúa en el Sistema Ibérico o Sistema Celtibérico (LOTZE 1929). El Sistema Ibérico está limitado por las cuencas terciarias del Tajo (al Oeste), Duero (al Noroeste) y Ebro (al Noreste), y está constituido fundamentalmente por una amplia gama de materiales que van desde el Precámbrico más superior hasta el Paleógeno continental, deformados según una dirección general NO-SE (Directriz Ibérica) con vergencias al SO de la parte occidental y al NE en la oriental de la Cordillera. También se observan estructuras de dirección NE-SO (Directriz Guadarrama) y NNE-SSO. Se conservan numerosas cuencas internas rellenas por sedimentos continentales del Neógeno en disposición subhorizontal o suavemente deformados o basculados, entre los que destacan los de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra orientados 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).

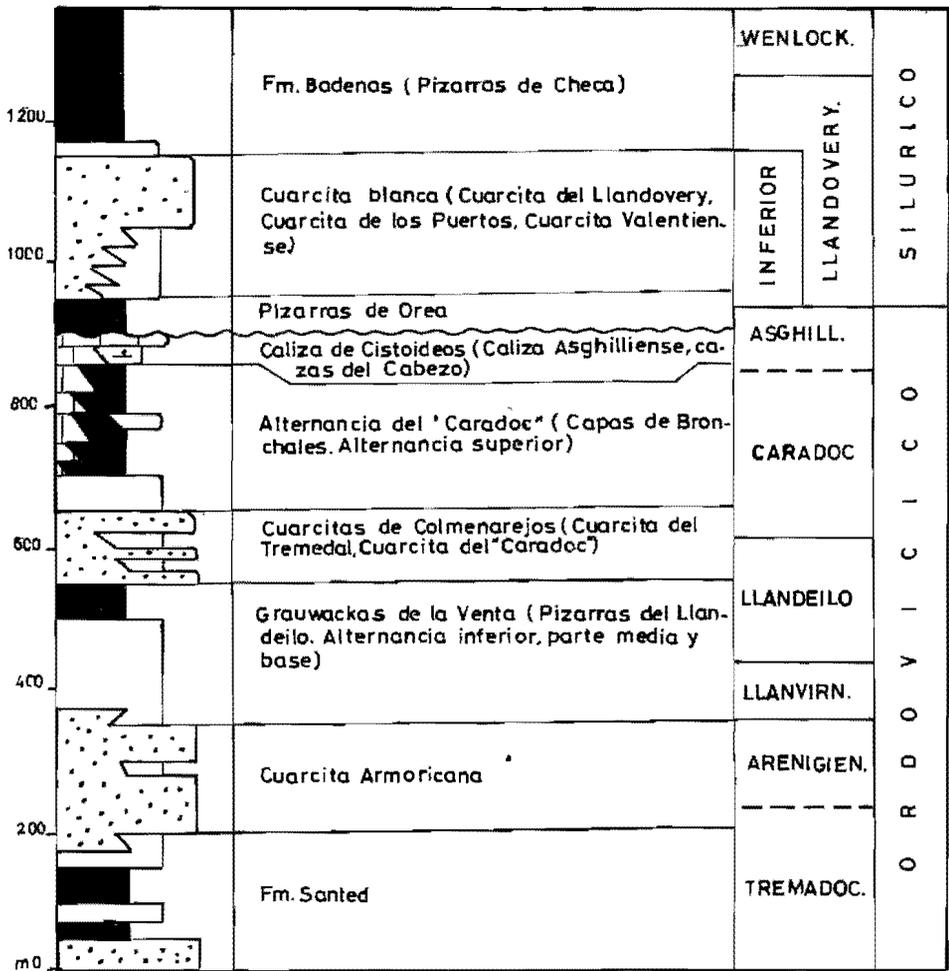
Aparte de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, se han utilizado técnicas de nueva aplicación en la metodología del MAGNA, siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto. El estudio estratigráfico se ha completado con un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en series terrígenas como carbonatadas. Las dataciones de los Terciarios continentales se apoyan en algunos casos en el estudio de micromamíferos fósiles, obtenidos mediante el lavado-tamizado de grandes masas de sedimentos, obtenidos en la hoja o colindantes. Se ha elaborado además un mapa geomorfológico de características morfográficas del que se incluye en esta memoria una reducción a escala aproximada de 1:100.000.

1 ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Terriente afloran materiales que pertenecen al Ordovícico, Pérmico, Triásico, Jurásico, Cretácico, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario (figs. 1, 2, 6 y 7).

1.1 ORDOVICICO

Sobre los materiales Paleozoicos que afloran en la hoja existen muy



LEYENDA



Calizas y dolomías



Alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas



Margas



Cuarcitas dominantes



Pizarras dominantes

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

pocos trabajos, RIBA (1959), en su "Estudio Geológico de la Sierra de Albarracín" hace algunas referencias al Ordovícico de Terriente.

En cuanto a los trabajos de carácter regional que son destacables tenemos los de LOTZE (1929), SACHER (1966) estudia la zona de Molina de Aragón y HARTLEB (1969) y VILLENA (1971, 1980) la Sierra Menera.

1.1.1 Fm. Cuarcita Armoricana (1). Arenigiense

Esta unidad forma una franja de unos 500-600 m de ancho que atraviesa el centro de la hoja en dirección N-S. Da origen a relieves de crestas y en general a resaltes morfológicos.

La potencia se estima en más de 400 m. Son cuarcitas blanquecinas a veces algo rojizas bien estratificadas en capas de 0,5 a 1 m. Normalmente ortocuarcitas con cuarzo subredondeado y muy bien clasificadas. Los cuarzoes suelen estar interpenetrados por presión-solución. El cemento es de sílice en crecimientos secundarios.

Ocasionalmente presentan algunas intercalaciones de areniscas cuarcíticas en niveles de escasos centímetros de potencia y bancos de cuarcitas alternantes con algunos de pizarras detríticas.

Presentan estratificación cruzada de gran escala de tipo tabular y en surco. Esta unidad se interpreta como depósitos de barras en ambiente litoral, probablemente submareales.

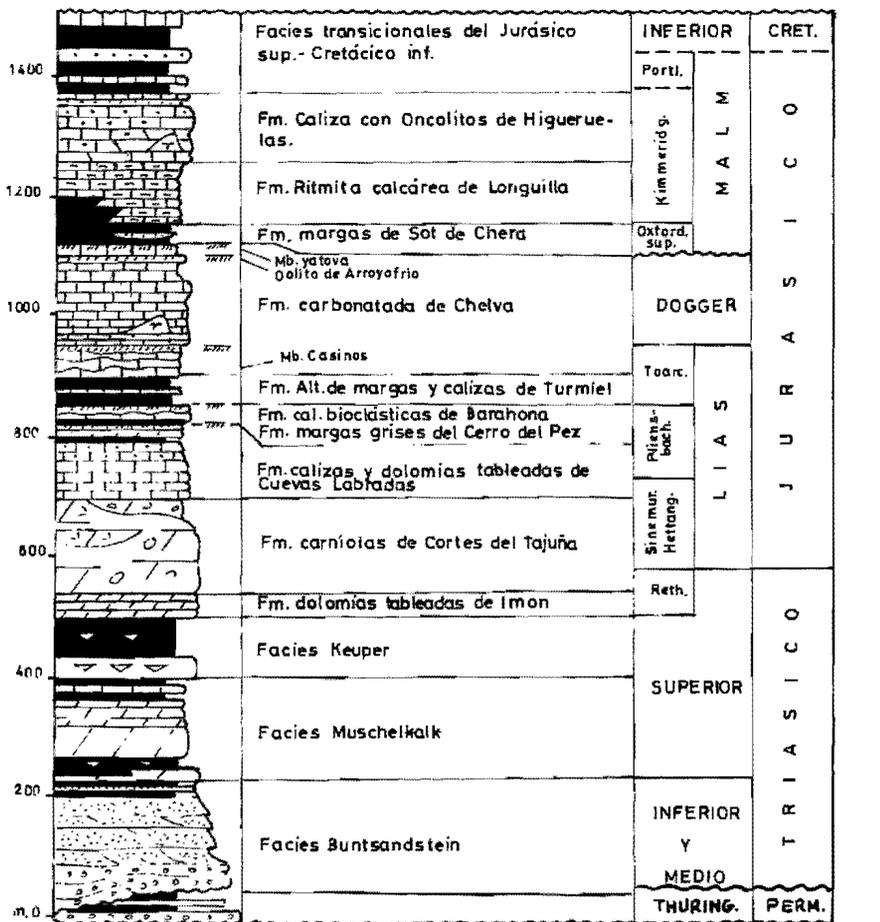
Contienen pistas atribuibles a *Scolithus* y *Cruzianas*, los límites de esta formación son diacrónicos posiblemente con paso lateral a pizarras. Se datan como Arenigiense por encontrarse regionalmente yacimientos de graptolites y trilobites por encima y debajo de la formación que datan el Llanvirniense y el Tremadociense respectivamente.

1.1.2 Pizarras, areniscas y cuarcitas (2). Ordovícico medio

Aflora en una banda paralela a las cuarcitas armoricanas y siempre muy recubierta.

Tiene un espesor del orden de 250 a 400 metros y está constituida por grauvacas micáceas, pizarras grises, pardo verduzcas; hacia arriba pasa a pizarras arcillosas negras tegulares, alternando con areniscas y cuarcitas que contienen abundantes pistas uní y bilobuladas y se encuentran intensamente bioturbadas. Las areniscas son cuarcíticas de grano fino subanguloso a subredondeado con matriz sericítica y cemento de sílice en crecimientos secundarios.

Las cuarcitas y areniscas pueden ser masivas, estar bioturbadas, presen-



LEYENDA

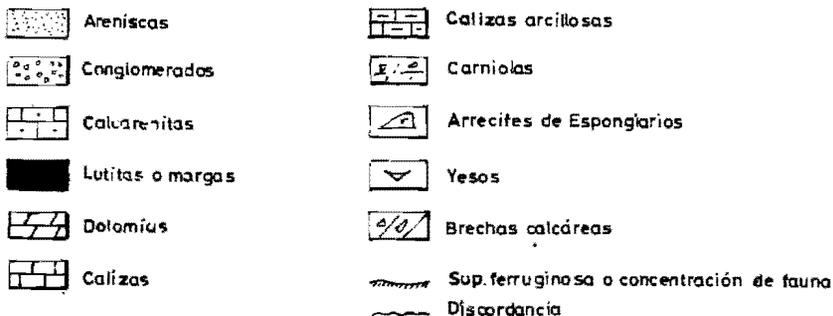


Fig. 2.— Columna estratigráfica sintética del Triásico, Jurásico y tránsito Jurásico-Cretácico de la Sierra de Albarracín.

tan estratificación cruzada de gran escala, y ocasionalmente *ripples* de oscilación a techo. En las pizarras se observa estratificación lenticular.

La unidad se ha depositado en un ambiente de plataforma somera sometida al influjo de las mareas y oleaje, encontrándose términos correspondientes al *mud flat* y *mixed flat*.

En la vecina hoja de Cella (Sierra Carbonera) se han encontrado en la base de esta serie *Didymograptus* típicos del Llanvirniense superior (RIBA, 1959). En la hoja y en la base del tramo alternante ha sido reconocida la presencia de *Apollonorthis bussacensis* MELOU que indica una edad Llandeilo inferior, mientras que a techo aparecen *Svobodaina armoricana* MELOU, *Harknessellidae* gen et sp indet, *Dysplanus* (Zetillaenus) *Ibericus* HAMMANN, *Synocladia lluecae* MELENDEZ, *Polypora camarensis* MELENDEZ, *Reticulograptus* sp, *Callograptus* (*Pseudocallograptus*) sp y *Halopea* sp. Esta asociación pertenece al Caradociense medio-superior (Biozona con *D. Clingani*) y es equivalente de los niveles de margas con Briozoos de la Rama Aragonesa.

1.2 PERMICO Y TRIASICO

Sobre el Triásico de la hoja y zonas próximas los trabajos de RIBA (1959), HINKELBEIN (1965, 1969) y TEMIÑO (1982); otros de interés regional se deben a VILLENA (1971) y RAMOS (1979). Son numerosos también los trabajos petrográficos aparecidos últimamente sobre el Muschelkalk y Keuper del Sistema Ibérico. Desde el punto de vista estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico, destaca el Informe del I.G.M.E. (1980) (CAPOTE et al. 1982).

El Permotriás aparece en la Facies germánica típica del Sistema Ibérico. Ha sido estudiado en la columna de Cerro Vallejo y en la de Saldón, situada en la hoja de Cella muy próxima al borde con la de Terriente. Para la facies Muschelkalk se ha levantado la columna de Ceja de las Olivianas.

1.2.1 Lutitas rojo-violáceas y areniscas (3). Facies Roja inferior. (Thuringiense)

Este tramo se desarrolla formando la base de los materiales triásicos de la Hoja y ocupa una ancha faja que se sitúa en la parte central, con una dirección aproximada N-S y buzando hacia el O. Constituyen la base de los resaltes morfológicos originados por las areniscas y conglomerados superiores.

La unidad tiene un espesor de 60 metros en Saldón, aumentando hasta 80-100 metros en la parte central de la hoja y volviendo a reducirse de nuevo en potencia hacia el Sur. Los términos mayoritarios de la serie vienen dados por una alternancia irregular de lutitas rojas-violáceas y areniscas. En la sección de Saldón se reconocen de muro a techo: 5 m de conglomerado silíceo con cantos impresionados; 30 m de limolitas arcillosas rojas poco coherentes con algunos delgados niveles de arenisca fina y de caliche noduloso y 25 m de alternancia de areniscas claras con limolitas rojas en secuencias granodecrecientes.

Son litarenitas-litarcosas de grano fino a medio, subanguloso a subredondeado con cuarzo (60%), micas (5%) y matriz diagenética de sericita (15-20%), con núcleos de caolinita (10%). Algunas muestras contienen fragmentos de rocas cuarcíticas (10%) y en menor proporción de pizarras, sílex y tal vez vulcanitas en fase de matrización.

Los conglomerados de la base están constituidos por depósitos de carga residual y *sets* de gravas amalgamadas en la vertical o formando parte de secuencias positivas con areniscas con laminación paralela o estratificación cruzada de pequeña escala. Son frecuentes los cuerpos lenticulares de arena y las cicatrices internas. Estos depósitos se interpretan como propios de un sistema fluvial de tipo *braided* en un sistema de abanicos aluviales coalescentes.

En el resto de la unidad las areniscas presentan geometría de canal y tabular con relleno constituido por una secuencia positiva con bioturbación a techo, incluyendo facies de carga residual, estratificación cruzada de gran escala y/o laminación paralela y estratificación cruzada de pequeña escala. Las lutitas son masivas o tienen estratificación cruzada de pequeña escala, suelen estar bioturbadas y presentan niveles de caliches o suelos calcimorfos que posiblemente constituyen el techo de la secuencia completa. Corresponden a un modelo de ríos *unbraided* distales y llanuras aluviales, con depósitos de inundación dominantes en el tramo intermedio más lutítico.

Esta unidad ha sido correlacionada por varios autores con las facies rojas saxonienses de la Fm. Montesoro (SACHER, 1966), sin embargo recientemente ha sido hallado polen de edad Thuringiense a unos 25 metros de la base en la vecina hoja de Cella por J. TEMIÑO (1982).

Los términos suprayacentes (4) (1.2.2) solapan a las facies rojas inferiores en la zona de Noguera (hoja de Tragacete), dando lugar a un nuevo ciclo sedimentario de facies Buntsandstein característica pero de edad permotriásica.

1.2.2 Conglomerados (4) Facies Buntsandstein (Thuringiense)

Corresponden a la parte intermedia de la serie y forman una estrecha banda de dirección aproximada N-S, situada también en el centro de la hoja. Dan origen a fuertes resaltes y escarpes morfológicos.

Son 50 o 60 metros de conglomerados silíceos de cantos impresionados, con matriz escasa, a veces cemento ferruginoso y algunas pequeñas intercalaciones de areniscas rojas con estratificación cruzada. Desaparecen hacia el Sur de la hoja acuñándose entre los niveles de areniscas de la serie superior.

Presentan características semejantes a los conglomerados descritos en el apartado anterior debiendo interpretarse de manera semejante.

TEMIÑO (1982) los atribuye al Thuringiense por correlación con niveles semejantes de esta edad en Molina de Aragón. (RAMOS y DOUBINGER (1979)).

1.2.3 Areniscas (5) F. Buntsandstein (Scythiense)

Son los mayores afloramientos del Triásico y forman el tramo superior de la facies construyendo una alineación de dirección análoga a los términos anteriores (N-S). Dan origen a elevadas crestas de areniscas rojas y a formas de tipo *chevron*.

Con una potencia de más de 150 metros este tramo está constituido por areniscas de color rojo intenso, en potentes bancos de orden métrico, a veces con cantos dispersos o formando nivelillos.

Son litarenitas de grano medio, subangulosas-subredondeadas con cuarzo (55-65%), fragmentos de rocas cuarcíticas (5-10%), granos de sílex (5%), reliquias de matriz caolinítica poral, y cemento de óxidos de hierro poropelicular (10-20%). En la parte alta se desarrolla cemento silíceo en crecimientos secundarios. Como minerales accesorios hay circón, turmalita y rutilo.

Suelen presentar estratificación cruzada de surco y tabular, distinguiéndose cuerpos canalizados, tabulares y de techo convexo y base plana. Son frecuentes los niveles discontinuos de concentración de cantos que cortan los *sets* de láminas. Abundan las superficies de reactivación de carácter sigmoidal.

Las direcciones de corriente dominantes oscilan entre 130° y 180° grados.

Algunas características apuntan hacia la interpretación como ríos *braided* proximales y abanicos aluviales, sin embargo, la abundancia de superficies de reactivación y los niveles de concentración de cantos sugieren la acción de mareas y oleaje retrabajando los depósitos fluviales, si bien para el

caso de las mareas queda por demostrar la bipolaridad de las corrientes.

El tránsito a la Facies Muschelkalk se realiza de forma brusca por la aparición de 3-4 metros de arenas con cemento dolomítico negruzcas, dolomías arenosas en capas centimétricas con juntas margo-arenosas y arenas con abundante limonita y costras ferruginosas que presentan estratificación *flaser* y *ripples*, correspondiendo a depósitos de llanura de mareas.

El límite superior de la facies Buntsandstein debe situarse en el Anisien-
se. HINKELBEIN (1969).

1.2.4 Dolomías (6). Facies Muschelkalk

Aflora de manera discontinua formando una orla que rodea los materiales Paleozoicos y del Buntsandstein, en la parte central y Sur de la hoja: zonas del Cerro de Morrita y Ceja de las Olivanas donde se sitúa la sección que describimos a continuación. Otros afloramientos interesantes desde el punto de vista tectónico son los que ocupa la esquina sureste de la hoja (zona de Villel). Desde el punto de vista geomorfológico dan origen a cuestras y *hog-backs* en cuyos reversos hay formas de tipo *chevron*.

Consta de un tramo inferior que comienza con 5 a 7 metros de margas amarillentas con niveles intercalados de areniscas de grano fino y dolomías carniolares amarillentas. Siguen 25 metros de dolomías pardo amarillentas en capas de 30 a 50 cm, con niveles nodulosos tableados e incluso laminados.

El tramo intermedio se presenta muy cubierto y afectado por fallas. Tiene un espesor del orden de 30-40 m habiéndose reconocido en la base arcillas versicolores con dolomías laminadas y niveles carbonosos con restos vegetales. Puede corresponder al tramo rojo intermedio de RIBA (1959) y HINKELBEIN (1965). El tramo superior está compuesto por 75-80 m de dolomías masivas o tableadas negruzcas y gris negruzcas bioturbadas hacia el techo, ocasionalmente rojizas. Hay niveles nodulosos y brechoides. Hacia el techo aparecen niveles calcáreos. La parte más alta no estudiada en el corte de Ceja de las Olivanas, viene dado por 35-40 m de alternancia de calizas (biomicritas) y/o dolomías y margas grises hojosas.

Las muestras estudiadas corresponden en gran parte a dolomías de recristalización en mosaico compacto de cristales sub e idiomorfos de dolomita gruesa, a veces con bandeo ondulado. En algún nivel hay sombras de posibles Equinodermos y Moluscos. Son frecuente vacuolas y geodas rellenas de calcita más o menos impregnadas por óxidos de hierro, que se presentan en forma elíptica, alargada con cierta orientación paralela (disolución/ relleno de fósiles).

Las facies carbonatadas presentan una serie de características: asociación de *tee-pees*, fenestras laminadas, laminaciones algales localmente estromatolíticas, *ripples* de oscilación y corriente, que sugieren un medio deposicional de aguas someras con etapas intramareales a intermareales altas con tendencia supramareal como paso a las condiciones de *sebkhas* litorales en el tramo rojo intermedio. Los niveles brechoides con base erosiva y estratificación cruzada de gran escala pueden corresponder a canales de marea.

En Royuela (Cerro de las Moyas) HIKELBEIN (1965) encontró en el Muschelkalk inferior *Shafhaeulia*, *Homomya* y *Rhizocorallium*; en el Muschelkalk superior, a 11 m de la base, *Protachyceras hispanicum* y *Daonella* del Ladiniense inferior. En los tramos margosos superiores: *Lingulina*, *Gervilleia*, *Velata*, *Enantiostrom*, *Placunopsis*, *Modiola*, *Myophoria*, *Miophonopsis* y *Germanonutilus* del Carniense.

1.2.5 Arcillas, margas versicolores y yesos (7). Facies Keuper

Los afloramientos más importantes de esta unidad se sitúan en la esquina sureste de la Hoja. Normalmente en zonas muy tectonizadas y muy recubiertas por lo que es difícil su estudio. No se ha podido realizar ninguna sección tipo.

