

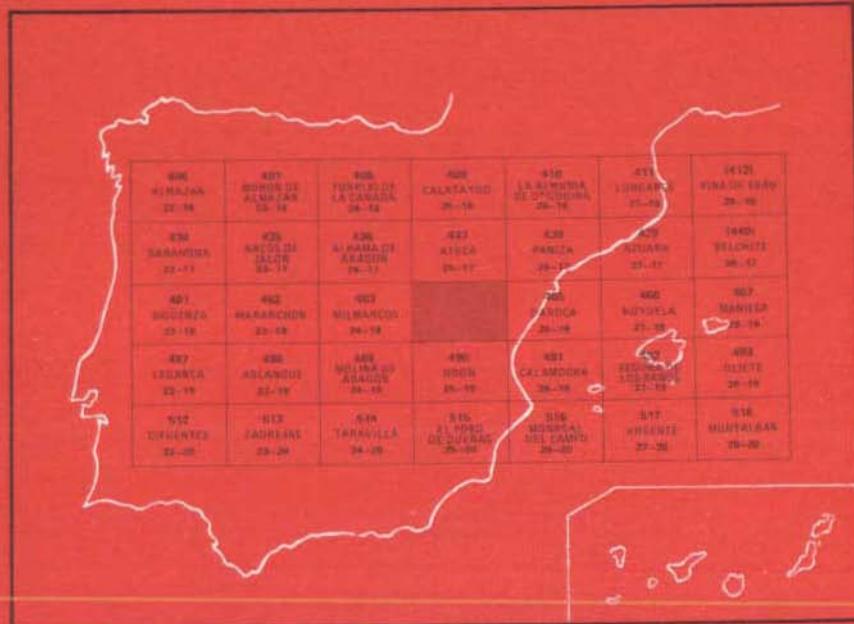


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

USED

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

USED

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: P. del Olmo (C.G.S.) y J.M. Portero (C.G.S.).

Geomorfología: J.M. Portero y M. Gutiérrez (Univ. de Zaragoza).

Formaciones superficiales: J.M. Portero.

Secciones estratigráficas: P. del Olmo, J.M. Portero, C. Puigdefábregas y J. Giner (Univ. Barcelona).

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

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

Macropaleontología: Ammonites y Braquiópodos: A.Goy y M.J. Comas (Univ. de Madrid).

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

Memoria: J.M. Portero con la colaboración de M. Gutiérrez (Geomorfología), M.J. Aguilar, M.C. Leal y J. Giner.

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

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

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

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

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

Depósito Legal: M. 28.009 - 1983

I.S.B.N.: 84-7474-210-2

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

INTRODUCCION

La hoja de Used está situada en la Cordillera Ibérica y forma parte de las provincias de Guadalajara y Zaragoza.

Se caracteriza por un relieve accidentado, con cotas que varían entre los 800 y 1433 metros. Destacan las profundas hoces y gargantas de los ríos en la mitad occidental, las llanadas de la zona de Used, en relación con la Laguna de Gallocanta, en el cuadrante suroriental y las elevaciones montañosas del cuadrante nororiental, desarrolladas sobre cuarcitas paleozoicas.

La red fluvial pertenece a la Cuenca del Ebro. Discurre drásticamente encajada y es tributaria del río Jalón (Cuenca del Ebro), destacando sobre todos el río Piedra. En los alrededores de la Laguna de Gallocanta aparece un sistema endorreico de funcionamiento intermitente constituido por ramblas y barrancos. Al Este de las elevaciones paleozoicas la red vierte aguas al Jiloca.

La densidad de población es relativamente baja siendo el núcleo más importante la localidad de Used. Se trata de una zona en donde dominan los cultivos agrícolas de secano, quedando el regadío restringido a las vegas de los ríos. La extensión de terreno baldío y desprovisto de vegetación es muy

importante, con un interesante potencial forestal, habiéndose repoblado ya extensas áreas.

Desde el punto de vista geológico la región estudiada se sitúa en el Sistema Ibérico o Sistema Celtibérico (TRICALINOS 1928, LOTZE, 1929). El Sistema Ibérico está limitado por las Cuencas terciarias del Tajo (al sur-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 en la parte occidental y hacia el NE en la oriental de la cordillera. También se observan estructuras de dirección NE-SO (Directriz Guadarrama) y NNE-SSO. Se conservan numerosas Cuencas internas llenas por sedimentos continentales del Neógeno en disposición subhorizontal o suavemente deformados y basculados, entre las que destacan las de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra orientadas según la directriz Ibérica y la NNE-SSO.

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 (IGME, 1980).

Tradicionalmente el Sistema Ibérico se divide en dos ramas: Aragonesa o Bilbilitana (que incluye también la Sierra de la Demanda) y Castellana separadas por la Cuenca terciaria de Calatayud-Teruel. Esta división se basa en las analogías que presentan entre sí los sedimentos mesozoicos en cada una de ellas (RIBA, 1959). Actualmente algunos investigadores del Paleozoico proponen que esta división se realice a partir del borde suroccidental de los afloramientos paleozoicos de las hojas de Used, Calamocha (26-19), Daroca (26-18) y Ateca (25-17), por considerar que, al menos para los materiales del Cámbrico-Ordovícico-Silúrico existen grandes analogías a uno y otro lado de la Cuenca de Calatayud-Teruel y fuertes diferencias con los que afloran más hacia el suroeste en los alrededores de Molina de Aragón.