Está constituido por arcillas y margas abigarradas (rojas, verdes y grises) y yesos con texturas secundarias (fibrosas, nodulosas, etc.). Regionalmente es característica la presencia de minerales autigénicos (Aragonitos, Teruelitas y Jacintos de Compostela). A techo de la unidad hay intercalaciones de niveles dolomíticos discontinuos y de tránsito a la formación Dolomías tableadas de Imón.

Los materiales de las facies Keuper debieron depositarse en una llanura próxima al litoral que temporalmente sufriría pequeñas transgresiones marinas que dejaban sedimentos de llanuras de mareas, en esta llanura se desarrollaban lagos efímeros, semejantes a las playas o *sebkhas* continentales, esporádicamente la llanura estaba surcada por pequeños canales. CAPOTE et al. (1982).

En el extremo Este de la hoja en los alrededores del pueblo de Villel, existen unos afloramientos de rocas ígneas asociados a los materiales margoyesíferos del Keuper. Han sido estudiadas recientemente por SANCHEZ CELA (15 Curso de Geología práctica de Teruel 1981).

La mayoría de las reseñas bibliográficas clasifican a estas rocas como "ofitas". En general son facies petrográficas de tipo plutónico: sienitas y monzonitas principalmente.

Aunque estas rocas constituyen afloramientos poco importantes plan-

tean en cambio interesantes problemas petrogenéticos, que parecen estar en gran parte condicionados por los caracteres petrográficos y geoquímicos de los materiales triásicos encajantes.

Siguiendo a SANCHEZ CELA en cuanto a la forma estructural parecen definirse dos tipos principalmente:

- Tipo subintrusivo en donde las ofitas parecen estar más o menos disconformes con la estructuración general del Trías.

- Tipo subestratiforme en donde estas rocas presentan cierta conformidad con los materiales encajantes del Keuper.

El estudio sobre el terreno complementado con los petrográficos hablan en favor de un paso gradual aunque a veces rápido entre las rocas de caja y las faëies ígneas. *

Así se podrían definir desde los materiales Triásicos hasta la zona central más homogénea de las rocas ígneas las siguientes facies:

- Materiales triásicos “no alterados”.

- Facies mixtas, zona de contacto. Aparecen incipientes feldspatos y ferromagnesianos mal cristalizados.

- Facies microlíticas. Caracteres de neoformación. Grano fino y texturas diabásicas: feldspatos potásicos, plagioclasas y minerales cloríticos.

- Facies granudas; sienitas monzonitas. Son las rocas dominantes de estos afloramientos. Constituidas por cuarzo (como intersticial), feldspato potásico y plagioclasas asociados. Minerales cloríticos mal cristalizados de formas subidiomorfos a globulosas, asociados a óxidos de hierro. Clinopiroxenos en algunas monzonitas y accesoriamente existen, ilmenita, biotita, apatito, circón, perowskita.

Se trata pues de un vulcanismo sincrónico con la sedimentación.

1.3 TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

Los trabajos más interesantes sobre el Triásico superior y Jurásico de la hoja de Terriente y zonas próximas son los de RIBA (1959), GEYER (1965), BEHMEL y GEYER (1966), HINKELBEIN (1968), VILLENA (1971), VILLENA et al. (1971), MELENDEZ HEVIA(1971, 1972), VIALARD (1973), GOY et al. (1976), FERNANDEZ LOPEZ (1977), FERNANDEZ LOPEZ et al. (1978), GOMEZ et al. (1979), GINER (1980) y GINER et al. (1980).

En los trabajos de GOY et al. y GOMEZ et al. (op. cit.) se definen las unidades litoestratigráficas del Triásico Superior y Jurásico, en un amplio

sector del Sistema Ibérico, las cuales convenientemente agrupadas constituyen las unidades cartográficas distinguidas en la hoja.

La gran abundancia de macrofósiles en casi todas las unidades del Jurásico, nos ha llevado a omitir las listas faúnicas bibliográficas en el texto. Dichas listas se hallan en RIBA (1959), BEHMEL et al. (1966), DUBAR et al. (1970) y FERNANDEZ LOPEZ (1977, 1978).

1.3.1 Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de cortes de Tajuña. Brechas, carniolas y dolomías (8). Rethiense-Hettangiense Sinemuriense inferior-medio

La Formación Imón constituida por dolomías grises tableadas, no ha sido observada en la hoja de Terriente, debido posiblemente a los grandes recubrimientos que existen y al contacto mecánico con el Keuper, no obstante no se descarta la posibilidad de que existan en algunos puntos.

La Formación de carniolas de cortes del Tajuña se presenta formando dos bandas situadas en la parte central de la hoja y con dirección N-S aproximadamente, constituyen así los límites de la gran banda de Paleozoico y Triásico (Buntsandstein y Muschelkalk sobre todo).

En esta formación se distinguen dos miembros:

— Miembro carniolas. Son dolomías vacuolares de aspecto brechoide, con algunos cantos centimétricos de calizas micríticas grises. Presentan una potencia variable de unos 50 metros, que en la hoja de Terriente no se ha podido evaluar con exactitud.

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

Se interpretan como depósito de *lagoon* restringido hipersalino.

— El miembro brechas tiene un espesor máximo de 70-80 metros en la hoja de Terriente, no obstante en la hoja colindante de Cella, llega a alcanzar los 100 metros. Son brechas masivas, calcáreo-dolomíticas, los cantos llegan al tamaño de bloques, siendo en ocasiones trozos de estratos sin clasificar.

Presentan una gran variedad de clastos-calizas y dolomías tableadas, "carniolas", calizas bioclásticas, etc. Normalmente son angulosos de menos de 40 cm de ϕ . Han sufrido procesos complejos de recristalización, disolución y cementación. GINER (1980) las interpreta como tecto-sedimentarias ligadas a la reactivación de fracturas tardi-hercínicas que controlan la evolución de la Cuenca Jurásica.

Esta etapa de fracturación afecta a todo el sector Mediterráneo durante el Hettangiense. Esta unidad cartográfica es prácticamente azoica, aunque en zonas próximas, hoja de Tragacete en la serie de Calomarde se han observado restos de Moluscos y de Crinoides en la parte alta de la Formación Carniolas.

De manera indicativa podemos decir que el límite entre el Triásico y el Jurásico se situaría dentro del miembro brechas o miembro inferior de la Formación Carniolas.

1.3.2 Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (9). Síne-muriense superior-Pliensbachiense inferior (Carixiense)

Los sedimentos pertenecientes a esta formación afloran de manera semejante a los anteriores, en dos bandas más o menos paralelas a la gran banda de Paleozoico y Triásico que ocupa la parte central de la hoja, de Norte a Sur, además existen otros afloramientos interesantes en los extremos noroeste (zona del Barranco de la Mierla) y nor-este (Alto del Carrasca-lejo).

De esta unidad no se ha podido levantar ninguna serie estratigráfica dentro de la hoja, al estar los afloramientos bastante cubiertos, por lo que hemos estudiado una sección realizada en una zona próxima, en la hoja de Cella situada al Norte de la de Terriente.

La potencia que presenta esta formación es de unos 160 metros y de muro a techo pueden reconocerse los siguientes tramos:

— 35 metros de dolomías grises, masivas, de aspecto brechoide con niveles oolíticos intercalados. Se observan secuencias de capas gruesas con estratificación cruzada, huellas de corrientes bipolares y superficies de reactivación.

En la parte inferior del tramo existen calizas dolomíticas en capas de 0,40 a 0,50 metros y calizas grises en bancos de 0,5 a 2 metros. El carácter textural de estos bancos calizos es de *mudstones* con algunas pasadas de *wackstones* y *packstones*. Se observan estructuras de oleaje a techo de las capas y en general tienen un aspecto brechoide.

— 60 metros de calizas, calizas arenosas y calizas margosas, de tonos grises y amarillentos, a veces con costras ferruginosas. Las capas oscilan entre escasos centímetros y 1,5 metros de espesor. Los tramos de calizas margosas presentan estratificación nodulosa y se aprecian sombras de oolitos, intraclastos, etc., que muestran su origen calcarenítico. Por lo tanto su composición textural es mayoritariamente de *grainstones* y en menor proporción *mudstones* y *wackstones*.

Por otra parte se observan capas delgadas con estratificación cruzada de pequeña escala debido posiblemente a la migración de *ripples*.

— 60 metros de calizas arenosas a veces oolíticas y calizas dolomíticas de color gris (*mudstones* y *grainstones*), en capas de 0,40 a 1 metro, con niveles de calizas margosas nodulosas y varios niveles de oolitos. Hacia el techo se presentan dos costras ferruginosas con concentración de fauna de Braquiópodos y de Ammonites que nos hablan de interrupciones en la sedimentación. Dicha interrupción nos marcaría un ciclo determinado constituido por: Formación Cortes de Tajuña y Fm. de Cuevas Labradas.

Petrográficamente predominan las biomicritas (a veces biopelmicritas) cuyos bioclastos (10-30%) son fragmentos de Crinoides, Moluscos, Braquiópodos y Foraminíferos. Hay niveles de calcarenitas que contienen preferentemente intraclastos micríticos seguramente algáceos, y fragmentos de los bioclastos descritos, con cemento irregular de esparita y matriz de micrita. Esporádicamente las calcarenitas contienen oolitos. Hay tramos en que las biomicritas e intramicritas contienen hasta un 10% de limos o arena fina de cuarzo. Se observan también, texturas bandeadas onduladas de carácter estromatolítico, con calcita en geodas y óxidos de hierro (vacuolas fenestrales) y procesos de dolomitización, silicificación (preferentemente en Braquiópodos) y muchos aloquímicos están ferruginizados.

En la formación Cuevas Labradas, que termina el ciclo inferior del Lías, sedimentológicamente podemos distinguir dos miembros: uno inferior dolomítico con presencia de estromatolitos, fenestras, *ripples* de corrientes y oscilación; conglomerado de cantos planos que sugieren ambientes de *lagoon* restringido mientras que el miembro superior carbonatado corresponde a depósitos de *lagoon* abierto. En conjunto representa un ciclo transgresivo.

En la Fm. Cuevas Labradas se han determinado los siguientes microfósiles, principalmente litnólidos, lagénidos y algas: *Mancina termieri* HOTT., *Litosepta recoarensis* CATTI, *Litosepta* cf. *compressa* HOTT., *Haurania deserta* HENSON, *Orbitopsella* cf. *praecursos* GUMB, *Pseudopfenderina butterlini* BRUN, *Lingulina* gr. *pupa* TERQ, *Praevidalina* sp. y *Palaodasycladus mediterraneus* PIA.

Esta asociación caracteriza al Lías inferior y medio, asignándose a la Fm. Cuevas Labradas una edad Sinemuriense superior a Plienbachense inferior (Carixiense), como en todo el dominio de la Cordillera Ibérica donde se ubica la Hoja.

1.3.3 Fm. Margas grises del Cerro del Pez, y Fm. Calizas bioclásticas de Barahona. (10). Carixiense superior (?) Domeriense

Están siempre muy recubiertas y tectonizadas. Se describen teniendo en cuenta los datos regionales.

La Fm. Cerro del Pez, tiene un espesor aproximado de 10 metros y está compuesta por margas grises entre las que se intercalan niveles centimétricos de calizas arcillosas. Contiene fauna abundante y diversificada, de Ammonites, Braquiópodos, Belemnites, Bivalvos, etc.

La Fm. de Barahona suprayacente tiene unos 25-30 metros de calizas bioclásticas lumaquélicas (*grainstones* fundamentalmente y *packstones*), son calizas arenosas grises con algún nivel de calizas margosas, en capas de 5 a 10 cm. Se presentan tres costras ferruginosas, cubriendo niveles con concentración de fauna y abundante bioturbación.

Son biomicritas, biopelmicritas y bioesparitas con microestratificación paralela. Hacia el techo, los bioclastos están ferruginizados y son de tamaño rudita.

En el estudio sobre láminas delgadas se han encontrado abundantes restos lumaquélicos de Crinoides, Moluscos y Braquiópodos. Se han observado además secciones de *Lenticulina*, *Lingulina*, *Ammodiscus*, *Glomospira* y *Praevidalina*.

Este segundo ciclo Liásico se interpreta como asimétrico y de carácter "shoaling upward" de mayor a menor profundidad representando depósitos de *shelf* en la base y margen de plataforma a techo. Con respecto a la Fm. Cuevas Labradas representaría el avance de la transgresión que se inició en el Pliensbachiense.

La edad de las formaciones es Domeriense inferior para las Margas del Cerro del Pez y Domeriense superior para Barahona.

1.3.4 Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel. (11). Toarciense

Está bastante cubierta en la hoja. Existen algunos afloramientos, como en las proximidades de Tormon aunque muy tectonizados.

Se calcula un espesor aproximado de 50 a 55 metros de margas más o menos arcillosas que alternan con niveles decimétricos de calizas arcillosas, de color gris a gris verdoso. Las calizas son sobre todo *mudstones* (biomicritas arcillosas con 15% de bioclastos) y ocasionalmente *wackstones* y *packstones*, que en ocasiones presentan estratificación nodulosa, abundante bioturbación con abundantes microfilamentos. Son frecuentes los Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Equinodermos y Lamelibranquios. Los

ritmos sedimentarios están constituidos por margas en la base y calizas a techo, existiendo un paso brusco del techo de las calizas a la base de las margas.

Se interpretan como depósitos de plataforma abierta a cuenca con salinidad normal y señalan el máximo transgresivo durante el Lías.

Las margas son muy ricas en microfósiles, principalmente Lagénidos y Ostrácodos: Así se han determinado *Lenticulina muensteri* (ROEM), *L. subalata* REUSS, *L. cutiangulata* DEECKE, *L. minuta* BORN, *Nodosaria fontinensis* (TERQ.), *Citharina longuemari* (TERQ.), *Nodosaria obscura* REUSS, *Procytheridea bucki* BIZON, *P. sermoisensis* APOST y *Cytherella toarciensis* BIZON. Esta asociación caracteriza al Toarciense.

1.3.5 Fm. carbonatada de Chelva. Calizas nodulosas, calizas tableadas con sílex. Calcarenitas (12) Toarciense superior. Dogger-Oxfordiense inferior

Aflora con bastante extensión en la mitad Oeste de la Hoja sobre todo en la zona Norte (alrededores de Valcuenca) así como también existen grandes afloramientos en la esquima Noreste.

Forma un resalte morfológico entre las margas infrayacentes de Turmiel y la unidad margosa de Sot de Chera, suprayacente.

El espesor total de la unidad es de 165-170 metros, distinguiéndose en la zona de Tormón los siguientes tramos:

— El inferior (Calizas nodulosas de Casinos) formado por 25 metros de calizas grises (*packstones-wackstones*) estratificadas en capas de 10 a 30 cm, a veces con juntas margosas centimétricas. Tienen aspecto noduloso y contienen nódulos de sílex. Regionalmente a techo, existe un nivel de concentración de fauna con ferruginización-fosfatación.

— Siguen 30 a 40 metros con calizas masivas de aspecto brechoideo en la base con abundantes restos orgánicos de organismos constructores a las que siguen calizas con sílex (*mudstones-wackstones*) y a techo calizas tableadas gris beige en capas de 0,1 a 0,4 m, con sílex en nódulos o en capas (*mudstones* con pasadas de *grainstones*).

— El tercer tramo tiene 40 metros de espesor. En la base aparecen calizas grises (*packstones*) en capas de 0,3 a 0,5 metros, con abundantes organismos constructores y un nivel de concentración de fauna a techo. Siguen calizas tableadas (*mudstones*), en capas de 0,1 a 0,25 metros, con nódulos de sílex y juntas margosas. A techo aparece un nivel de brechas con cantos micríticos.

— El tramo suprayacente está constituido por dolomías, dolomías oolíti-

ticas (*grainstones*) de tonos salmón rojo, hay zonas más micríticas con abundantes organismos constructores y morfología de crecimientos arrecifales. A techo dominan las calcarenitas oolíticas masivas. Tiene una potencia del orden de 50 metros.

En estos tramos dominan las biomicritas y biopelmicritas con un contenido en bioclastos entre el 10 y 70% del total de la roca, que son microfilitos, crinoides; braquiópodos, moluscos y algunos foraminíferos. Cuando la proporción de Crinoides es muy alta se produce cemento de esparita sintaxial dando lugar a rocas muy esparíticas, aparentemente de recristalización (Encrinitas) y a pseudopelesparitas.

A continuación viene un nivel de potencia decimétrica de oolitos ferruginosos (oolito de Arroyofrío) que al microscopio son oobiomicritas de Crinoides y Foraminíferos, que representa una "interrupción" sedimentaria que afecta a gran parte del Calloviense y del Oxfordiense.

Los 10 metros superiores (Calizas con Esponjas de Yátova) son calizas grises oscuras, tableadas en capas de 0,50 a 20 cm (*mudstones* y *wackstones*), con aspecto noduloso y a veces brechoideo con nódulos de piritita y abundantes esponjas. Al microscopio son biomicritas con Coralaris y Foraminíferos que contienen "gravels" orgánicos en relación con Esponjas, en una matriz peletide-grumosa.

Dentro de la secuencia correspondiente al Dogger se reconoce una gran variedad de ambientes deposicionales. Así los materiales del Miembro Casinos se interpretan como un depósito de plataforma en régimen de circulación abierta y representan una débil regresión con respecto a la Fm. Turmiel, constituyendo junto con ella una secuencia de carácter *shoaling upward*, menos acusada que la formada por las margas de Cerro del Pez y las calizas bioclásticas de Barahona.

Las calizas tableadas se depositaron en un ambiente de *shelf*-cuenca. Localmente aparecen niveles oolíticos con estratificación cruzada de gran escala que constituyen episodios de barras del margen de la plataforma que aislarían el *lagoon* hacia el Oeste y Suroeste. También aparecen facies asociadas de bioconstrucciones arrecifales de Espongiarios en el talud entre el margen de *lagoon* y los depósitos de *shelf*. Las calizas oolíticas del techo con estratificación cruzada de gran escala y morfología de barras representan las barras y canales de margen de plataforma (fig. 3).

En conjunto y hasta la interrupción del oolito ferruginoso, se reconoce otra secuencia de tipo *shoaling upward* formada por la progradación de las facies de plataforma sobre las de talud-*shelf*. Las calizas con Esponjas se depositaron en un ambiente de plataforma externa.

Las microfacies del tramo inferior al nivel de oolitos ferruginosos con-

tienen Microfilamentos, *Nubecularia*, *Lithistidae*, *Fronicularia*, *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Ammobaculites*, *A. cf. fontinensis* (TERQ.), en la parte más baja; Radiolarios *Cornuspira* en la parte media y *Eothrix alpina* LOMB en la superior.

En las intercalaciones margosas de la parte superior se encuentran, *Lenticulina munsteri* (ROEMER), *L. quenstedti* (GUMB) *L. subalata* REUSS, *Epistomina (Brotzenia) costifera*. (TERQ.) y *Cornuspira orbiculata* (T. y B) y las calizas de este tramo superior contienen Protoglobigerinas que representan al Calloviense inferior.

Las calizas de esponjas de Yátova, contienen, Protoglobigerinas, *Spiriferina*, *Ammobaculites*, *Nubecularia*, *Eothrix alpina* LOMB, *Globochaete alpina* LOMB, *Lenticulina* y *Epistomina (Brotzenia)*. Además de esponjas contienen abundantes Ammonites del Oxfordiense superior.

La Macrofauna es muy abundante en el Oolito de Arroyofrío y Calizas con Esponjas de Yátova. Ver RIBA (1959) BEHMEL et al. (1966) y FERNANDEZ LOPEZ (1977, 1978).

1.3.6 Fm. Margas de Sot de Chera. (13). Oxfordiense superior-Kimeridgiense

Los afloramientos más importantes de esta unidad se sitúan en la mitad oeste de la hoja en una alineación que va desde Saldón-Valdecueca a Arroyofrío. Dado su carácter blando se encuentran normalmente muy recubiertos por depósitos de ladera en vertientes regularizadas.

Tienen un espesor de 15 m a 45 metros en el borde occidental de la hoja ya que su parte superior cambia lateralmente a las unidades que se describirán en el apartado siguiente.

Está constituida por margas arenosas de color gris negruzco con intercalaciones decimétricas de areniscas calcáreas y algunos niveles centimétricos de calizas margosas. Son frecuentes los restos carbonosos y los vegetales flotados. Al microscopio las arenas son limolíticas, con granos subangulosos de cuarzo (35-45%), feldespato potásico (5-10%), y fragmentos de rocas pizarrosas (0-5%) e intraclastos micríticos (5-10%), micas y cemento de calcita.

Las areniscas suelen presentar laminación paralela (de alto régimen) y marcas basales de tipo *flute* y *chevrons*. Según GINER se interpretan como depósitos de plataforma abierta, si bien algunas de sus características apuntan hacia la existencia de un *lagoon* de gran extensión.

La formación contiene principalmente Lagénidos, Rotalidos y Ostrácos: *Lenticulina quenstedti* (GUMB), *L. andax* (L. y T.), *L. subalata*

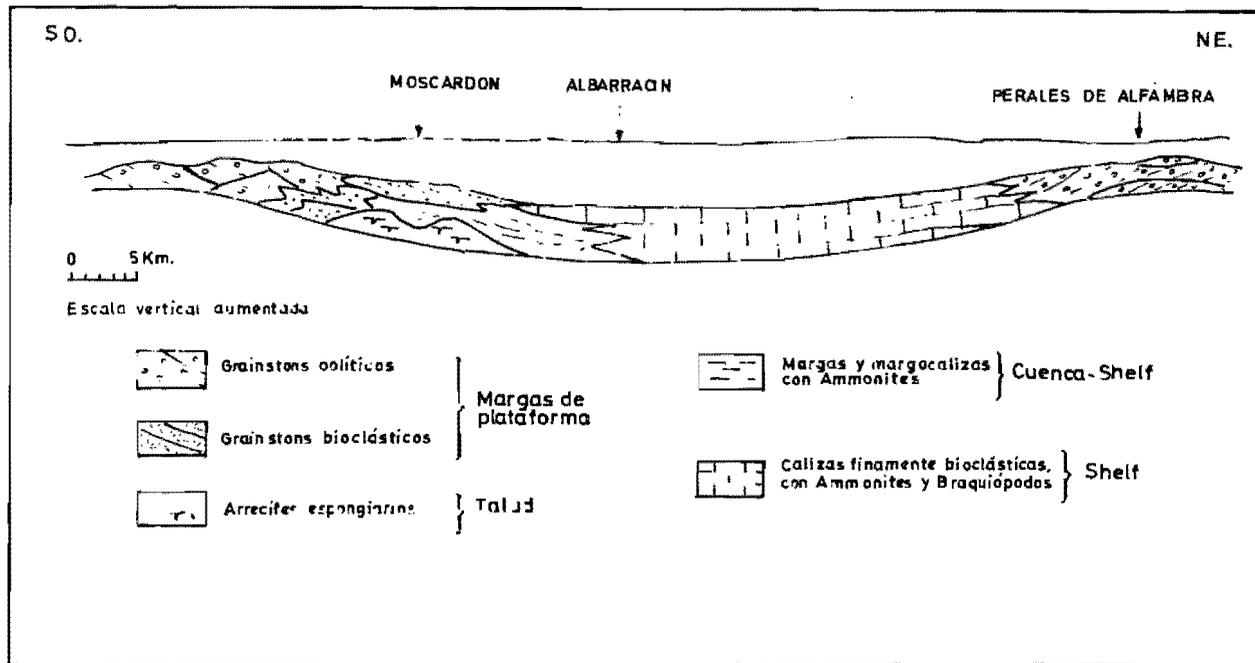


Fig. 8.— Esquema deposicional en el Bajociense superior-Bathonienso.

REUSS, *Astacolus tricarilella* REUSS; *Spirillina* cf. *amphelecta* (LOEBL y TAPP), *Ammobaculites* cf. *conostomum* DEECKE, *Epistomina* (*Brotzenia*) *costifera* (TERQ.). *E. (Br.) mosquensis* UMLING, *Epistomina (Br.) stelligera* REUSS, *Gelliaecytheridae postrotunda* OERTLI, *Cytherella suprajurassica* OERTLI y *Cytherella* cf. *index* OERTLI.

Esta asociación es característica del Oxfordiense superior, asignándole también edad Kimeridgiense inferior debido al cambio lateral con la Ritmita Calcárea de Loriguilla.

1.3.7 Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla. Alternancia rítmica de calizas y calizas arcillosas (15). Alternancia de margas grises y niveles de alternancia rítmica de calizas, y calizas arcillosas. (14). Kimmeridgiense

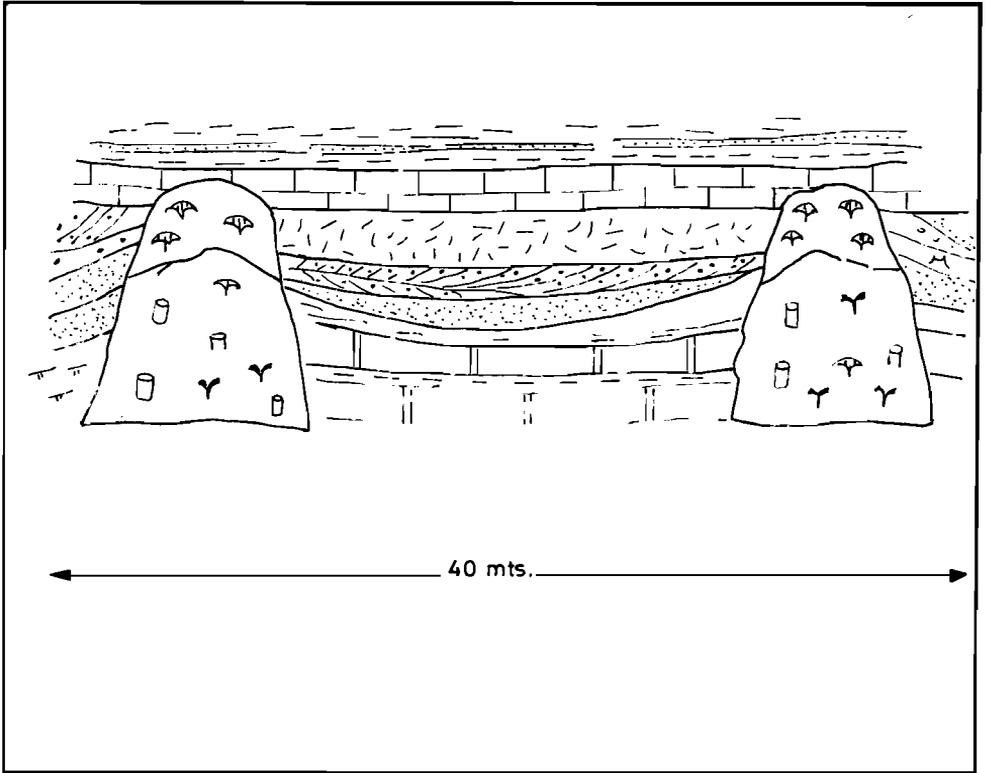
Los principales afloramientos corresponden a la mitad oeste de la hoja en las zonas de Valdecuencia y Jabaloyas. Ha sido estudiada en la columna de Tormon-Alobras.

Estos sedimentos carbonatadas están muy desarrollados en esta parte de la Cordillera Ibérica, alcanzando una potencia de 125 metros. Están formados por un conjunto de calizas tableadas, en general. (*wackstones* y *packstones*) de tonos grises negruzcos y beige en capas desde 10 cm hasta 60 cm dominando el tamaño de estratos de 20 a 30 cm, alternantes con otros niveles más arcillosos. Son casi siempre micritas aunque a veces sobre todo hacia la base y al techo existen bancos potentes y las intercalaciones margosas se hacen más abundantes hacia el techo. Al microscopio son micritas con laminación paralela, con proporción variable de granos de cuarzo de tamaño limo (5-30%) que tienen tendencia a acumularse en microbandas. Son algo arcillosas con óxidos de hierro dispersos y trazas de fósiles recristalizados (ostrácodos y espículas) que en algunos niveles alcanzan proporciones del 5-10%.

Estos depósitos se interpretan según GINER como de plataforma abierta a cuenca, si bien las características de la microfauna apuntan hacia condiciones más restringidas.

En la zona de Terriente se ha distinguido una nueva unidad cartográfica (14) definida por la zona de indentación entre la Fm. Margas de Sot de Chera y la Ritmita, participando de las características de ambas unidades según tramos alternantes.

En cuanto a su contenido en fauna se han clasificado: *Epistomina* (*Brotzenia*), *Pseudocyclammia lituus* YOKOH, *Spirillina*, *Ophthalmidium* sp, *Eothrix alpina*, (LOMB) y espículas. La edad viene definida por el conocimiento regional y la de las unidades infra y suprayacentes ya que la asociación no tiene valor cronoestratigráfico.



LEYENDA

- | | | | |
|---|-----------------|---|-------------------------------|
|  | Corales |  | Areniscas arcillas |
|  | Esponjas |  | Mudstones |
|  | Stromatoporidos |  | Grainstones Oncolitos-Oolitos |
|  | Ostras |  | Grainstones bioclásticos |
| | |  | Margas y margocalizas |

Fig. 4.— Facies del Kimmeridgiense medio superior en Jabaloyas.
(Tomado de GINER 1980).

1.3.8 Fm. calizas con Oncolitos de Higuieruelas. Calizas oncolíticas y pisolíticas. Areniscas y margas a techo (16). Kimmeridgiense-Portlandiense

Aflora en las mismas zonas que la unidad anterior, dando lugar a resaltes morfológicos de tipo "mesas" fundamentalmente. Se ha estudiado en las columnas estratigráficas de Tormón-Alobras y Alobras 1.

Tiene una potencia de 100 metros constituidos por tramo basal de unos 30 metros de calizas oncolíticas y/o oolíticas en bancos potentes y alternancia de calizas arenosas nodulosas y margas, a los que siguen 10 metros de arenas y areniscas de grano fino a medio de tonos amarillentos y a techo secuencias granodecrecientes de calizas arenosas masivas y limos calcáreos.

Encima se sitúan unos 20 metros de calizas pisolíticas masivas alternantes con calizas y dolomías arenosas, pardo amarillentas, y arenas finas, limos y areniscas de grano medio amarillentas con estratificación cruzada de gran y pequeña escala. Este tramo está coronado por 10 metros de calizas pisolíticas masivas, con abundantes restos de organismos constructores. El siguiente tramo lo constituyen 20 metros de calizas masivas biohérmicas de color beige y dolomías masivas. El resto de la formación son secuencias formadas en la base por calizas masivas irregulares y a techo bancos potentes de caliza, en conjunto calizas arrecifales.

Son biopelmicritas, con grandes Foraminíferos (40%) en matriz recristalizada con pelets (20%), con zonas de cemento de esparita, y *grainstones* oolíticos (oosparitas), con oolitos complejos, algáceos, y granos revestidos, cementados por calcita drusiforme. A veces son biomicritas con un 30% de bioclastos.

En los niveles superiores se intercalan limos y areniscas blanquecinas con intercalaciones de calizas arenosas con oolitos y algas y calizas dolomíticas. Al microscopio son arenas de grano medio a fino, con granos subangulosos de cuarzo (45%), feldespato potásico (25%) y fragmentos de rocas calizas y cemento de esparita. Las calizas son biomicritas limolíticas (10%), con fragmentos de Algas, Moluscos, graveles algáceos y matriz peleteide. A techo aparecen biolitas de Algas con restos de Moluscos.

GINER y BARNOLAS (1980) describen para la zona de Jabaloyas las siguientes litofacies: *Mudstones-wackstones*, *grainstones* oolíticos, con estratificación cruzada de gran escala, *Rudstones* oncolíticos, *Grainstones-packstones* bioclásticos, *Framestones* de Ostreidos y *Boundstones* de esponjas y corales (bioconstrucciones arrecifales) asociadas a las facies de *grainstones* bioclásticos y oolíticos (fig. 4).

La sedimentación durante el Kimmeridgiense medio superior y Portlan-

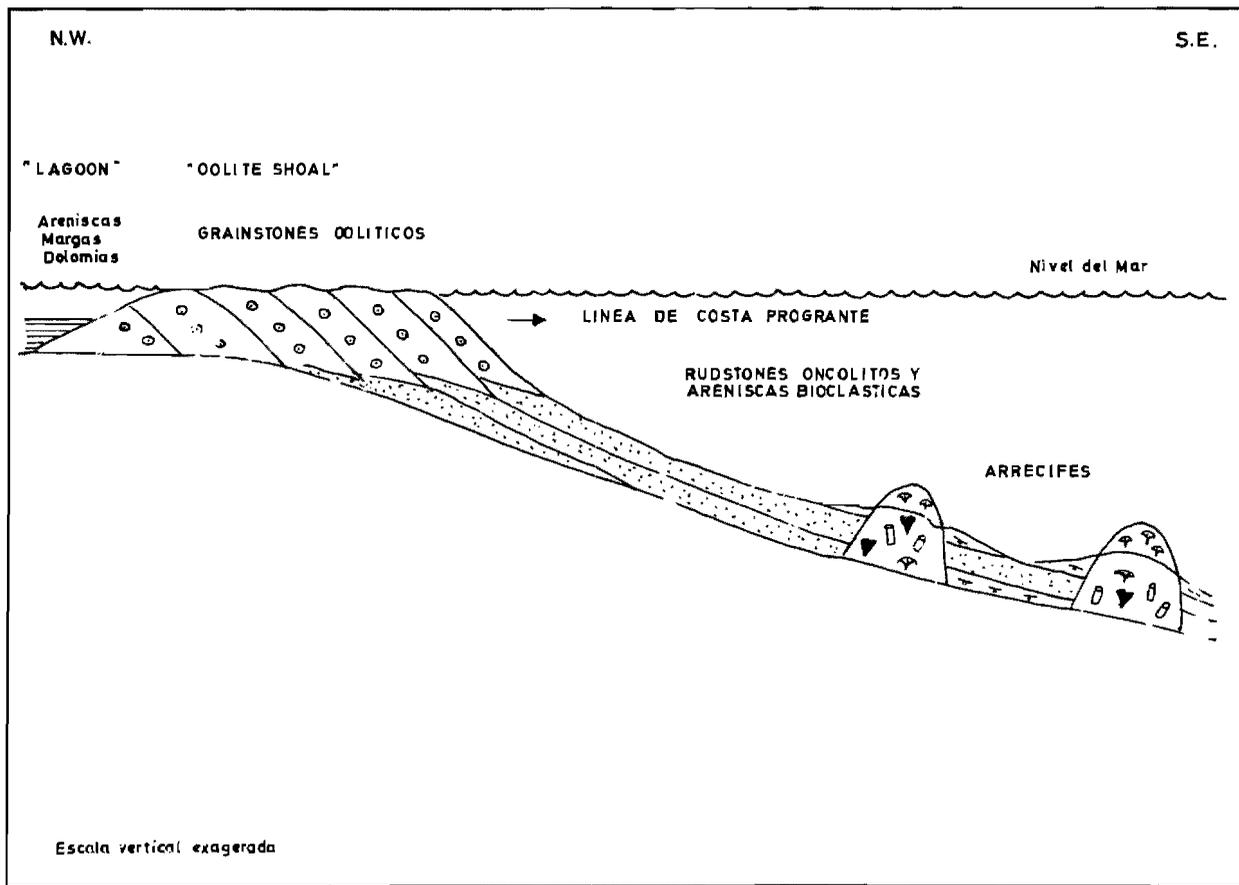


Fig. 5.— Modelo deposicional durante el Kimmeridgiense medio-superior (tomado de GINER 1980).

diense corresponde a un modelo clásico de *lagoon*, margen de plataforma, talud, *shelf*, dando lugar a una secuencia *shoaling upward* por progradación de las facies más internas sobre las de cuenca, unido a una progresiva colmatación de la misma (fig. 5).

En general se pueden distinguir dos conjuntos con asociaciones faunísticas características; el inferior carbonatado contiene: *Pseudocyclammia lituus* (YOKOH), *Nautiloculina oolithica* (MOHL), *Ammobaculites coprolithiformis* (SCHW), *Alveosepta jaccardii* (SCHRODT), *Conicospirillina basi-liensis* (MOHLER), *Labyrinthina mirabilis* (WEYNSCH), *Pfenderina*, *Everticyclammia virguliana* (KOECHL) en parte superior, *Pseudocyclammia* gr. *parvula maluchensis* (HOTT) en parte superior, *Kurnubia palastiniensis* (HENSON), *Actinoporella*, *Salpingoporella anunlata* (CAROZZI) y *Canyeuxiapiæ* (FROLLO).

Everticyclammia virguliana (KOECHL), *Feuirtilia frequens* MAYNC, *Nautiloculina oolithica* (MOHL), *Rectocyclammia arrabidensis* RAMALHO, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCH, *Pseudocyclammia* gr. *parvula-maluchensis* MOTT, *Alveosepta personata* TOBL, *A. cf. powersi* (REDM), *Anchispirocyclina*, *Bacinella irregularis* RADOICID, *Marinella*, *Coyeuxiapiæ* FROLLO, y *Actinoporella*.

La edad en conjunto de ambas unidades es Kimmeridgiense medio a Portlandiense, representando la primera al Kimmeridgiense medio y superior y la segunda al Portlandiense y en algunas zonas al techo del Kimmeridgiense también.

1.4 TRANSITO JURASICO-CRETACICO

Los materiales asimilados a esta edad han sido estudiados en zonas próximas situadas al Este de Teruel por GAUTIER (1968), FELGUEROSO et al. (1971) y MELENDEZ et al. (1980), y en la zona que nos ocupa por TINTANT y VIALARD (1970).

1.4.1 Areniscas y limos, niveles de calizas con Ostreidos (17) Portlandiense-Berriasiense-Valanginiense inferior

Aflora de forma discontinua y parcial en bloques compartimentados por fallas o bajo recubrimientos en las vertientes de las muelas cretácicas.

Su base ha sido estudiada en las columnas de Barranco de Juan Sastre y Alobras 2. Los términos superiores se han investigado mediante muestras sueltas ya que la calidad de los afloramientos impiden el levantamiento de columnas de detalle.

Se trata de un conjunto variable litológicamente constituido por lutitas rojas dominantes, niveles de areniscas rojas y blanquecinas, calizas y calizas con Ostreidos. El espesor es difícil de evaluar estimándose un máximo de 200 metros. Se apoya sobre las calizas kimmeridgienses en continuidad estratigráfica y está recubierta por materiales de la Fm. Arenas de Utrillas en la hoja o por materiales de facies weald en zonas próximas. En muchas ocasiones resulta difícil separarlos de estos últimos.

Las areniscas son de grano fino a medio, formadas por granos subangulosos-subredondeados de cuarzo (35-50%), feldespato potásico (15-20%), fragmentos de rocas calizas (5-10%), ocasionalmente oolitos, cemento de calcita y dolomita ferrosa. Como accesorios micas, turmalina, circón y rutilo. Las calizas son biopelmicritas, biomicritas (*mudstones* y *wackstones*) e intrabiosparitas (*grainstones*) formadas por fragmentos de Gasterópodos, Ostreidos, Lamelibranquios y Foraminíferos, algunos graveles algáceos y proporciones variables de cuarzo y feldespato.

En la columna de Alobras 2 se han reconocido secuencias con base erosiva, depósitos de carga residual, arenas con estratificación cruzada, en surco, arenisca con *ripples* y lutitas con lechos de arenisca de *ripples* y nódulos carbonatados. Presentan características fluviales con depósitos de inundación y calizas lacustres (ocasionales).

En Barranco de Juan Sastre los niveles calcáreos contienen abundantes Ostreidos así como Gasterópodos, Bivalvos y Ostrácodos, pueden presentar costras ferruginosas y *ripples* de oscilación. Las areniscas tienen estratificación cruzada en surco o planar, cantos blandos y ocasionalmente *herringbone*. Deben corresponder a depósitos de llanura de mareas.

En conjunto la unidad representa depósitos transicionales fluvio-marinos ligados a la emersión del Macizo Ibérico y regresión generalizada que tiene lugar en el Jurásico terminal.

Las calizas contienen: *Feuertilia frequens* MAYNC, *Everticyclammina virgullana* (KOEHL), *Alveosepta personata* TOBL. *Nautiloculina oolithica* (MOHL), *Anchispirocyclina*, *Marinella* y *Cylindroporella*.

Las Arcillas presentan microfauna de medio transicional (Foraminíferos y Ostrácodos de facies Purbeck), *Alveosepta personata* TOBL., *Feuertilia frequens* MAYNC, *Schuleridea* cf. *suprajurassica* DONZE, *Orthonothacythere* cf. *interrupta reticulosa* (DONLE) *Darwinula leguminella* (FORBES) *Fabanella polita polita* (MARTIN), *F. polita mediopunctata* (MARTIN), *Eocytheropteron*, *Candona* y *Cipridea*. Su edad es Portlandiense (incluso Kimmeridgiense superior-Berrianense). El techo se sitúa en el Valanginiense inferior por consideraciones regionales, aunque no se haya reconocido su presencia.

1.5 CRETACICO

Sobre el Cretácico de la zona en la que se sitúa la hoja de Terriente destacan los trabajos de RIBA (1959), BUFFET (1968), VIALARD (1966, 1973), MELENDEZ (1971, 1972), RAMIREZ et al. (1972) y MELENDEZ et al. (1972, 1974) y en las hojas geológicas de Zafrilla, Cañete y Ademuz (I.G.M.E., 1972, 1977).

Los principales afloramientos cretácicos se sitúan en la Muela de Jabaloyas y en la franja tectonizada de Terriente en la mitad occidental de la hoja.

1.5.1 Fm. Arenas de Utrillas. Arenas, arenas caoliníferas y arcillas (18). Albiense

Se encuentra muy recubierta, dando lugar a vertientes regularizadas en los flancos de muelas o mesas o en zonas deprimidas.

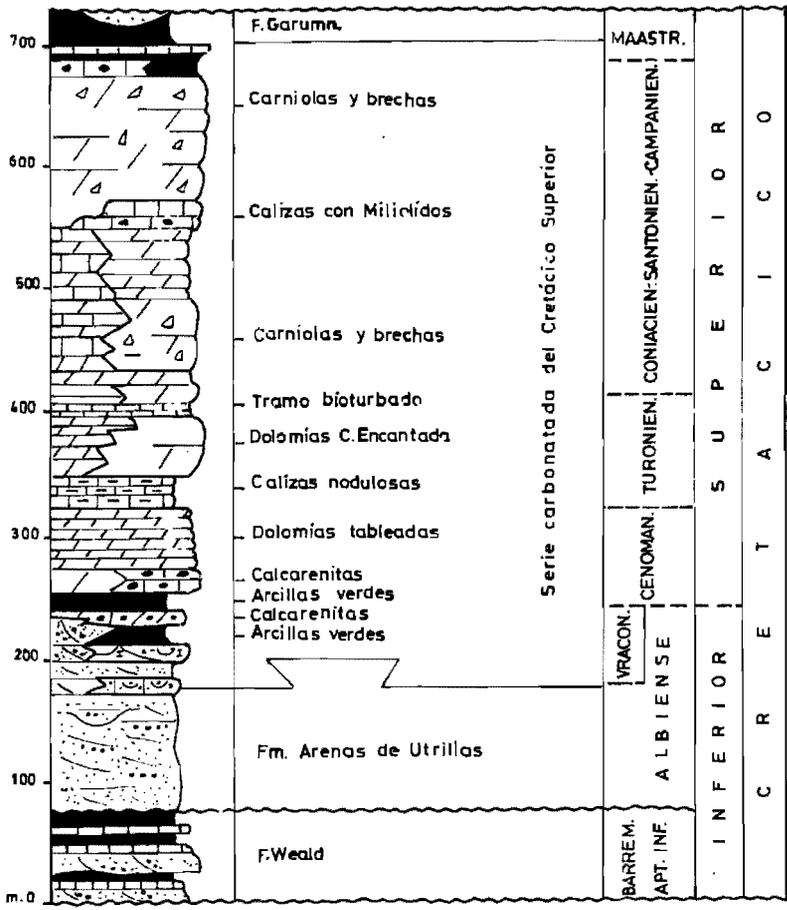
Ha sido estudiada en la columna de Jabaloyas.