La morfología de la región está dominada por la presencia de una extensa superficie de erosión, de carácter probablemente policílico, generada en varias etapas del Plioceno medio-superior y que tradicionalmente venía siendo considerada como "Finipontiense". Esta superficie se encuentra desnivelada, existiendo además numerosos relieves residuales no desmantelados y otros que actuaron como bloques levantados en las fases distensivas Ibero-manchegas (relieves paleozoicos). En la superficie de erosión fundamental se encaja profundamente la red fluvial dando origen a hoces y gargantas de gran belleza.

Destaca sobre todo el área endorreica de la Laguna de Gallocanta ligada a procesos tectónicos.

A parte 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.

Se han elaborado también mapas geomorfológicos de tipo morfográficos y de depósitos superficiales, a escala 1/50.000 de los que se incluyen en la presente memoria una reducción a escala aproximada de 1:100.000.

1 ESTRATIGRAFIA

En la hoja afloran materiales del Cámbrico medio-superior, Ordovícico, Triásico, Jurásico (Lias y Dogger), Cretácico (Albiense a Senonicense), Eocene superior, Oligoceno, Mioceno, Plioceno y Cuaternario (figs. 1 y 2).

La estratigrafía del Cámbrico y Ordovícico de la Cordillera Ibérica fue descrita por LOTZE en 1929. En los trabajos posteriores se ha respetado en general la nomenclatura que el citado autor dio a las distintas unidades litoestratigráficas.

El propio LOTZE, junto con SDZUY (1961), realiza la biozonación y subdivisión del Cámbrico inferior y medio, modificadas más tarde por SDZUY (1971).

Otras aportaciones al estudio del Cámbrico de la Ibérica, se deben a P. CARLS (1962), BARTSCH (1966), SCHEIDT-THOME (1968), SCHEUPLEIN (1970), SCHMITZ (1971), JOSOPAIT (1972), MANSOURIAN (1974), WIEMER (1975) y WOLF (1980) entre otros.

La división estratigráfica del Cámbrico y Ordovícico de la hoja basada en LOTZE, SDZUY, JOSOPAIT y WOLF op. cit. queda reflejada en la figura 1.

El Paleozoico de la hoja de Used aflora en el tercio nororiental de la misma. Los datos para la descripción de las unidades se basan fundamentalmente en los de las secciones estratigráfica levantadas en las hojas colindantes de Ateca (25-17) y Daroca (26-18), en las que las condiciones de afloramiento son más favorables.

La tendencia general es la de aumento de espesor hacia el noroeste acompañada de una mayor profusión de intercalaciones pizarrosas.

1.1 CAMBRICO MEDIO Y SUPERIOR

1.1.1 Fm. Almunia. Miembro B. Pizarras y areniscas (2). Cámbrico medio y superior

Aflora en el ángulo noreste de la hoja.

Está formada por pizarras y areniscas de grano muy fino disminuyendo hacia el techo el porcentaje de arenas. Los tonos dominantes son grises y verde oscuros a negruzcos. Tiene un espesor del orden de los 800 metros.

Las areniscas están formadas por granos de cuarzo (50-70%), feldespatos alterados (10-20%) en los que se aprecia una cierta proporción de feldespato potásico (5-20%), a veces sustituidos por carbonatos y óxidos de hierro. Parte de la matriz sericítico-clorítica, proviene de la matrización (diagénesis) de pequeños fragmentos de rocas lábiles. También aparece biotita ferruginizada y opaquinizada.

Está constituida por secuencias decamétricas-hectométricas de energía creciente. En la base de éstas predominan las pizarras y limolitas ligeramente bioturbadas con cuerpos lenticulares de areniscas (*linsen*) e intercalaciones de capas centimétricas de areniscas de grano fino. En estos cuerpos arenosos se encuentran estratificaciones cruzadas de pequeña escala debidas a *ripples*, que normalmente son de oscilación. Ocasionalmente aparece estratificación *flaser*.

El tramo superior de las megasecuencias es arenoso y está formado por bancos de hasta 1 m de potencia de areniscas de grano fino a medio, en secuencias generalmente granocrecientes. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son debidas a *ripples* generalmente de oscilación a veces aparece estratificación *flaser*. Otros bancos tienen estratificación cruzada de gran escala en ocasiones con *ripples* sobreimpuestos, y superficies de reactivación. Es frecuente la bioturbación en los tramos arenosos, que en ocasiones borran todo tipo de estructuras anteriores, dando un aspecto masivo al banco.

Se interpretan como materiales depositados en medio marino de plataforma somera, con predominio de términos intermareales (*mud-flat* y *sand-flat*).