Reposa mediante una débil discordancia de tipo cartográfico con diferentes términos del tránsito Cretácico-Jurásico y del Jurásico superior. Presenta además importantes variaciones de espesor, aun en distancias cortas, entre 50 y 175 metros. El techo de la unidad es bastante diacrónico a escala regional por intercalación de niveles de margas y calizas con Ostreidos, más frecuentes hacia el Este y Sureste del Sistema Ibérico.

Está constituida por arenas gruesas blancas y blanco amarillentas, en ocasiones caoliníferas que contienen cantos redondeados de cuarzo y cuarcita, cantos blandos y ocasionalmente restos vegetales. Existen delgadas intercalaciones arcillosas poco potentes. Son arcosas formadas por granos de cuarzo (45%) y feldespato potásico alterado (20%). Algunos niveles tienen cemento de calcita poikilotópica o contienen glauconita. Como accesorio destacan turmalina, circón, rutilo y óxidos de hierro.

Los niveles de arenas tienen morfología tabular a escala de afloramiento sin que sea posible correlacionar dos cortes aunque se encuentren muy próximos, por lo que debe admitirse que se acuñan lateralmente, relevándose en el espacio. Las secuencias elementales encontradas son las siguientes:

A.— La más frecuente está formada por estratificación cruzada de gran escala (en arena gruesa o microconglomerado con una potencia de 0,3 a 1 m y sets limitados por superficies de reactivación), y niveles horizontales y discontinuos de gravas.



LEYENDA

- | | | | |
|---|---|---|--------------------|
|  | Lutitas o margas |  | Calizas arcillosas |
|  | Arenas gruesas |  | Dolomias |
|  | Calcarenitas |  | Calizas |
|  | Areniscas calcáreas
Calizas arenosas |  | Ostreidos |
|  | Brechas calcáreas
Carniolas |  | Discordancia |

Fig. 6.— Columna estratigráfica sintética del Cretácico de la Sierra de Albaracín y sector oriental de la Serranía de Cuenca.

Puede dar lugar a grandes espesores de sedimento.

Otro tipo de secuencias menos frecuentes son:

B.— Base erosiva con depósito de carga residual en la base (gravas, cantos blandos, restos vegetales y estratificación cruzada de gran escala).

C.— *Sets* de gravas, planares (1 m) a veces con cicatrices a techo y estratificación cruzada de gran escala.

D.— Estratificación cruzada de gran escala y niveles de arena media masiva sin bioturbación aparente.

Con menor frecuencia aparecen facies de estratificación cruzada de pequeña escala en arena fina, lutitas masivas con arena gruesa y cantos, lutitas laminadas (depósitos de decantación), estratificación *flaser* y encostramientos o nodulizaciones ferruginosas.

Las cuatro secuencias elementales se asocian en la vertical originando los cuerpos tabulares sin que se observe una sucesión de secuencias tipo, pudiendo estar constituidos dichos cuerpos por apilamiento de una sola secuencia elemental.

La asociación de tipo B encaja en el modelo fluvial dando origen a cuerpos tabulares formados por canales coalescentes. Los tipos A, C y D sólo se relacionan por apilamiento faltando señales de sucesión de canales (¿proceso de *backfilling* en canales de baja sinuosidad?).

La asociación del tipo A que es la dominante no encaja en el modelo fluvial y puede estar relacionada con modelos transicionales: deltas destructivos sometidos a la acción de mareas y oleaje. (I.G.M.E. 1980).

La edad de la unidad se da por las infra y suprayacentes. Regionalmente los términos más altos sobre los que reposa son del Barremiense-Aptiense, datándose por encima de ella sedimentos del Albiense superior (Vracomiense) o Cenomaniense inferior.

1.5.2 Areniscas calcáreas con Ostreidos, margas verdes y calcarenitas con Orbitolinas (19). Albiense superior-Cenomaniense inferior

La unidad da lugar a resaltes morfológicos y relieves de tipo muelas o mesas.

Ha sido estudiada en las columnas de Jabaloyas (esquemática) y Carretera de Moscardón.

En la Carretera de Moscardón se han medido 70 metros, sin llegar a la base, habiéndose distinguido los siguientes tramos:

1.— 20 metros de limos, arenas finas, areniscas calcáreas y calizas arenosas (*packstones*) con Ostreidos (intrafosparitas arenosas con 20% de cuarzo y 5% de feldespato potásico).

- 2.— 10 m de arcillas calcáreas gris-verdosas.
- 3.— 10 m de calcarenitas bioclásticas (*grainstones*) con abundante bioclastos, *grapeles* algáceos y cemento de micrita.
- 4.— 15 m de arcillas calcáreas verdes, calizas detríticas (*packtones*) con glauconita y una superficie ferruginosa a techo.
- 5.— 15 m de alternancia de calcarenitas bioclásticas y oolíticas (*grainstones*) y calizas micríticas (*wackstones*) con bioclastos de moluscos y una nueva superficie ferruginosa terminal.

Su base es diacrónica ya que viene marcada por la aparición de los primeros niveles con Ostreidos, que se acuñan lateralmente en el techo de la Fm. Arenas de Utrillas. Así localmente la unidad comienza con niveles de margocalizas detríticas de tipo Utrillas, situados por debajo de los niveles antes descritos. Así podemos considerar que la potencia total es del orden de 90-100 metros.

Las facies de arenas caoliníferas son semejantes a las secuenciais del tipo A de la Fm. Arenas de Utrillas y se interpretan como depósitos transicionales de tipo fluvio-deltaico sometidos a la acción de las mareas.

Las facies de areniscas calcáreas, calcarenitas arenosas (1) forman cuerpos lenticulares con superficies de reactivación y estratificación cruzada planar, mientras que los limos y arenas intercalados presentan *ripples* y ocasionalmente estratificación *flaser*. Se interpretan como depositados en un ambiente litoral mixto terrígeno-carbonatado (barras submareales y depósitos de llanura de marea).

Las margas grises y arcillas calcáreas verdes se interpretan como depósitos de plataforma interna (2 y 4).

Las calcarenitas bioclásticas (3) presentan estratificación cruzada planar y se interpretan como barras (*shoals*) dentro de una plataforma interna somera sometida a corrientes mareales y oleaje.

Las calcarenitas y calizas superiores (5) se distribuyen en secuencias de energía decreciente formadas en la base por *packstones-grainstones* con estratificación cruzada planar a las que siguen *mudstones-wackstones* nodulosos bioturbados. Se trata de depósitos de una plataforma interna somera carbonatada, probablemente submareales (barras y depósitos de zonas protegidas entre barras ?).

Las areniscas calcáreas y calizas arenosas con Ostreidos contienen: *Nezzazata simplex simplex* OMARA, *Orbitolina* (no identificable), *Haplophragmium*, *Tritaxia* y *Quinqueloculina*.

Las arcillas calcáreas verdes inferiores han proporcionado: *Atopochara multivolvis* PECK, *Porochara*, *Charentia cuvillieri* NEUM, *Shuleridea* y *Dolocytheridea*.

Las calcarenitas bioclásticas tienen secciones de: *Orbitolina concava* (LAM), *Orbitolina* (M) *texana aperta* (ERMAN), *Neoiraquia convexa* DANIL, *Daxia cenomana* COUV y SZAK, *Pseudocyclammia rugosa* D'ORB, *Quinqueloculina*, *Haplophragmium*, *Boueina pygmaea* PIA y *Neomeris pfenderae* KON y EPIS, las intercalaciones de arcillas calcáreas verdes, contienen además de Orbitolinidos, los Ostrácodos: *Cythereella ovata* (ROEMER), *Cythereis fourtenensis* DAM, *C. cf. cladechensis* DAM, *Dolocyttheridea*, *Schuleridea* y *Platycythereis oertlii* (BAB).

La unidad tiene una edad Cenomaniense pudiendo corresponder al techo del Albiense (Vraconiense) los niveles inferiores de areniscas calcáreas.

1.5.3 Dolomías tableadas y masivas (20). Cenomaniense-Turonense inferior

No tienen una expresión morfológica definida dentro del conjunto calcáreo-dolomítico del Cretácico superior.

Ha sido estudiada en la columna de Carretera de Moscardón en donde se han medido 55 m de dolomías beige tableadas en capas de 0,2 a 0,8 m, con niveles de dolomías arcillosas, dolomías rojizas y algunos bancos masivos de orden métrico hacia el techo.

Las secuencias observadas están constituidas por dolomías masivas o bioturbadas en la base, dolomías con laminación paralela, laminación de *ripples* y de origen estromatolítico. En ocasiones hay niveles rojizos algo ferruginosos y/o *ripples* de oscilación a techo en algunas capas. Localmente se conserva la morfología de grandes *ripples* de oscilación en la parte superior de los estratos. Pueden asimilarse a secuencias de tipo *shallowing upward*.

Se interpretan como depósitos de una plataforma somera con predominio de ambientes intermareales altos.

En la vecina hoja de Tragacete los niveles altos de esta unidad contienen *Trochospira aunimelechi* HAMAQUI y SAINT MARC, *Biconcava bentori* HAMAQUI y SAINT MARC y *Cuneolina pavonia* D'ORB, que caracterizan al Cenomaniense superior. Los niveles más altos no han sido muestreados y no puede descartarse la posibilidad de que parte del Turonense inferior esté representado en esta unidad.

1.5.4 Calizas arcillosas nodulosas (21). Turonense

Dan origen a suaves rupturas de pendiente entre las unidades más resistentes situadas a techo y muro.

Se ha estudiado en la columna de Carretera de Moscardón.

Está constituida por 38 metros de calizas beige-blanquecinas nodulosas más o menos arcillosas (*wackstones* arcillosos). Al microscopio son biomicritas y biopelmicritas.

Presentan estratificación nodulosa, bioturbación y contienen Braquiópodos, Lamelibranquios. (Ostreidos, Pectínidos), Equínidos, Gasterópodos, etc. Los niveles con terrígenos finos (arcillosos) son cada vez más abundantes hacia el techo de la unidad.

Se interpretan como depósitos de plataforma abierta y talud-*shelf*. En la citada columna y hacia la base se observa la existencia de una discordancia angular, con presencia de fallas en la unidad infrayacente que no afectan a las calizas nodulosas a partir de un determinado nivel, lo que estaría en relación con fenómenos de fracturación y basculamiento brusco de la plataforma cretácica hacia el NE y E.

Contienen: *Hedbergella* cf. *paradubia* (SIGAL) (en la parte inferior), *Tritaxia*, *Pseudoclavulina brayi* COLOM, *Heterohelix*, *Pithonella sphaerica* (KAUFM) y *Pithonella ovalis* (KAUFM). Son microfacies típicas del Turoniense y en particular los de la parte baja con *H. paradubia* (SIGAL) del Turoniense inferior.

1.5.5 Dolomías, calizas dolomíticas. Brechas (22). Turoniense-Senoniense

Dan origen a elevaciones escarpadas y en ocasiones se encuentran arrasadas por la superficie de erosión del Plioceno.

Ha sido estudiada parcialmente en la columna de Carretera de Moscardón, y para su descripción se tendrán en cuenta observaciones locales realizadas en todo el ámbito de la hoja.

Consta de un nivel inferior discontinuo de dolomías masivas (Dolomías Ciudad Encantada) con geodas de calcita y espesor variable entre 0 y 20 metros, al que siguen dolomías mal estratificadas alternantes con calizas dolomíticas (calizas de recristalización, micritas) en capas bien definidas con intercalaciones de 2 niveles decamétricos de brechas de cantos dolomíticos y cemento de dolomía vacuolar de tipo carniolas. En la parte superior de la serie y entre los niveles de brechas se intercalan calizas y calcarenitas con miliólidos (*mudstones-wackstones* y *packstones-grainstones*). El espesor total de la unidad es del orden de los 300 metros.

Los niveles de "Dolomías Ciudad Encantada" pueden contener moldes de Rudistas y se interpretan como crecimientos biohéricos en una plataforma somera. En las dolomías puede reconocerse con dificultad la presencia de laminación de origen estromatolítico y *ripples* de oscilación y deben

corresponder a depósitos de llanura de mareas. Las brechas se correlacionan en los sondeos con potentes niveles con intercalaciones de evaporitas y se interpretan como colapsobrechas en las que deben intervenir procesos de disolución y en ocasiones transporte gravitacional como demuestra la existencia del contacto marcadamente erosivo en la base de las mismas observado en la Carretera de Moscardón. Los niveles de calcarenitas y calizas con Miliólidos representan depósitos de *shoals* y de zonas protegidas.

En conjunto se trata de un modelo de plataforma somera en la que se reconocen diferentes subambientes: barras y zonas protegidas con crecimientos arrecifales, llanuras de marea e incluso condiciones de lagoon restringido hipersalino.

Los niveles muestreados en la columna de Carretera de Moscardón no han proporcionado fauna. La datación se efectúa por correlación con la vecina hoja de Tragacete (25-22).

1.6 CRETACICO TERMINAL-PALEOGENO

Los materiales correspondientes a estas edades han sido estudiados por SAENZ GARCIA (1957), RIBA (1959), VIALARD et al. (1970), VIALARD (1973), MELENDEZ (1971, 1972) y RAMIREZ et al. (1972). La mayor parte de los trabajos se refieren al área de la Serranía de Cuenca y zonas adyacentes. Los afloramientos de estas unidades se restringen al ángulo noroeste de la hoja y zona comprendida entre Terriente y Toril.

Han sido estudiados en un perfil esquemático continuación del de la Carretera de Moscardón.

1.6.1 Brechas calcáreas rojizas y arcillas margosas rojas (23). Cretácico terminal (Maastrichtiense ?) Paleoceno-Eoceno

La unidad está constituida por 45-50 m de brechas con cemento calcáreo que engloba matriz arcillosa, de color rojizo y que contienen clastos angulosos de hasta 80 cm de elementos calcáreos mesozoicos.

Son frecuentes los niveles calcáreos de aspecto micrítico (micritas y biomicritas algáceas) y las intercalaciones de arcillas calcáreas rojizas en niveles delgados.

Las calizas contienen además de *Microcodium elegans* (GLUCK), *Optalmidium*, Ostrácodos y calcificaciones algales por lo que en principio se asimilan a depósitos de tipo palustre-lacustre con cierta salinidad.

Tanto el cemento de las brechas como los niveles calizos presentan

texturas micríticas grumosas con clastos de cuarzo y restos de pisolitos siendo frecuentes las calcificaciones algales (*Microcodium*). Tienen un aspecto brechoide o laminado y deben interpretarse como originados por procesos edáficos de tipo caliche evolucionado. En otros casos la presencia de costras edáficas es muy clara presentando una clara estructura laminar.

En conjunto la unidad representa depósitos de abanicos aluviales en facies proximales con importantes épocas de no sedimentación con desarrollo de charcas efímeras interlóbulos e importantes procesos edáficos.

La edad de la unidad se define por consideraciones regionales y posición en la serie estratigráfica general.

1.6.2 Conglomerados cuarcíticos sueltos y arenas arcillosas (24) Eoceno-Oligoceno inferior (Sueviense)

Constituye un tramo blando bajo el resalte morfológico originado por las calizas suprayacentes.

Tiene un espesor del orden de 30 metros y está constituida por conglomerados sueltos con clastos redondeados de cuarzo y cuarcita y matriz arenosa. Arenas microconglomeráticas mal seleccionadas con matriz limosa y clastos de cuarzo y cuarcita. La serie tiene en conjunto tonos anaranjados y asalmonados.

Se disponen en secuencias grano-decrecientes conglomerado-arena en los que se observa estratificación cruzada de gran escala, en ocasiones los términos superiores presentan señales de edafización: paleosuelos hidromorfos con tonos rojizos y abigarrados, culminando las secuencias con niveles carbonatados también edáficos.

La unidad corresponde a depósitos de llanura aluvial en sentido amplio con procesos edáficos de cierta intensidad. La ausencia de clastos carbonatados es difícil de explicar y podría estar en relación con alteraciones climáticas que conllevarán la disolución de los elementos calcáreos, ya que la proveniencia exclusiva de áreas fuentes, siliciclásticas (Weald, Utrillas, etc.) parece problemática en este contexto regional.

La edad se establece por la posición de la serie estratigráfica general y la de los niveles suprayacentes.

1.6.3 Margas y calizas. Arcillas (25) Oligoceno (Sueviense)

Los niveles inferiores de calizas dan lugar a resaltes morfológicos (líneas de capa dura) en los mapas geomorfológicos.

Tiene un espesor total del orden de 70 metros de los cuales los 30

metros superiores de composición predominantemente arcillosa (y arenosa) se encuentran cubiertos.

La unidad comienza con 3 metros de arcillas arenosas, gris negruzcas con clastos y abundantes fragmentos de Gasterópodos. Siguen unos 30 metros de calizas grises y beige (*mudstones*) estratificadas en capas decimétricas (biomicritas) con intercalaciones de margas grises y gris negruzcas destacando dos niveles margosos de 5 y 6 metros en la base y parte alta. En el techo de este tramo aparece un nivel karstificado. Termina la serie con arcillas rojas, verdes y gris negruzcas, niveles de conglomerados y microconglomerados, con elementos silíceos y calcáreos y calizas lacustres.

Los niveles de arcilla gris negruzcos representan depósitos de "ciénagas" generados a partir de desbordamientos frecuentes en zonas con abundante vegetación. Las calizas presentan laminación paralela con fijaciones algales y porosidad móldica a techo. Contienen Gasterópodos, Lamelibranquios, Ostrácodos y Characeas, y junto con las margas representan ambientes palustre-lacustres bastante estabilizados en esta zona. Las karstificaciones superiores implican desecación e interrupción en la sedimentación. La serie superior con ciclos de conglomerado/arena, arcilla y caliza, debe corresponder a llanuras aluviales con episodios palustre-lacustre. .

La serie del Cretácico terminal-Paleógeno constituye una megasecuencia de energía decreciente que termina con los últimos niveles de calizas karstificadas, iniciándose un nuevo ciclo de características poco conocidas en la hoja, por lo reducido de los afloramientos y los recubrimientos.

Aunque no afloran en la hoja, regionalmente los sedimentos del Oligoceno superior-Mioceno inferior son discordantes sobre esta unidad.

Las calizas y margas contienen Gasterópodos: *Planorbis*; Characeas: *Harrisichara tuberculata* (LYELL) y *Psilochara* sp y Ostrácodos: *Eocytheropteron*, que justifican una edad Sueviense.

1.7 NEOGENO

En la hoja de Terriente afloran materiales pertenecientes al Neógeno que se localizan preferentemente en la mitad Este de la misma. Se trata de sedimentos detríticos, carbonatados y evaporíticos depositados en régimen continental, que forman parte del relleno de la fosa de Teruel.

Los trabajos de mayor interés sobre el Neógeno 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).

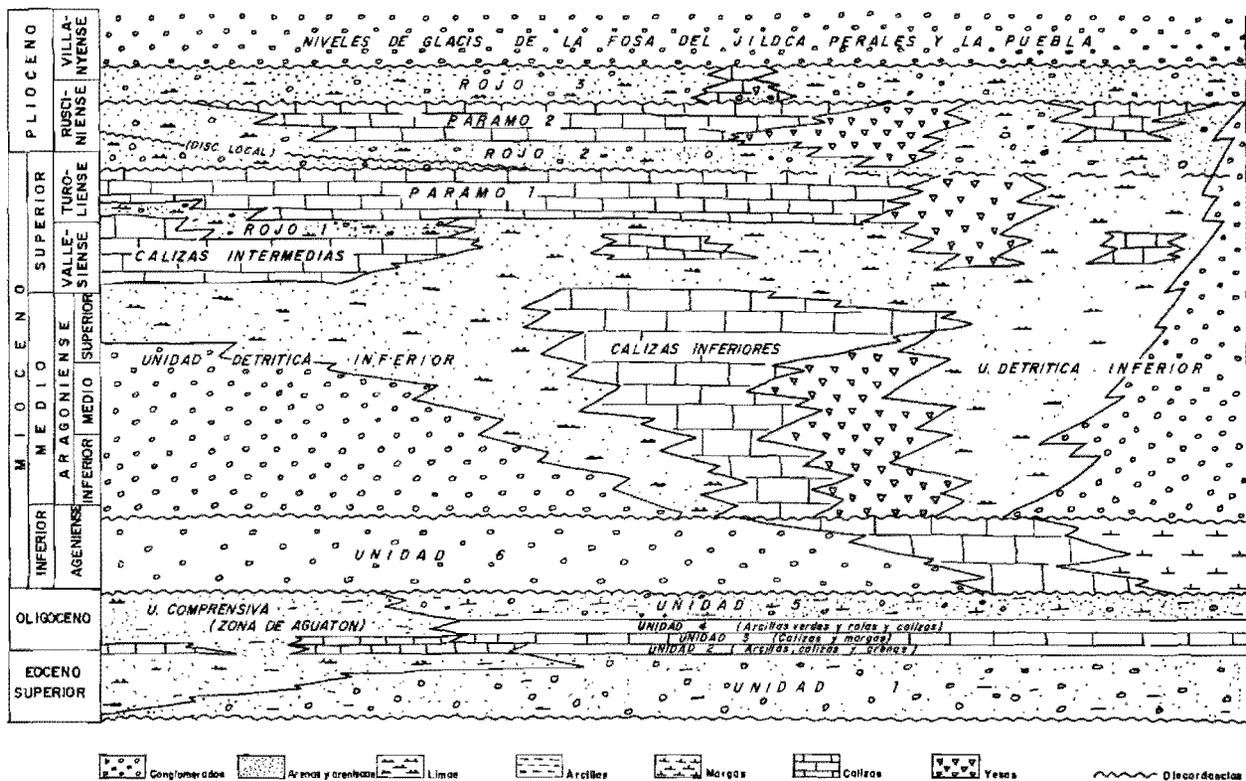


Fig. 7.— Distribución esquemática de las facies del terciario continental en las cuencas de Calatayud (Zona de Daroca- Calamocha) y Teruel-Alfambra.

1.7.1 Conglomerados, areniscas y limolitas rojas (26 y 27) Yesos (28). Mioceno-Plioceno inferior

Aflora ampliamente en todo el borde oriental de la hoja no presentando una morfología característica, excepción hecha de algunos acarcavamientos a favor de los niveles más blandos. Se ha estudiado a partir de las secciones de El Campo y La Calera I.

Se han incluido en esta unidad una serie de afloramientos de materiales detríticos discordantes sobre el Mesozoico, que, aunque posiblemente incluyan sedimentos de distintas edades, han sido agrupados en este conjunto compresivo dada la imposibilidad de datación. Se han diferenciado dos unidades cartográficas (26 y 27) en función de la proporción de detríticos gruesos existentes en la serie.

Su potencia se aproxima a los 200 m en la sección de El Campo. En esta misma zona, aunque no queda incluida en la sección, comienza con yesos blanquecinos y arcillas arenosas (28) discordantes sobre el Cretácico superior triturado del Turia; viene a continuación una serie detrítica de color rojo oscuro compuesta por limolitas y arcillas, conglomerados y areniscas que hacia el techo comienzan a presentar intercalaciones margosas y carbonatadas. Las areniscas son de grano fino a medio, de granos subangulosos a subredondeados de cuarzo (40-45%), feldespato potásico (10-15%), fragmentos de rocas calizas (19-25%) y fragmentos de cuarcitas (5-10%) con cemento cristalino de calcita. Como accesorios glauconita oxidada, circón y turmalina. Las calizas son micritas arcillosas a limolíticas (25% de cuarzo y 5% de feldespato potásico) y biomicritas de Characeas y Ostrácodos (*Candona suevica* STRAUB) en matriz peletóide con grumos y recristalizaciones de actividad algácea.

Los conglomerados se disponen en cuerpos con geometría de canal, bastante extensos lateralmente, con estratificación cruzada de surco, cicatrices internas y secuencias positivas y con direcciones de aporte en general hacia el S, mientras en los niveles de areniscas intercalados aparece estratificación cruzada de pequeña escala.

Puede interpretarse como depósitos de canales fluviales en la zona media-distal de un abanico aluvial y con depósitos intercalados de llanura de inundación. En zonas próximas a los bordes estos depósitos aparecen como conglomerados en cuerpos con geometría de canal, con direcciones de aporte hacia el E y SE virando paulatinamente hacia el S conforme se alejan del borde de la cuenca. Presentan estratificación cruzada de surco y abundantes cicatrices internas y corresponderían a zonas más proximales del mismo dispositivo de abanico con depósitos tipo *braided* o *stream flood*.

En conjunto toda la unidad se va haciendo más fina hacia el techo, comenzando a aparecer niveles de margas y calizas que indicarían el tránsito a un ambiente de playa con sedimentación palustre-lacustre.

La atribución cronológica de esta unidad se ha hecho por posición estratigráfica, ante la ausencia de argumentos paleontológicos.

1.7.2 Calizas y margas (29). Niveles yesíferos (30). Aragoniense-Vallesiense

Aflora en el borde sur-oriental de la hoja dando lugar a una morfología de mesas basculadas. Su estudio se ha realizado a partir de la Sección de El Campo.

Corresponde a la unidad "calizas intermedias" del cuadro esquemático de facies, y cambia lateralmente a la descrita en el apartado anterior.

Está compuesta por unos 40 m de calizas bien estratificadas (29) en bancos de, aproximadamente, un metro de potencia y con intercalaciones de margas y arcillas arenosas blanquecinas. Las calizas contienen Gasterópodos, huellas de raíces en posición de vida y algunos niveles con laminación paralela muy fina. Se trata de biomicritas y alguna dismicrita con limo y arena de cuarzo (25%), impregnadas por óxidos de hierro, con zonas de calcita de recristalización en relación con bioturbación. En las biomicritas es frecuente la matriz con "grumos" y recristalizaciones por actividad algácea.

En la zona de Cascante del Río, al SE de la hoja, se localiza un nivel de unos 20 m de yesos (30) que se sitúa por encima y en cambio lateral de facies con los términos carbonatados.

Todo el tramo corresponde a sedimentos palustres y lacustres localizados en facies distales de abanicos aluviales.

La datación de la unidad ha sido posible por correlación con los yacimientos, un poco más al Sur, de Vertebrados de las cercanías de Libros que indican una edad Aragoniense (Zona MN 4). Igualmente en las minas de azufre de Libros, términos equivalentes al techo de esta unidad han proporcionado fauna del Vallesiense (MOISSENET, E. com. per.).

1.7.3 Calizas y margas (31). Turolense

Se localizan en el ángulo sur-oriental de la hoja en forma de manchas dispersas que, en algunos casos, dan lugar a relieves estructurales en mesa, a veces basculadas, y en cualquier caso, de pequeña extensión. Su estudio se ha realizado a partir de las secciones de El Campo y La Calera I y II. En el cuadro esquemático de facies se denominan "Páramo 1".

Puede alcanzar una potencia de 60 m en las zonas más alejadas de los

bordes de la cuenca, en donde puede incluso estar representada por las unidades 26 y 27 a las que cambia lateralmente.

Se trata de calizas y calizas arcillosas blanquecinas bien estratificadas en bancos de 0,5 a 1 m y con intercalaciones margosas. Se trata de biomicritas, en ocasiones algo dismicríticas con matriz a veces peletóide recristalizada por acción algácea.

Contienen Characeas, Ostrácodos y Gasterópodos (*Bythinia* sp, *Hydrobia* sp) que, en ocasiones se concentran en niveles constituyendo verdaderas lumaquelas. Se observan bases erosivas, así como estratificación cruzada en algunos niveles.

Correspondería a depósitos palustres y lacustres en facies distales de abanicos aluviales, existiendo niveles que corresponderían a zonas localmente canalizadas con arrastre de material de la propia cuenca, posiblemente correspondientes a una mayor intensidad de aportes relacionados con tormentas. La atribución cronológica de la unidad se ha realizado por posición estratigráfica y correlación con tramos similares en hojas próximas.

1.7.4 Calizas y margas (32). Rusciniense

Se ha atribuido a esta unidad un pequeño afloramiento situado en la zona sur-oriental de la hoja, al Oeste de la Peña del Aguila. Se ha estudiado a partir de la sección Calera II.

Se trata de menos de 10 m de calizas blanquecinas con intercalaciones de margas con condiciones de afloramiento deficientes que impiden una observación detallada. Son biomicritas y dismicritas pisolíticas con trazas de Characeas y Ostrácodos. Grietas irregulares con yeso acicular en ocasiones.

Corresponderían a depósitos lacustres que en el esquema general de facies se denominan "Páramo 2".

Su atribución cronológica se realiza en base a correlación con formaciones equivalentes en hojas vecinas, ya que el estudio de micromamíferos realizado no permite una datación precisa.

1.7.5 Gravas cuarcíticas y arenas (33). Rusciniense-Villanyense

Se localiza en la zona norte y centro-oriental de la hoja, dando lugar a una morfología de glaciares degradados.

Se sitúa discordante sobre el Mesozoico o sobre otros términos neógenos y corresponde en el cuadro esquemático de facies al "Rojo 3".

Está compuesto por gravas y cantos angulosos predominantemente cuarcíticos, de tamaño inferior a 30 cm y mal clasificados en una matriz arenosa y

limolítica de tonos pardos y amarillentos. La potencia es variable pudiendo alcanzar los 30-40 m.

Su datación se ha realizado por posición estratigráfica y por correlación de procesos con áreas próximas.

1.8 CUATERNARIO

1.8.1 Conglomerados, arenas y limos (34 y 35). Glacis. Pleistoceno

Se han diferenciado dos niveles con morfología de glacis. Se trata de glacis colgados (34), los más antiguos, localizados principalmente en el ángulo sur-oriental de la hoja y glacis que se corresponden con terrazas bajas (35), los más modernos, situados en la zona nor-oriental.

Están compuestos de gravas en una matriz areno-limosa parda y su potencia no rebasa los pocos metros.

1.8.2 Gravas y arenas (36). Terrazas. Pleistoceno

Aunque escasamente representadas en el ámbito de la hoja, se ha diferenciado, en algunos afluentes del río Turia, un nivel correspondiente a la terraza baja, situada a unos 5-10 m sobre el cauce actual de los ríos.

Está compuesta por gravas y arenas de tonos pardos y su potencia no supera los 3-4 m.

1.8.3 Conglomerados y limos (37). Conos de deyección. Holoceno

Se han cartografiado como tales algunos depósitos que, con morfología de conos de deyección, se localizan en las salidas de algunos barrancos de las zonas nor-oriental y sur-occidental de la hoja y que están formados por cantos procedentes de los marcos montuosos, englobados en una matriz limo-arcillosa parda.

1.8.4 Gravas y cantos, arenas y limos (38, 39 y 40), Coluviones, fondos de valle y aluviones. Holoceno

Se incluyen en este apartado una serie de depósitos generalmente poco importantes, que constituyen coluviones (38) y fondos de valle (39), así como los depósitos aluviales (40) localizados en los valles de los ríos y arroyos existentes en la hoja.

Su litología es la característica de este tipo de depósitos, estando constituida por cantos, más angulosos en el caso de los coluviones, con una matriz areno-limosa de tonos pardos.

2 TECTONICA

2.1 TECTONICA REGIONAL

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

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

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

2.1.1 Tectónica del zócalo hercínico

Los caracteres estratigráficos y tectónicos de los afloramientos paleo-

zoicos del área estudiada permiten considerarlas como prolongación hacia el SE de la Zona Astur-Occidental Leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al. 1974) del Macizo Hespérico. Tectónicamente el rasgo más importante es la presencia de una fase de plegamiento principal que desarrolló las estructuras más visibles y la esquistosidad de plano axial dominante en toda la región. Las direcciones dominantes en el área de la hoja son NO-SE, si bien a escala de la Cadena Celtibérica puede cambiar en otras áreas hasta ser N-S. La vergencia de las estructuras es hacia el NE, coherente con la situación dentro del conjunto de la Cadena Hercínica española. Los pliegues suelen ser una combinación de los tipos 1C y 3 de la clasificación de Ramsay, los primeros en las rocas competentes (areniscas y cuarcitas) y los segundos en las capas pelíticas.

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

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

controlaron la sedimentación alpina, y todavía durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel esencial.

2.1.2 Tectónica Alpina

El modelo de tipo aulacógeno propuesto por ALVARO et al. (1978) explica la evolución tectónica de la región estudiada, durante la etapa de sedimentación mesozoica. En este contexto se considera que la Cadena Celtibérica fue una estructura tipo *rift* complejo, creada por estiramiento a partir del Triás. Este *graben*, orientado según la dirección NO-SE al haber reactivado el estiramiento viejas fallas tardihercínicas de esa dirección, formaba parte de una unión triple tipo *r r r*, centrada sobre un punto caliente del manto que ALVARO et al. (op. cit.) localizan hacia la región valenciana.

La secuencia de etapas geotectónicas sigue el esquema propuesto por HOFFMAN 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, relleno de 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 hundieron 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 cuartejan 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 Pliensbachiese superior-Toarciense y Bajocinense 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 (NE-SO). Después del plegamiento, posiblemente a partir del Mioceno medio, la región fue sometida a estiramiento. En la Cadena se reconocen al menos dos períodos distensivos (VIALLARD 1979) uno que origina fallas longitudinales (NO-SE), estas últimas relacionables con la creación de la cuenca valenciana (ALVARO et al. 1978).

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

una relativamente intensa actividad tectónica intracuaternaria que puede llegar a ser muy reciente.

2.2 DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

En la hoja de Terriente están representadas las unidades estructurales clásicas de la Cordillera Ibérica: Basamento hercínico plegado, Tegumento permo-triásico, Nivel de despeque del Keuper, Cobertera jurásico-cretácica, Cobertera terciaria plegada y Cobertera terciaria postorogénica. Existen ciertas peculiaridades a nivel del Muschelkalk que complican la estructura de parte del Tegumento triásico.

— Basamento hercínico plegado. Los materiales ordovícicos aflorantes en el macizo del Collado de la Plata, constituyendo una serie monoclinial, vergente al Este, con inclinaciones comprendidas entre 25 y 70° y direcciones dominantes NNO-SSE muy próximas a N-S (RIBA 1959). Las cuarcitas Armoricanas cobijan ligeramente las series pizarrosas suprayacentes mediante fallas inversas de gran ángulo, muy verticalizadas, de la misma dirección y con planos inclinados hacia el Oeste. Las fallas inversas se ven desplazadas por otras de desgarre de dirección NE-SO, probablemente tardihercínicas reactivadas en régimen distensivo en tiempos posteriores, que llegan a afectar a materiales de Buntsandstein y Muschelkalk.

— Tegumento permotriásico. Constituido por el Permotrías y el Muschelkalk. Por una parte los materiales del Permotrías se adaptan durante las compresiones alpinas a los pliegues de fondo del Paleozoico constituyendo la amplia estructura anticlinal del Collado de la Plata de dirección NNO-SSE, limitada por una falla, probablemente inversa, en su flanco oriental y vergente hacia el Este.

La existencia de un nivel plástico intermedio en el Muschelkalk provoca una tectónica muy peculiar de la barra carbonatada superior del mismo, situada entre dos niveles de despegue (Muschelkalk intermedio y Keuper). Así en el cuadrante sureste de la hoja (Zona de Villel) aparecen sucesivas repeticiones del Muschelkalk, replegado y afectado por fallas inversas o cabalgamientos también plegados que lo sitúan sobre los materiales yesíferos del Keuper.

— Nivel de despegue del Keuper. En la hoja el fenómeno de despegue se ve acentuado por la existencia del Muschelkalk plástico intermedio antes citado. Se observan importantes reducciones de espesor y laminaciones de las series próximas al Keuper en los flancos del anticlinal del Collado de la Plata y acumulaciones en el área suroccidental, en la terminación del

Sinclinal de Rubiales.

— Cobertera mesozoica plegada. En el Jurásico y Cretácico se observan estructuras de plegamiento que citados por orden cronológico presentan las siguientes características: dirección NE-SO ligeramente girada hacia el NNE y suaves vergencias hacia el SE; dirección NO-SE con vergencias hacia el NE y dirección NNO-SSE cuyas vergencias no han podido ser determinadas en la hoja pero que regionalmente son hacia el SO; están ligadas a fases compresivas que en el ámbito de la Cordillera Ibérica se datan como: Intraeocena, intraoligocena y prearagoniense (pre-Mioceno medio). No se han observado en la hoja pliegues ligados a la actuación de las fases Neokiméricas y Aútrica que se reflejan mediante la suave discordancia existente en la base de la Fm. Utrillas.

Las fallas asociadas NE-SO, NNE-SSO, NO-SE, NNO-SSE y ONO-ESE, se reactivan en las fases distensivas durante el Mioceno inferior más alto hasta el Cuaternario. La configuración general de la cobertera mesozoica queda de Oeste a Este como sigue:

— Franja tectonizada de Terriente-El Cañigral-Alobras. Con estructuras de plegamiento NE-SO y NO-SE y una importante tectónica de fallas normales (Mio-pliocenas) de direcciones dominantes NNE-SSO y NO-SE. Está limitada por la falla que flanquea al Oeste las elevaciones de la sierra de Javalón-Muela de Jabaloyas.

— Cubeta sinclinal de Javalón-Muela de Jabaloyas. La cobertera mesozoica se encuentra suavemente deformada por pliegues laxos.

— Franja tectonizada del flanco occidental del anticlinal del Collado de la Plata. Intensamente afectada por fracturas NNE-SSO y NO-SE y con importantes laminaciones tectónicas en relación con la migración del Keuper de los flancos del anticlinal constituido por materiales rígidos del Paleozoico y Buntsandstein.

— Sinclinal de Rubiales. Situado al Este del Macizo del Collado de la Plata. Se trata de una amplia estructura con pliegues ligeramente cruzados. NO-SE y NNO-SSE y vergencia débil hacia el Oeste.

— Cobertera terciaria plegada. Los materiales del Paleoceno-Eoceno-Oligoceno inferior-medio, situados en el ángulo noroeste de la hoja forman una cubeta sinclinal, que se extiende además por la hoja colindante de Zafrilla (25-23). Es el resultado de la actuación de dos fases compresivas presentando un eje mayor alargado de dirección NE-SO y otro menor NO-SE, así como una cierta vergencia hacia el SE. Dichas fases se datan regionalmente como Intraeoceno y del Oligoceno superior, respectivamente. En la hoja la discordancia intraeocena no ha podido ser observada con claridad y debe situarse en la base de los depósitos arenoso-conglomeráticos

(14, apartado 1.6.2). La discordancia intraoligocena se sitúa en la base de los conglomerados calcáreos existentes en la hoja de Zafrilla. En dicha hoja la cubeta está limitada en su borde noroeste por una falla NE-SO, reactivada en régimen distensivo en fases posteriores.

– Cobertera terciaria postorogénica. Las fases distensivas acaecidas a finales del Mioceno inferior generan las cuencas terciarias principales mediante fallas de gravedad NO-SE y NNE-SSO produciéndose el relleno de las mismas.

Como consecuencia de los reajustes tectónicos ocurridos a finales del Rusciniense (Fase Iberomanchega 1), los materiales de las cuencas neógenas presentan deformaciones en diversos puntos de la hoja entre las que destacan:

– Fosa del Turia y bloque del Alto Tormo. Situada en el borde sureste de la hoja. Está en relación con el eje activo del Turia que comienza al Sur en la zona de Casas-Bajas (hoja 26-24. Ademuz). La falla tiene orientación NNE-SSO y delimita un bloque hundido al Este, en el que el Neógeno se encuentra basculado hacia el Oeste, en ocasiones con fuertes buzamientos. En las proximidades de la falla, hay arrastres con inclinación contraria. El salto puede calcularse en 200-250 metros. El flanco occidental del bloque del Alto Tormo está limitado por una falla de dirección NO-SE presentando el Neógeno fuertes buzamientos hacia el SO.

– Fosa de El Cañigral. Limitada por fallas normales NNE-SSO. El Neógeno se encuentra basculado hacia el SE.

– Cubeta de Rubiales. Los materiales Neógenos se encuentran inclinados hacia el Este en su borde occidental, como consecuencia del levantamiento del Macizo del Collado de la Plata, dando origen a una cubeta de aspecto sinclinal, asimétrica de orientación N-S.

Hay que resaltar que las deformaciones descritas no afectan a los depósitos del Rojo 3 (Rusciniense superior-Villanyense).

Durante esta fase distensiva y las anteriores juegan un importante papel nuevas migraciones halocinéticas del Keuper, de carácter poco intenso pero apreciable, fases posteriores del Plioceno superior (Villanyense) y Cuaternario reactivan en parte los sistemas de fallas que afectan al Mesozoico y Terciario, como ocurre con la falla del borde occidental de la Sierra de Javalón-Muela de Jabaloyas-Toril, cuyos movimientos recientes producen la acumulación de importantes masas de coluviones en el escarpe y la salida de abanicos aluviales cuaternarios.

3 GEOMORFOLOGIA

En la hoja de Terriente, pueden distinguirse tres dominios geomorfológicos. El primero de ellos se corresponde con la zona de afloramientos paleozoicos situados en la parte central; el segundo con la de afloramientos mesozoicos y el tercero, con el área ocupada por los materiales neógenos de la fosa de Teruel localizados en el Este.

Los afloramientos paleozoicos del Macizo del Collado de la Plata presentan un modelado netamente estructural. La erosión diferencial de cuarcitas y pizarras da lugar en las primeras a *crestas, cuestras y hog-backs*, pudiendo, además, diferenciarse en el mapa geomorfológico numerosas *líneas de capa dura*.

El segundo dominio se desarrolla sobre los materiales terrígenos y fundamentalmente carbonatados del Triásico, Jurásico y Cretácico. Se reconocen formas estructurales de *crestas, cuestras y hog-backs* con *chevrans* en sus reversos, *líneas de capa dura* y *relieves tabulares* en capas horizontales. Algunas fallas tienen *clara expresión morfológica* bien por poner en contacto materiales duros y blandos o por haber tenido una actividad neotectónica reciente, como la que, con traza semicircular, flanquea el Oeste de la Sierra de Javalón.