1.1.2 Fm. Almunia. Miembro C. Cuarcitas, areniscas y pizarras (3). Cámbrico medio y superior

Aflora en una banda alargada de dirección NO-SE en el extremo nororiental de la hoja. Constituyen un suave resalte morfológico dentro de la serie pizarrosa del Cámbrico.

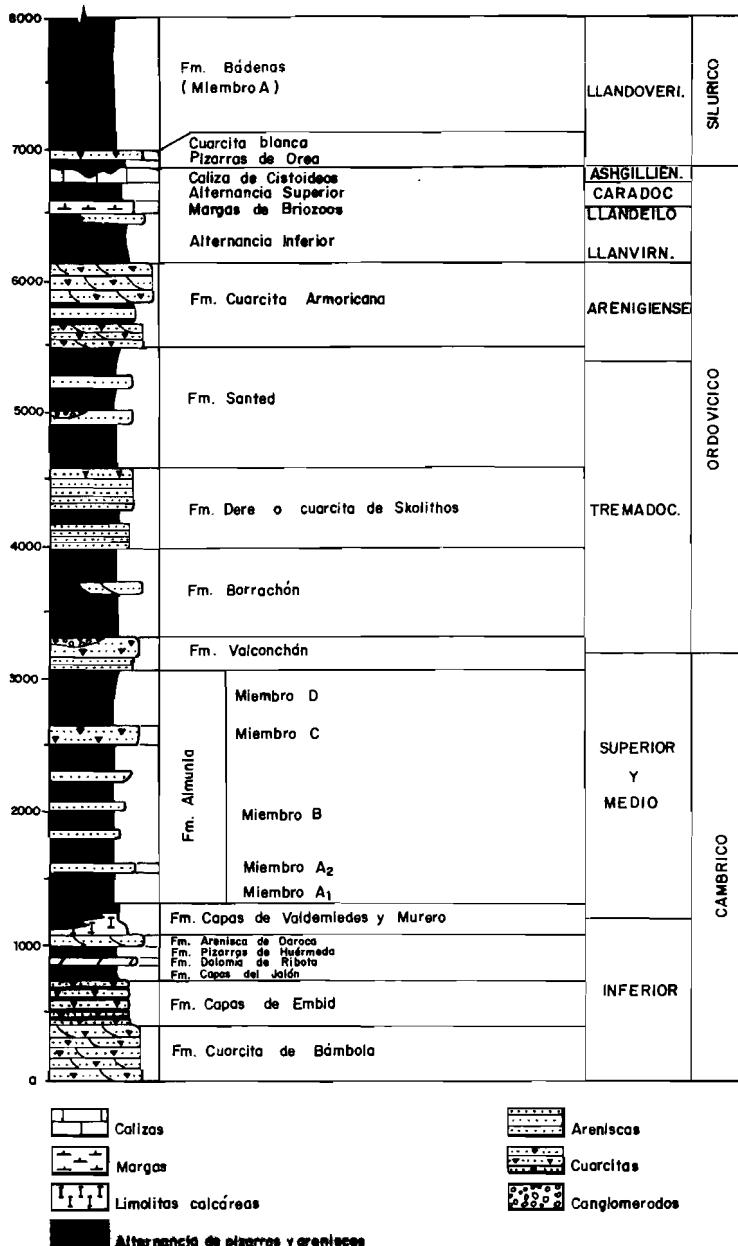


Fig. 1.— Columna estratigráfica sintética del Cámbrico-Ordovícico

La potencia de la unidad se estima en unos 200-250 metros.

Está constituido fundamentalmente por areniscas y cuarcitas de grano muy fino a fino, en capas mayores de 0,5 m de potencia, con algunos niveles intercalados de pizarras limolíticas, más abundantes hacia la base.

La composición de las areniscas es semejante a la de los otros miembros de la Fm. Almunia. Los granos de cuarzo (60-80%) tienen contactos de presión-solución con algunos crecimientos secundarios que a veces da a la roca un aspecto cuarcítico; feldespato (0-25%) y matriz (20%).

Las areniscas suelen presentar estratificaciones de tipo tabular y bajo ángulo (a veces de surco) con techos ondulados y morfología de barras. Hacia el techo aumenta la proporción en arena, así como el tamaño del grano. En este mismo sentido aumenta la bioturbación. En el resto de los niveles arenosos se encuentran laminaciones debidas a *ripples* generalmente de oscilación. Ocasionalmente hay estratificación *flaser*.

En los niveles de pizarras y limolitas intercalados con frecuencia se observan lentejones arenosos (*linsen*) de algunos centímetros de longitud.

Se interpretan como depósitos de llanura de mareas, con predominio de términos intermareales (*mixed flat* y *sand flat*) y desarrollo frecuente de barras.

1.1.3 Fm. Almunia. Miembro D. Pizarras, areniscas y cuarcitas (4). Cámbrico medio y superior

Aflora en la misma zona que las unidades anteriores dando origen a relieves suaves y alomados.

Su potencia se evalúa alrededor de los