La característica principal de este dominio es la presencia de una *superficie de erosión* desarrollada entre las cotas de 1.100 y 1.400 metros, que decapita las estructuras alpinas del mesozoico. La edad final de elaboración de la misma coincide con el depósito de los niveles calizos del Páramo rusciense (Plioceno medio). Una fase tectónica posterior da lugar a levantamientos diferenciales de bloques con la consiguiente deformación y desnivelación de la superficie de erosión, lo cual explicaría su situación a cotas de 1.600 m en la sierra de Javalón, si bien, no puede descartarse la posibilidad de que, en dicha zona, se trate de una superficie de arrasamiento más antigua.

Con posterioridad a la generación de la superficie de erosión fundamental tiene lugar una importante fase de karstificación, no muy desarrollada en el ámbito de la hoja, que se reconoce por la existencia de algunas *dolinas* con morfología en cubeta dominante. La edad del inicio de esta fase de karstificación es considerada como del Plioceno superior por GUTIERREZ ELORZA et al. (1979) en base a dataciones paleontológicas.

La red fluvial se encaja drásticamente en la superficie de erosión dando lugar a profundas y estrechas *gargantas y hoces* en los materiales calcáreos, en cuyas laderas aparecen, ocasionalmente, depósitos de *grèzes littées*. En las salidas de algunos barrancos se producen acumulaciones de materiales con

morfología de *conos de deyección*.

Los materiales neógenos se caracterizan por presentar una morfología de relieves suavemente alomados. Destacan algunas formas estructurales de *relieves tabulares* y *líneas de capa dura* debidos a la erosión diferencial de calizas y detríticos más o menos finos.

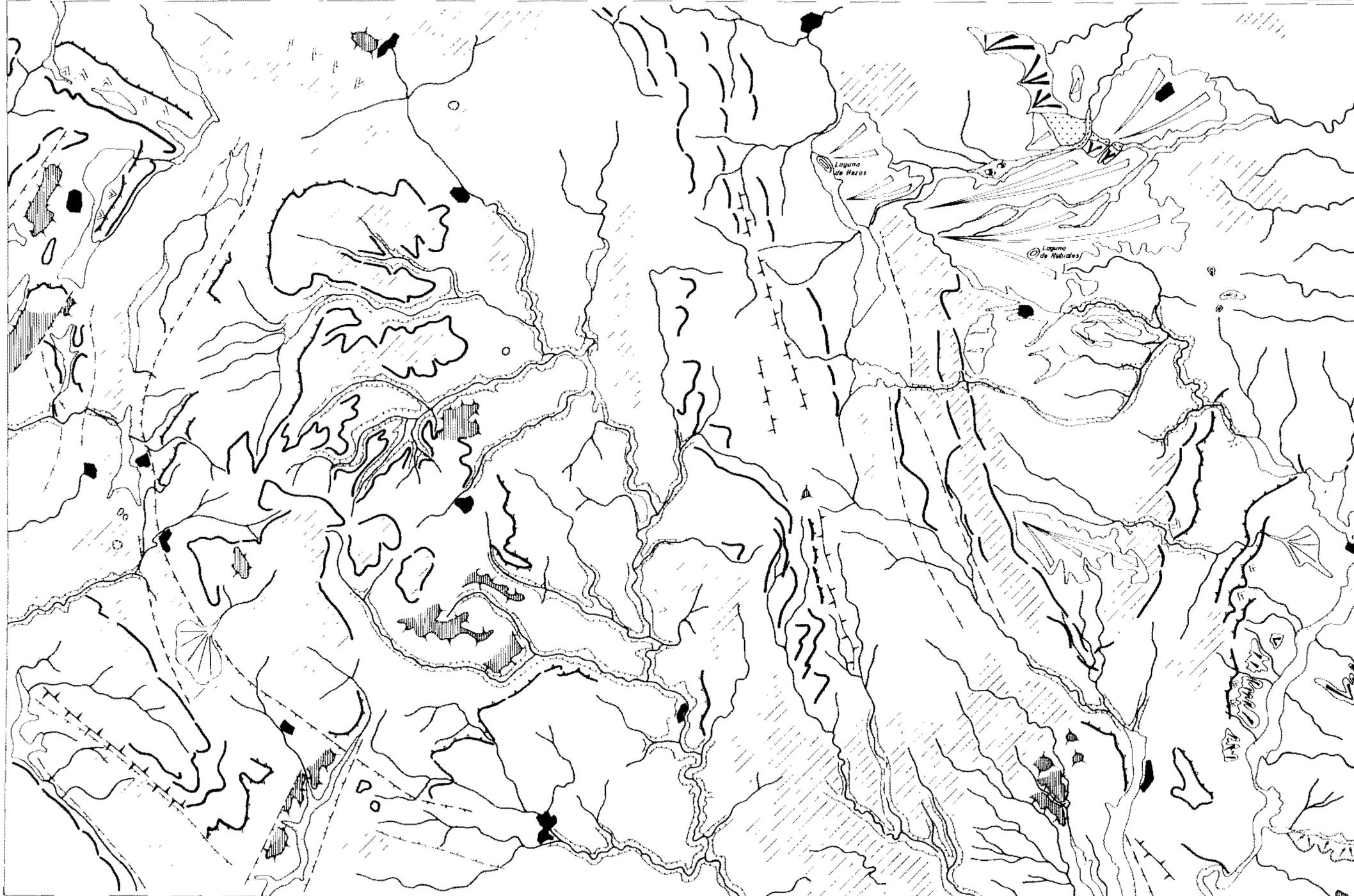
Las morfologías de glacis sobreimpuestas a los depósitos del Plioceno superior (Villanyense) tienen gran importancia en el cuadrante nororiental de la hoja. En su superficie aparecen algunas lagunas (Bezas, Rubiales) que probablemente estén en relación con fenómenos kársticos de tipo dolinas aluviales. Existe además otro sistema de *glacis* más moderno de edad Pleistoceno en relación con los niveles de *terrazas* de los ríos principales.

Tanto en este dominio como en los anteriormente descritos las fases frías del Cuaternario quedan patentes por la existencia de vertientes regularizadas y *valles de fondo plano*.

La red fluvial principal está constituida por el río Turia que presenta una amplia llanura de inundación que puede llegar a los 500 m de anchura. En las laderas de los valles de algunos afluentes (Arroyo del Juncal) son frecuentes los *deslizamientos rotacionales* con transporte de grandes masas de material. La incisión lineal más reciente se manifiesta por la aparición de extensas áreas con importantes acaravamientos muy complejos que no han sido cartografiados.

La evolución geomorfológica de la zona es compleja y teniendo en cuenta los conocimientos regionales puede resumirse como sigue. Después de la génesis final de la superficie de erosión pliocena tiene lugar una importante fase de fracturación, de gran importancia morfogenética, que da origen a la aparición de la fosa del Jiloca y a la reactivación de la de Teruel-Alfambra. Esto trae consigo la existencia de importantes desniveles que tienden a rellenarse mediante abanicos aluviales con morfología de glacis sobreimpuesta (Villanyense). A partir de la citada fase de fracturación se produce una intensa karstificación de los materiales carbonatados mesozoicos arrasados por la superficie de erosión. A continuación del depósito del glacis villanyense se produce el encajamiento de la red fluvial con aparición de terrazas y sistemas de glacis encajados. Las fases frías del Cuaternario dan origen a una regularización de vertiente generalizada y a la aparición de valles de fondo plano. En épocas recientes la incisión lineal da origen a importantes zonas de cárcavas desarrolladas sobre los materiales blandos del Mesozoico y Neógeno.

De cara a una planificación territorial hay que tener en cuenta la actividad neotectónica reciente por lo que respecta a la realización de grandes obras de ingeniería civil. Otros factores a tener en cuenta son la inestabilidad



LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES

- Crestas
- Cuestas y hog backs
- Chevrans
- Linea de capa dura
- Relieves tabulares
- Fallida con clara expresion morfologica

SUPERFICIES DE EROSION

- Superficies de erosion (fundamentalmente pliocenas)

MODELADOS DEPOSICIONALES

- Glacia Villanyense
- Glacis
- Terrazas fluviales
- Valles de fondo plano y/o llanuras de inundacion
- Conos de deyeccion
- Relieve residual entre depositos cuaternarios

VERTIENTES

- Deslizamientos rotacionales

RED FLUVIAL

- Red fluvial principal
- Gargantas con depositos de greses litas

FORMAS KARSTICAS

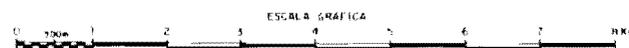
- Dolinas

ESCARPES

- Escarpa de relieve tabular

MODELADO ANTROPICO

- Nucleos urbanos



de algunas laderas (deslizamientos rotacionales) y el arramblamiento e intensa erosión en cárcavas existente en algunas partes del área estudiada.

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.

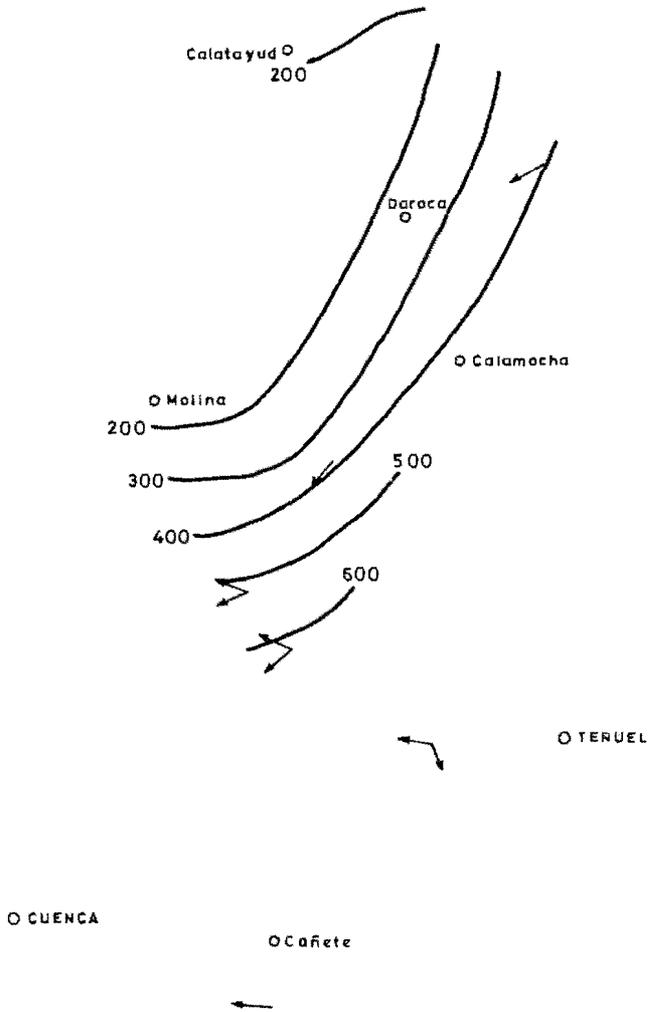
Al final del Ordovícico, la sedimentación carbonatada domina parte de la cuenca, con sedimentación de grandes espesores en zonas localizadas, como Sierra Menera, que parece corresponder a formaciones arrecifales.

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

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

Tal y como se ha indicado en el capítulo de Tectónica regional (2.1) a partir del Pérmico y hasta facies 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 un 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. 11).



Escala 1 : 1.000.000

Fig. 8.— Ciclo II. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

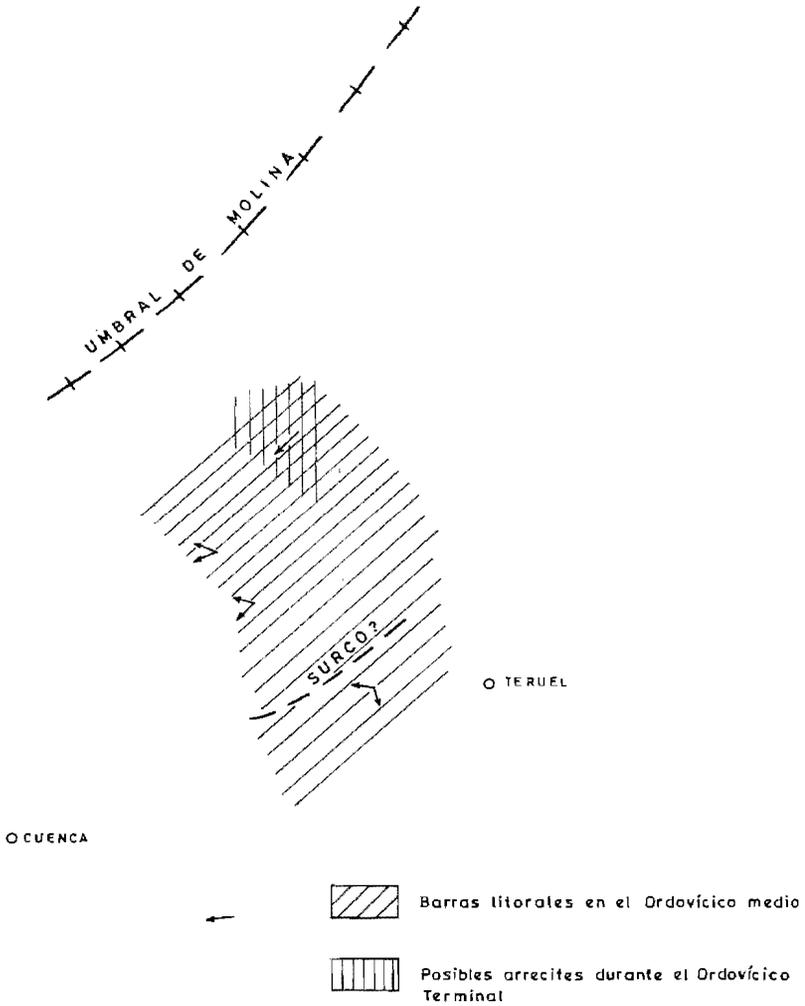


Fig. 9.— Esquema paleogeográfico.

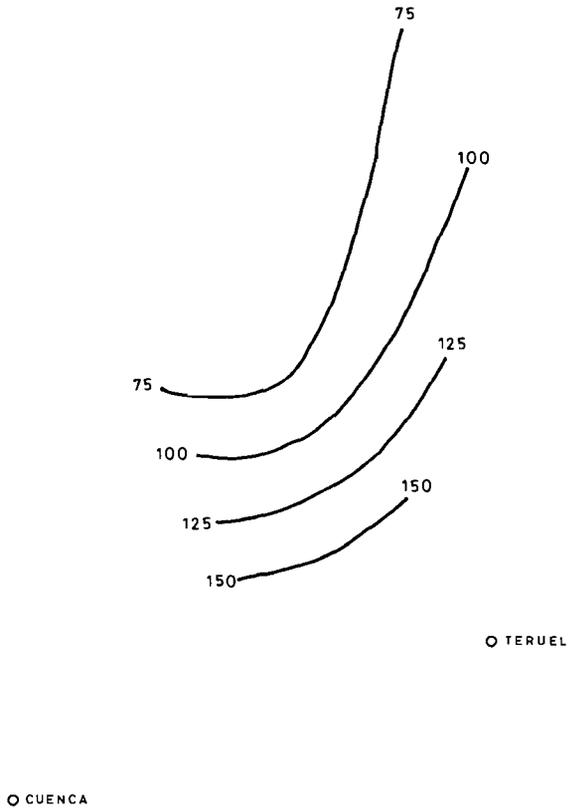


Fig. 10.— Ciclo III. Mapa de isopacas.

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 Cristobal y el alto de Loma de la Tejería, con sedimentación exclusiva en este último, de sólo los términos superiores del Muschelkalk, situados en la hoja de Santa Eulalia.

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

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

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

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

A partir del Lías medio se reconocen en la zona sedimentos de *lagoon*

O ZARAGOZA

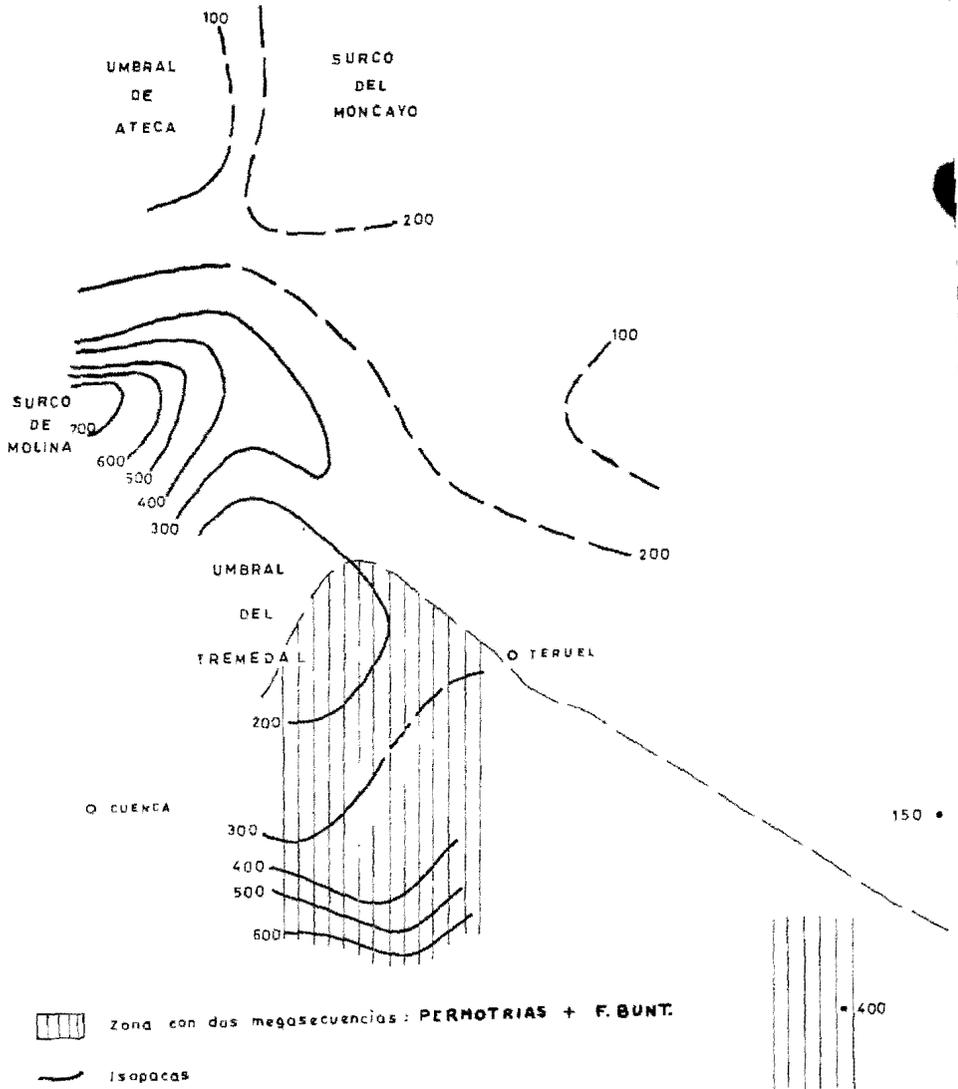


Fig. 11.— Mapa paleogeográfico.

abierto, llanura de mareas (Carixiense), *shelf*-cuenca y margen de plataforma (Domeriense) y *shelf*-cuenca (Toarciense).

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

Durante el Dogger se reconocen gran variedad de ambientes deposicionales: margen de plataforma (*grainstones* oolíticos), talud (arrecifes de espongiarios y facies asociadas) y *shelf*-cuenca (margas y margocalizas con Ammonites), asociadas a umbrales y surcos, que se han generado por la reactivación de las fallas tardihercínicas, como el alto de Guadalaviar-Cañete (flexión suroccidental) que limita las facies de *lagoon*, llanura de mareas hacia el Oeste, Cuencas de Teruel y Valencia, alto de Alfambra-Cedrillas (probablemente en relación con el umbral de Ateca-Montalbán) (fig. 7).

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

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

En la zona hay sedimentación terrígena durante el Kimmeridgiense superior-Portlandiense-Berriasiense (y probablemente Valanginiense inferior). Se reconocen depósitos de llanura de mareas, transicionales y fluvio lacustres. Estos terrenos se extienden al Sur de la línea Aliaga-Horta de San Juan y al Este de la alineación Molina de Aragón-Requena. Se desconoce

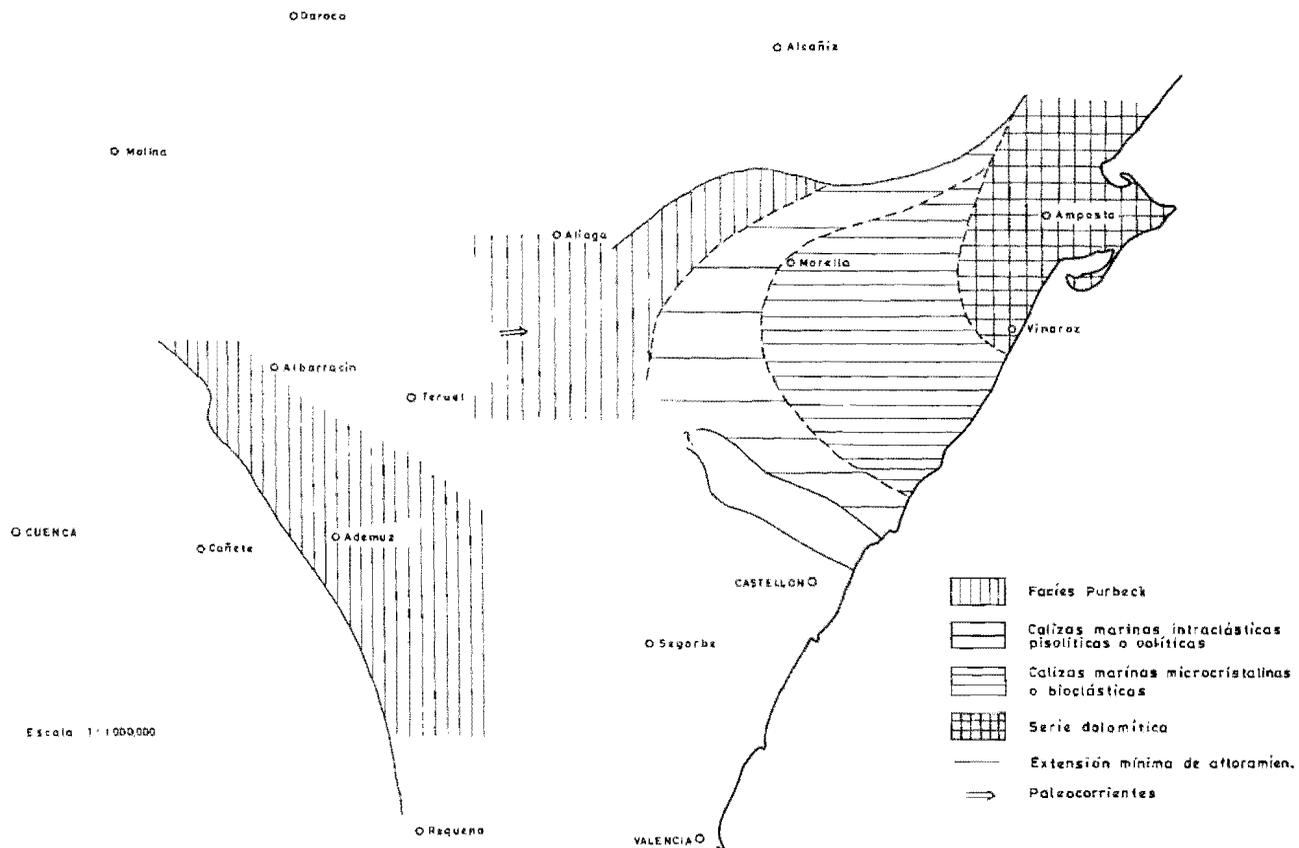


Fig. 12.— Mapa de facies y extensión mínima de los terrenos del Portlandien.—Cretác. basal. Datos de Villard, Canerot y propios.

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 aústricos que reactivan fallas anteriores en régimen distensivo (ver 2.1. Tectónica regional) se originan dos ciclos sedimentarios de carácter transgresivo (s.l.) con un claro control de espesores y facies por fallas de directriz Ibérica (NO-SE) y en menor grado por otras NE-SO. El primero de ellos está constituido por la F. Weald y los depósitos claramente marinos del Barremiense superior (hoja 27-22: Teruel) o Aptiense medio superior (Serranía de Cuenca). Se distinguen dos cuencas principales, la del Maestrazgo central con facies marinas en el centro y la de Cuenca-Requena esencialmente continental, separadas por un umbral de orientación NO-SE en la zona de Teruel (fig. 13).

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

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

En el mapa de isopacas para la cuenca S. (fig. 14) 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.l.) del Albiense-Cenomaniense inferior, con la discordancia aústrica en la base, los depósitos transicionales de la Fm. Utrillas y finalmente las calizas marinas cenomanienses. La reactivación de las fallas fue muy importante, llegando a situarse la Fm. Utrillas sobre diferentes términos del Jurásico y Triásico e incluso sobre el Paleozoico en los bordes del Macizo Ibérico. Este ciclo es

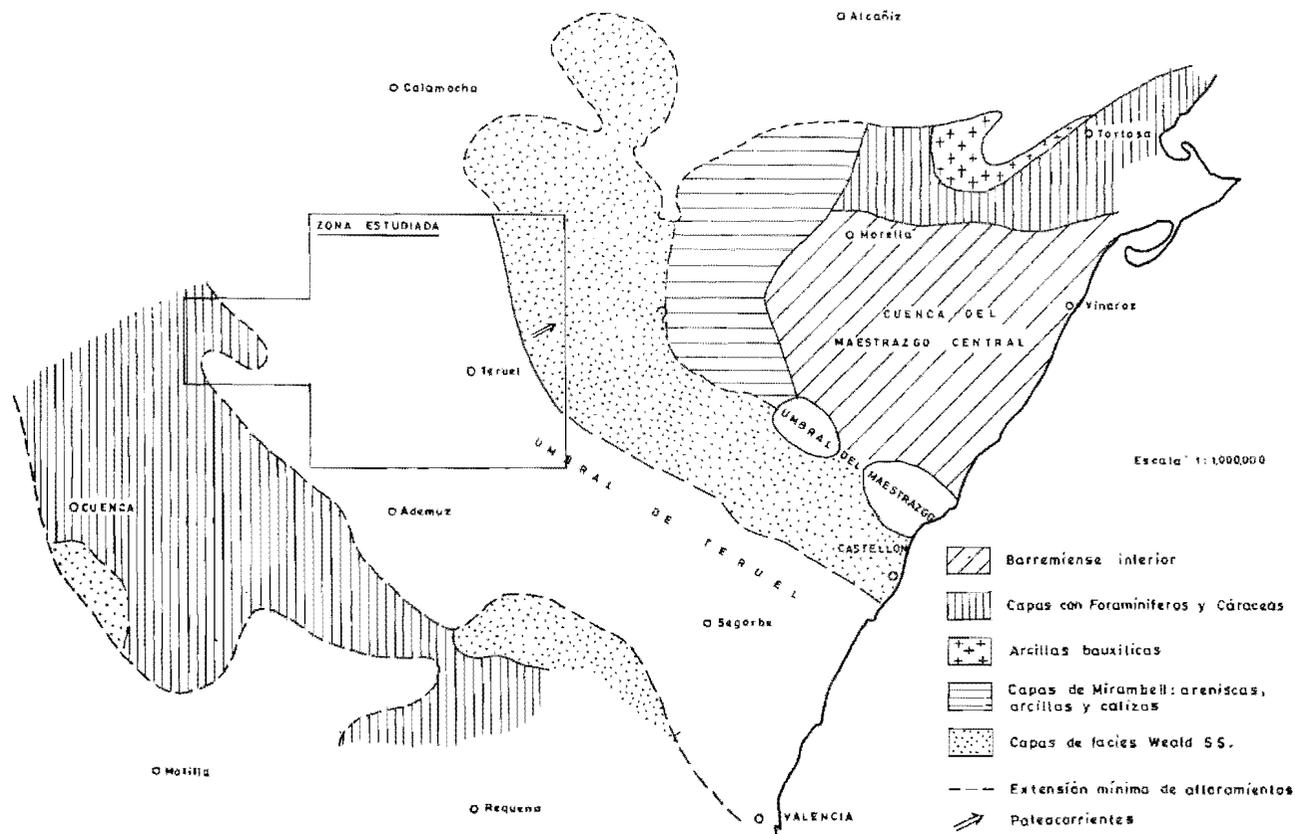


Fig. 13.— Mapa paleogeográfico durante el Barremiense Interior. Según CANEROT (1975), VIALARD (1972), modificado.

extensivo sobre los anteriores.

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

Durante el Albiense, la cuenca sedimentaria estaba abierta al mar al E. de Valencia, y se caracterizaba por presentar una serie de surcos y umbrales de dirección ibérica (fig. 15)

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

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

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

Al S de Molina de Aragón se encuentra el umbral de Tragacete, que suministra aportes detríticos en forma de abanicos aluviales. Para esta zona existe un mapa de isopacas (fig. 16) que refleja claramente la geometría de la cuenca en surcos y umbrales.

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

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

En el Turoniense inferior se alcanzan los máximos de profundidad durante el Cretácico en ambientes submareales de plataforma abierta. A partir de este momento la cuenca se abre hacia el Norte y Este (ALONSO MILLAN et al. 1981) y se inicia un ciclo sedimentario de tendencia general regresiva, en una plataforma somera restringida con gran variedad de ambientes sedimentarios: plataforma interna con bioconstrucciones arrecifales

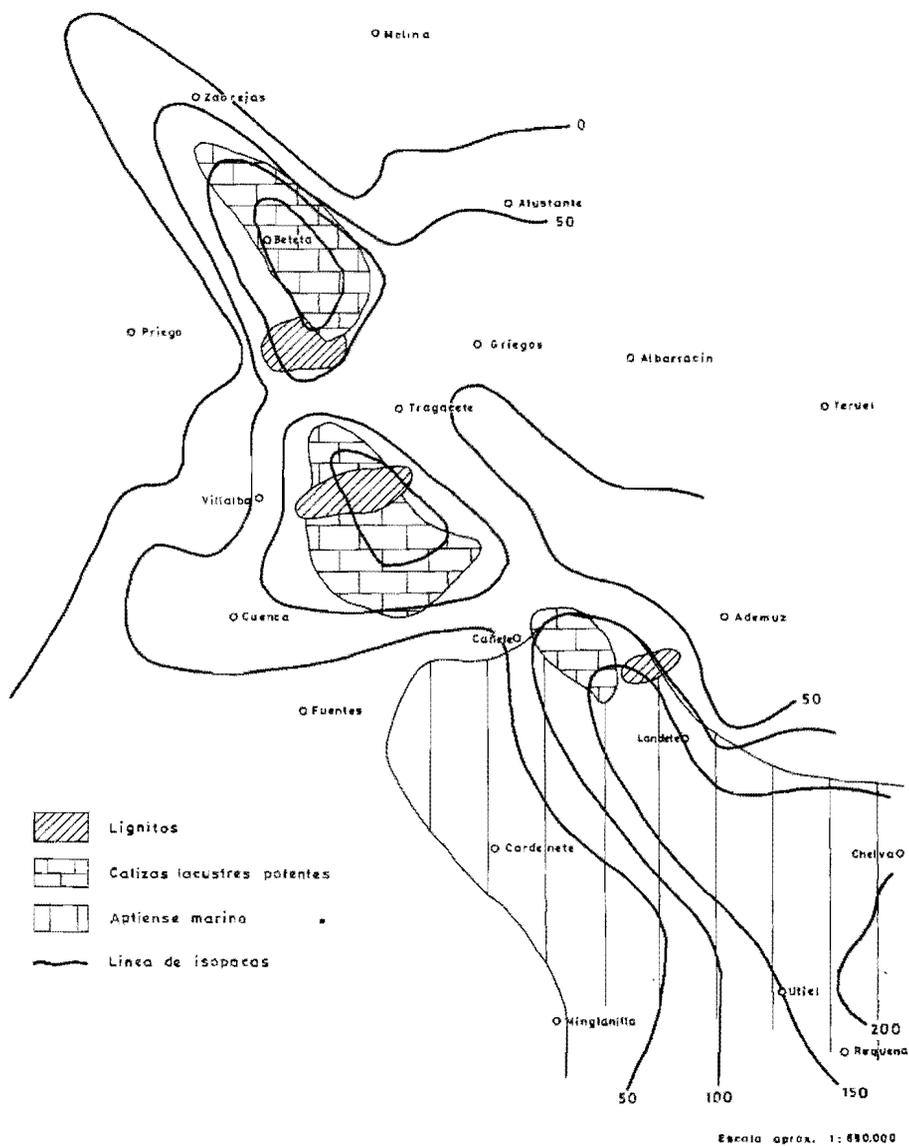


Fig. 14.— Barremiense-Aptiense. Isopacas y facies principales (MELENDEZ et al 1974).

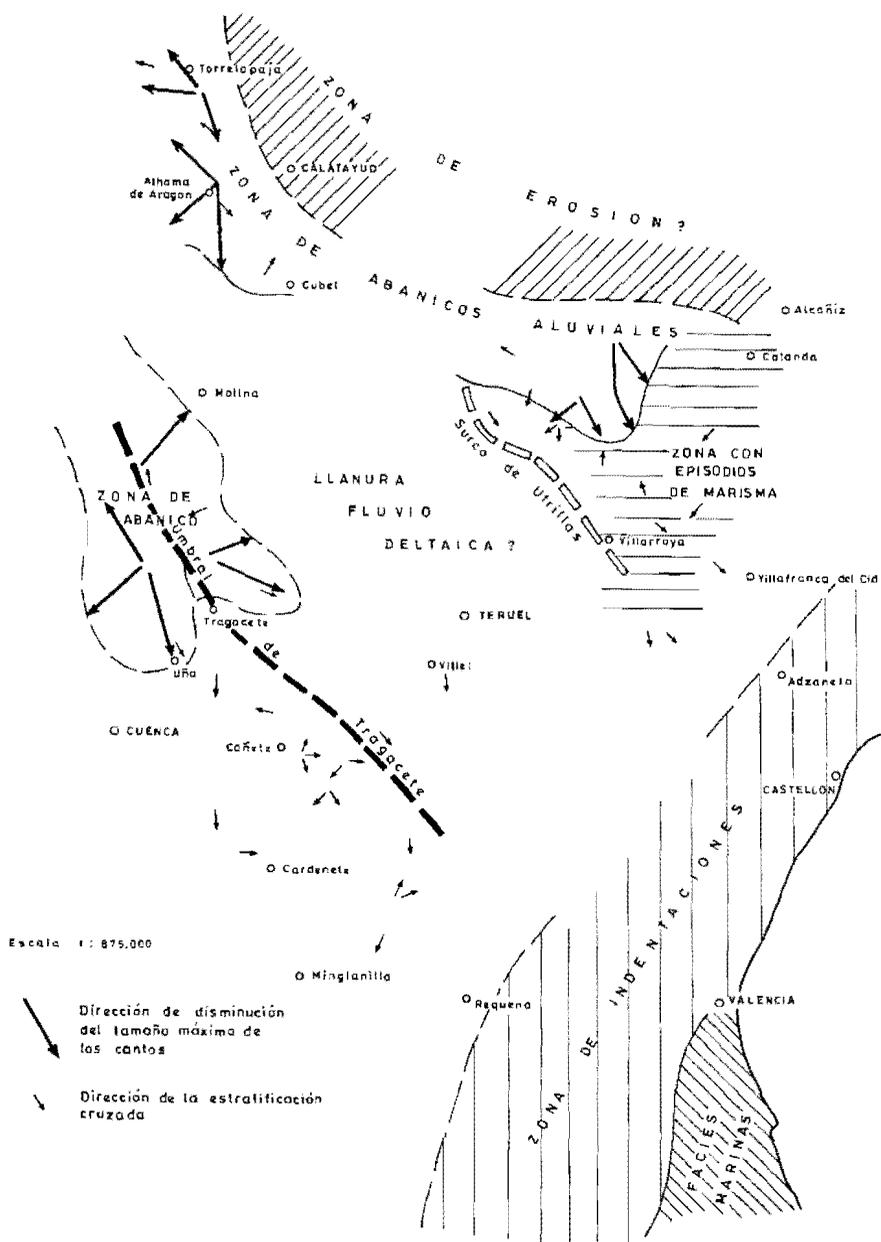


Fig. 15.— Mapa paleogeográfico durante el Albense. Basado en datos de SAEFTEL (1961).

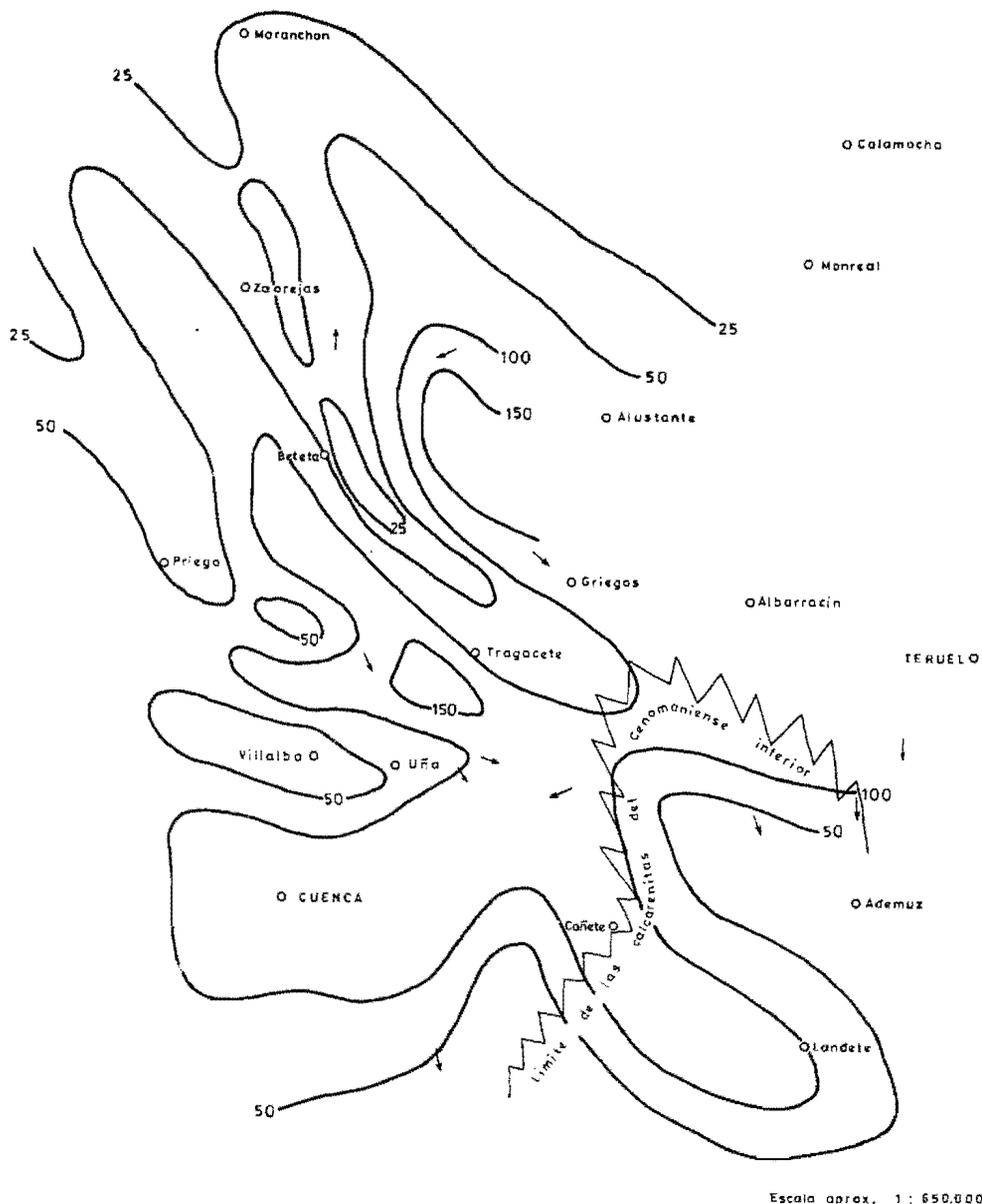


Fig. 16.— Fm. Utrilla. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

y *shoals*, llanura de mareas, *lagoon* restringido salino (colapsobrechas), *lagoons*-marisma, de tendencia lacustre, etc... A finales del Cretácico superior la influencia de aguas dulces se hace muy patente pasándose a 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, rellenando cubetas más o menos aisladas hasta el Plioceno inferior. Se detectan algunos impulsos tectónicos durante el Paleoceno-Eoceno inferior que se traducen en discordancias progresivas en la zona del sinclinal del Alto Tajo (hoja de Tragacete).

La primera fase importante de plegamiento tiene lugar a mediados del Eoceno, con compresión NO-SE que da lugar a estructuras vergentes al SE, y origina una redistribución de cuencas intramontañas 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 rellenarse.

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

Desde el Ageniense más superior hasta el Plioceno medio se rellenan las cuencas en un clima 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 Ibero-

manchega I. AGUIRRE et al. 1976) con creación de fallas normales de gran salto NO-SE y NNE-SSE que en parte reactiva las fallas miocenas, o afecta a fracturas anteriores que no habían actuado en dichos tiempos. Es también en este momento cuando se origina la Fosa del Jiloca al menos en su parte septentrional. Un nuevo impulso tectónico más débil (Fase Iberomanchega II, AGUIRRE et al. 1976) provoca que el relieve creado tienda a rellenarse mediante abanicos aluviales con morfología de glacis durante el Plioceno superior y Cuaternario más inferior.

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

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

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

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Desde un punto de vista minero, la zona más interesante de la hoja de Terriente es el macizo paleozoico del Collado de la Plata, donde existen diversas concesiones de Cu y Fe.

Las limonitas se han explotado fundamentalmente en los términos de Bezas (x: 800.200; y: 639.000) y Rubiales (x: 801.400; y: 633.400). En este último punto aparecen también calcopiritas con indicios de plata.

Concesiones de calcopirita, asimismo, las hay en Villel (x: 811.900; y: 629.400).

De lignitos hay indicios en el pasaje de la Fuente del Obispo, situado al N de Teruel y entre Jabaloyas y el Cerro Javalón, englobados dentro de la Formación Utrillas, aunque permanecen inexplorados.

También hay indicios de Baritas en el pasaje de la Fuente de la Artesa, al S de Bezas.

La explotación de rocas industriales tampoco presenta particular importancia. Todas las explotaciones llevadas a cabo están actualmente paralizadas, como las de las calizas del Jurásico superior en las proximidades de la Fuente del Obispo, o las de las gravas de los aluviales cuaternarios en la zona de la Fuente Brena, al O de Bezas.

Por último, vale la pena señalar que los indicios de caolín se dan en abundancia en el ámbito que ocupa la Formación Utrillas, fundamentalmente en los alrededores de Vilhel y en la carretera de Toril a Valdecuenca.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrológico en el cuadrante sureste de la hoja de Terriente se sitúa la divisoria entre las cuencas del Cabriel y del Turia, constituida por las elevaciones de la Sierra de Javalón (Muela de Jabaloyas-Toril) y el Alto de Cañada Martínez (al Sur de Terriente).

En la hoja son frecuentes los manantiales que drenan los acuíferos principales contenidos en las siguientes formaciones:

- Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña y calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. El acuífero está limitado por las arcillas y margas del Keuper en la base y las margas de Turmiel a techo.

- Fm. Carbonatada de Chelva. Tiene como impermeables las margas de Turmiel en la base y las margas de Sot de Chera y Ritmita de Loriguilla a techo.

- Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas. Limitado entre las margas y Ritmita antes citadas y los sedimentos arcillo arenosos del tránsito Jurásico-Cretácico o de la Fm. Utrillas a techo.

- Serie calcáreo-dolomítica del Cretácico-Superior. Presentan como impermeable en su base la Fm. Utrillas.

Acuíferos de menor interés están contenidos en las dolomías del Muschelkalk, cuando éstas “flotan” entre las margas y arcillas del Keuper, en los niveles detríticos del Terciario continental y en las areniscas del Buntsandstein.

Es muy frecuente que los diferentes acuíferos se encuentren interconectados entre sí debido a la intensa fracturación que presenta la hoja en ciertas zonas.

BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R.; MEIN, P. et MOISSENET, E. (1976).— Mise en évidence du Pliocène moyen continental dans le nord du fossé de Teruel (Espagne). Le gisement de Villalba Alta. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*. Vol. 14, pag. 11-14.
- ADROVER, R.; MEIN, P. y MOISSENET, E. (1978).— Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Est. Geol.* vol. 34, pag. 205-214.
- ADROVER, R.; GUTIERREZ, M. y PEÑA MONNE J.L. (1981).— Geología y Paleontología de los alrededores de Teruel. *XV Curso de Geología Aplicada*. Teruel. Col. Univ. pag. 213-238.
- AGUILAR, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971).— Algunas precisiones sobre sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Est. Geol.* núm. 27, pp. 497-512.
- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976).— Datos Paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. *Trab. sobre Neog. y Cuatern.* Vol. 5, pp. 7-29.
- ALONSO MILLAN, A. y MAS, R. (1981).— Trabajo estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico superior del sector sur-oriental de la Cordillera Ibérica /GME. Inédito.
- ALVARO, M. (1975).— Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Est. Geol.* Vol. 31, pp. 241-247.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1982).— "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta Geol. Hisp. Libro Homenaje al profesor Solé Sabarís*. Barcelona. T. 14, p. 172-177.
- ARCHE, A.; COMAS, M.J.; GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1977).— "Evolución vertical de los sedimentos carbonatados del Lías Medio y Superior en la Sierra Palomera (Teruel)". *Est. Geol.* núm. 33, pp. 571-574.
- ARCHE, A. (1981).— Le Permien supérieur et le Trias du SE de la Chaîne Ibérique: Talayuelas-Landete et Boniches. *Excursión en Espagne du Groupe Français du Trias*. Edit. Dpto. Estratigrafía. Fac. Geo. Madrid. P. 31-40.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975).— "Les décrochements tardi-herciens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation". *Tectonophysics*. V. 25, pp. 139-171.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977).— "Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right lateral shear

- zone between the appalachians and the Urals". *Geol. Soc. Amb. Bull.* V. 88, pp. 1305-1320.
- BEHMEL, H.; GEYER, O.F. (1966).— Beiträge Zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Spanien. Stratigraphie und fossilführung in unter Jura von Albarracin. *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.* Vol. 124, núm.1. pp. 1-52.
- BOULOUARD, C. y CANEROT, J. (1970).— "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 Chaîne 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 Discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure Nord-Est des chaînes Ibériques. *Cuad. Geol Ibérica* Vol. 2, pp. 425-438.
- BURILLO, F.; GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1981).— El Cerro del Castillo de Alfambra (Teruel). *Kalathos* 1. Col. Univ. Teruel pp. 1-63.
- CANEROT, J. y SOUQUET, P. (1972).— "Le Faciès Utrillas. Distinction du Wealdien et place dans la phase d'ependages terrigènes Albo-Cénomaniens". *C.R. Ac. Sc. Paris.* T. 275. Vol. 4, pp. 527-530.
- CAPOTE, R. (1978).— "Tectónica Española". *Seminario sobre criterios sísmicos para las instalaciones nucleares y obras públicas.* Asociación Española de Ingeniería Sísmica, pp. 1-30.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ, M.; HERNANDEZ, A. y OLIVE, A. (1981).— Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). *Actas V. Reun. Nac. Grupo Esp. Trabaj. Cuatern.* (Sevilla).
- CAPOTE, R.; DIAZ, M.; GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982).— Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. 2 vols. IGME, "*Temas geológicos mineros*". 390 pp.
- CARLS, P.; LIÑAN, E. y VILLAS, E. (1982).— El Ordovícico-Devónico de la unidad de Herrera; Cordillera Ibérica. *XVI Curso de Geología Prácti-*

- ca. Memoria. pp. 29-43.
- CARRILLO, L. y GISBERT, J. (1979).— Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo "wadi" en el Plio-Cuaternario de Escorihuela (Teruel). *Bol. Geol. y Min. IGME*, vol. 90, núm. 4, pp. 329-332.
- COMAS, M.J. y GOY, A. (1978).— El Pliensbachiense y Toarciense en la Rambla del Salto (Sierra Palomera, Teruel). *Grp. Esp. Mesozoico-Jurásico Cord. Iber.* (Excursiones). Estratigrafía. Madrid. núm. 1, pp. 1-11.
- CORTAZAR, D. (1885).— Bosquejo geológico y minero de la provincia de Teruel". *Bol. Com. Mapa Geol. España*. T. 12, pp. 263-607.
- CRUSAFONT, M.; HARTENBERGER, J.L. et HEINTZ, E. (1964).— Un nouveau gisement de mammifères d'âge villafranchien de la Puebla de Valverde. (Prov. de Teruel, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*. pp. 2869-2871.
- CRUSAFONT, M.; PAIRO, M.; VILLALTA COMELLA, J.F. y JULIVERT, N. (1966).— Notas para la Estratigrafía y Paleontología de la Cuenca de Calatayud-Teruel. *Not. y Com.* núm. 90, pp. 53-76.
- DAAMS, R.; FREUDENTAL, M. y VAN DE WEERD, A. (1977).— Aragonian a new stage for continental deposits of miocene age. *Newsl. Stratigr.* vol. 6, núm. 1, pp. 42-55.
- DEREIMS, A. (1898).— "Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon. *Annales Hébert. Le Bigot Frères*. Edit. T. 2, núm. 3. pp. 1-199.
- DUBAR, G.; ELMÍ, S. et MOUTERDE, R. (1970).— Remarques sur le Toarcien d'Albarracín (province de Teruel) et sur sa faune de *Bouleicerias*. *C.R. Somm. S. Géol. Fr.* fasc. 5, pp. 162-163.
- ESTERAS, M. y AGUIRRE, E. (1966).— "Paralephas Trogontherii Pohlig en una terraza media de Teruel". *Rev. Teruel*. núm. 32, pp. 244-253. Teruel.
- ESTERAS, M. y ADROVER, R. (1974).— Nota sobre la existencia del Plioceno en los alrededores de Conclud (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo 72, pp. 95-97.
- FELGUEROSO, C. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971).— Estratigrafía del Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo). *Cuad. Geol. Ibérica*. Vol. 2, pp. 439-488.
- FERNÁNDEZ LOPEZ, S. (1977).— Nuevos datos estratigráficos sobre el Bajociense Inf. en Moscardón (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. vol. 75, pp. 45-56.
- FERNÁNDEZ LOPEZ, S.; MELENDEZ HEVIA, G. y SUAREZ VEGA, L.C. (1978).— El Dogger y Malm en Moscardón (Teruel). *Grp. Esp. Mesozoico Exc. Jurásico Cord. Ibérica*.
- FERNÁNDEZ NIETO, C.; FERNÁNDEZ, R.; GUTIERREZ ELORZA, M. y

- ARRESE, F. (1981).— Papel de la Karstificación en la Génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Menera (Teruel y Guadalajara). *Bol. Geol y Minero. IGME*. Tomo 92, núm. 2, pp. 127-140.
- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977).— "El Trías Germánico de España: Paleogeografía y su estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibérica*. núm. 4, pp. 37-56.
- GAUTIER, F. (1968).— "Sur la Stratigraphie et les facies du Jurassique et du Crétacé inferieur de Nord du Teruel". *C.R. Somm. Sc. Géol. France*. V. 2, pp. 43-48.
- GAUTIER, F. (1968).— "Existence et Age du Paléovolcanisme Jurassique Sud-Aragonais". *C.R. Somm. Sc. Géol. France*. V. 3, pp. 73-75.
- GAUTIER, F. (1969).— "Mapa Geológico de la Puebla de Valverde". Informe inédito.
- GAUTIER, F. y MANGIN, D. (1965).— "Observations Stratigraphiques et Paleontologiques sur le Weald de l'Est de la province de Teruel". *Bull. Mus. Nat. d'Hist. Nat. Paris*. V. 37, núm. 1, pp. 192-197.
- GAUTIER, F.; MOISSENET, E. y VIALLARD, F. (1972).— "Contribution a l'étude stratigraphique et tectonique du fossé Néogène de Teruel (Chaînes Ibériques, Espagne). *Bull. Mus. Nat. d'Hist. Nat. Paris*. V. 77. pp. 179-200.
- GEYER, O. (1965).— Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologia des jura von Ostspanien 2. Eine Korallen Faune ans dem Coberjura des Montes Universales (Teruel). *N. Jabh. 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 Espongarijos del Bajociense superior de Moscardón (Teruel). *Acta Geol. Hisp.* t. 15, núm. 4, pp. 105-108.
- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1980).— Las construcciones recifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín (Teruel). *Cuad. Géol. Granada*. 10, pp. 73-82.
- GOMEZ, J.J.; BRELL, A. y PEREZ, P. (1976).— Presencia y edad de Vulcanitas en el Jurásico del norte de Valencia. (Cord. Ibérica, España). *Acta Geológica. Hisp.* vol. 11, núm. 1, pp. 1-8.
- GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1979).— Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio y Superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cord. Ibérica. *Est. Geol.* Vol. 35, pp. 569-598.

- GOY, A. (1974).— El Lías de la mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doct. Univ. de Madrid. Paleontol. Madrid.* pp. 1-940.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y BARCELAR, V. (1973).— El Bathoniense Calloviense y Oxfordiense en facies de oolitos ferruginosos en el Límite SW del Rincón de Ademuz. *Est. Geol.* V. 29., pp. 355-366.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976).— "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). Unidades litoestratigráficas". *Est. Geol.* V. 32, pp. 391-423.
- GOY, A. y YEBENES, A. (1977).— "Características, extensión y edad de la formación Dolomías Tableadas de Imón". *Cuad. Geol. Iber.* V. 4. pp. 375-384. Madrid.
- GREILING, L. (1960).— Die Grenze Ordovizium/Silur im mediterranen Raum. 1 Die Gerölltongschiefer. *Unveröffentlichtes Manuskript, Heidelberg.* Op. cit. in. L. SACHER (1966).
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1979).— El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 651-654.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (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, J.L. (1975).— Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre (Prov. Teruel). *Bol. Geol. Min. IGME.* Tomo 86. núm. 6. pp. 561-572.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (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, J.L. (1977).— Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Bol. Geol. y Min. IGME.* Vol. 88. núm. 2. pp. 109-115.
- HAMMANN, W. (1976).— The ordovician of the Iberian Peninsula. A review. *Basset, MG. The Ordovician System: Proceedings of a Palaent. Assoc. Sympos. Birmingham.* 1974. pp. 387-409.
- HARTLEB, J. (1967).— Stratigraphie, Tectonik und vererzung un der östlichen hesperischen ketten spanien. *Inang. Diss. Ined. Heidelberg Paleont.* Madrid, pp. 1-101.
- HINKELBEIN, K. (1969).— "El Triásico y Jurásico de los alrededores de Albarracín (Teruel)". *Rev. Teruel.* núm. 41. pp. 36-75. Teruel.
- HOFFMAN, P.; DEWEY, J.F. y BURKE, K. (1974).— "Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada". *Bol. Soc. Econ. Pal. Mineral. Spec. Publ.* V.

19. pp. 28-55.

- INST. GEOL. MIN. ESP. (1931).— “Memoria explicativa de la Hoja número 567 (Teruel) del Mapa Geológico de Esp. E: 1:50.000”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1959(.).— “Memoria explicativa de la Hoja número 541 (Santa Eulalia) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1959).— “Memoria explicativa de la Hoja número 542 (Alfambra) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1971).— “Memoria explicativa de la Hoja número 591 (Mora de Rubielos) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— “Memoria explicativa de la Hoja número 539 (Peralejos) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— “Memoria explicativa de la Hoja número 564 (Fuentescusa) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— “Memoria explicativa de la Hoja número 587 (Las Majadas) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— “Memoria explicativa de la Hoja número 611 (Cañete) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— “Memoria explicativa de la Hoja número 588 (Zafrilla) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— “Mapa geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja número 47, (Teruel)”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1973).— “Programa sectorial de exploración de hierro subsector y Centro-Levante, Area I Almohaja-Sierra Menera-Pedregales”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1973).— “Memoria explicativa de la Hoja número 28-24 (Manzanera) MAGNA”, *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1977).— “Memoria explicativa de la Hoja número 27-20 (Argente) MAGNA”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1977).— “Memoria explicativa de la Hoja número 26-24 (Ademuz) MAGNA”. *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1978).— “Memoria explicativa de la Hoja número

- 27-24 (Camarena de la Sierra) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1978).— "Memoria explicativa de la Hoja número 28-22 (Alcalá de la Selva) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1979).— "Memoria explicativa de la Hoja número 25-21 (Checa) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1980).— Evolución sedimentológica y Tectónica del ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Inédito).
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBERO, A. y CONDE, C. (1974).— "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *IGME*, pp. 1-113.
- JOSOPAIT, V. (1972).— Das Kambrium und das Tremadoc von Ateca (Westliche Iberische Ketten, NE Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläont.* Bd. 23, 121 pp. 26 figs.
- LAPPARENT, A.F. (1960).— Los dos dinosaurios de Galve (Teruel). *Rev. "Teruel"*, núm. 24.
- LOTZE, F. (1929).— Stratigraphie und Tektonik des Keltibersichen Grundgebirges (Spanien), *Beitr. Westl. Mediterrangebiete*, núm. 3, *Abh. Ges. Wiss. Göttingen.*, Math. Phys. Kl.N.F. t. 14, núm. 2. Berlin Trad. esp. en *Publ. Extr. Geol. Esp. Inst. "L. Mallada"* t. 8, 315 pp. Madrid.
- MELLENDEZ, A.; PARDO, G.; PENDON, J.G. y VILLENNA, J. (1981).— "Las facies terminales del Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, núm. 10, pp. 137-148.
- MELLENDEZ HEVIA, F. (1971).— "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas". Tesis Doctoral. Univ. Madrid. pp. 1-245.
- MELLENDEZ HEVIA, F. (1972).— "El sinclinal Cretácico del Alto Tajo-Valdecabriel (Serranía de Cuenca)". *Bol. Geol. Min. IGME*. V. 83, núm. 3, pp. 211-220.
- MELLENDEZ 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.
- MELLENDEZ 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.
- MELLENDEZ HEVIA, F.; VILLENNA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO GARCIA, J.M.; OLIVE DAVO, A.; ASSENS CAPARROS, J. y SANCHEZ SORIA, P. (1974).— Síntesis del Cretácico de zona Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *I. Reunión campo sobre Cret. Serranía de Cuenca*.

- MOISSENET, E. (1979).— Relief et tectonique récente: Quelques transversales dans les fossés internes des chaînes ibériques orientales. *Travaux de la RCP: Relief et Néotectonique dans le pays méditerranéen*. Vol. 461, pp. 159-207.
- MOISSENET, E. (1980).— Reliefs et déformations récents: trois transversales dans les fossés internes des Chaînes Ibériques orientales. *Revue géologique des Pyrénées et du Sud-Ouest*. T. 51, pp. 1-25.
- MOISSENET, E.; ADROVER, R. y AGUIRRE, E. (1974).— Fosa de Teruel. Col. *Inst. sobre Bioestr. Cont. del Neógeno Sup. y Cuat. Inf. Libro guía*. pp. 51-68.
- OLIVE, A.; PORTERO, J.M.; CAPOTE, R. y GUTIERREZ, M. (1981).— Geología de la fosa del Jiloca y sus alrededores. *XV Curso Geolog. práctica Teruel. Col. Univ. Teruel*, pp. 79-98.
- PARGA, J.R. (1969).— "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hispánico". *Trab. Labo. Geol. Lage*. núm. 37, pp. 3-17.
- PARDO TIRAPU, G. (1979).— Estratigrafía y sedimentología de las formaciones 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 confluencia 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 Albarracín. *CSIC. Monogr. Inst. "Lucas Mallada" 16*, 283 pp. 1 mapa.
- RIBA ARDERIU, O. y Equipo del IGME (1972).— Mapa Geológico de España E: 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. *Memoria núm. 47. "Teruel"*, 43 pp. IGME. Madrid.
- RIBA ARDERIU, O. (1982).— Sierra de Albarracín. *XVI Curso de Geología Práctica, Teruel. Memoria*, pp. 44-66, 2 figs.
- RICHTER, G. y TEICHMULLER, R. (1933).— Die Entwicklung der Keltiberischen ketten. *Beitr. zur Geol. Westl. Mediterraengebiete. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. kl. 3 Folge, H.7*, 118 pp. Berlin.
- SACHER, S. (1966).— Stratigraphie und Tektonik 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 Trías 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 Albarracín y sus zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica. *"Teruel"*. pp. 7-22. núm. 7.
- TEMIÑO, J. (1982).— Estudio estratigráfico del Pérmico y Triásico de Sierra Carbonera (Teruel) *Tesis de licenciatura. Fac. C. Geol. Madrid*.
- TINTANT, H. et VIALARD, P. (1970).— Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca. *C.R. Somm. Séanc. Soc. Géol. Fr. fasc. 6*, pp. 207-209.
- TRICALINOS, J. (1928).— Untersuchungen über den Bau der keltiberischen Ketten des Nordöstlichen Spaniens. *Z. deutsch. geol. Ges. Abh. t. 80*, pp. 409-482. Berlin.

- 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 mesozoischer Kamm im SE-Teil der Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten Spanien). *N. Jb. Geol. Paläontol.* tomo 127. núm. 3. pp. 349-365.
- VAN DE WEERD, A. y DAAMS, R. (1978).— Quantitative composition of Rodent Faunas in the Spanish neogene and Paleological Implications. *Proc. of the Koninklijke Nederlandse Akademie (Amsterdam)*. Vol 81, núm. 4, pp. 448-473.
- VIALARD, P. (1966).— Sur le Crétacé de la Chaîne Ibérique Castellaine entre le rio Turia et la Haute vallée du río Júcar (Valencia-Cuenca). *C.R. Acad. Sc. Paris*. Tomo 262. pp. 1.996-1.997.
- VIALARD, P. (1973).— Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale. *Tesis Doctoral*. Univ. Toulouse. pp. 1-445.
- VIALARD, P. (1978).— "Tectogénese de la Chaîne Ibérique: Relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasée".
- VIALARD, P. (1979).— "La Chaîne Ibérique: Zone de cisaillement intra-continentale pendant la tectogénese Alpine". *C.R. Acad. Sc. Paris*. V. 289. pp. 65-68.
- VIALARD, P. y GRAMBAST, L. (1970).— "Sur l'âge post-Stampien Moyen duplissement majeur dans la Chaîne Ibérique Castellaine". *C. R. Somm. Soc. Bol. Geol. France*. V.1. pp. 1-9.
- VILLENA, J. (1971).— "Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo". *Tesis Doctoral*. Univ. Granada. 291 pp.
- VILLENA, J. (1976).— Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel) (Paleozoico). *Bol. Geol. Min.* t. 87. núm. 4. pp. 329-354.
- VILLENA, J. (1980).— "El Ordovícico del sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". (En prensa in HAMMAND, Geol. Soc. Am. Bull.).
- VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; LINARES, A. y RIBA, O. (1971).— "Características estratigráficas del Jurásico de la Región de Molina de Aragón". *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 2. pp. 355-374.

- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A.; HERNANDO, S. y ARCHE, A. (1980).— El Pérmico en España. *Rev. Esp. Micropaleontología*, v. 12. núm. 2. pp. 255-262.
- WEERD, A. VAN DE (1976).— "Rodent faunas of the Mio-Plioceno Continental Sediments of the Teruel-Alfambra Region Spain. *Utrecht Micropaleontological bull. Spec. Publ. Indet.* núm. 2. pp. 1-127.
- WIEDMANN, J. (1975).— Subdivisiones y precisiones estratigráficas en el Cretácico superior de las cadenas Celtibéricas: *I. Sim. Cret. Cord. Iber.* pp. 137-151.
- WIEGAND, K.D. (1966).— Sediment strukturen und Sedimentation in Ordoviciu Keltiberiens (NE-Spanien) und der Franken waldes (NE Bayern). Inaug. Diss. Universität zu. Heidelberg.
- YEBENES, A. (1974).— "Estudio petrológico y geoquímico de las carniolas del Cretácico Superior de la Serranía de Cuenca". *I. Simp. Cret. Cord. Iber.* pp. 99-111.
- YEBENES, A.; GOY, A. y COMAS-RENGIFO, M.J. (1978).— "El Lías en el sector septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". *Grp. Esp. del Mesoz. excurs. al Jurásico de la Cordillera Ibérica Univ. Madrid. Fac. Geol.* núm. 1. pp. 1-29.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA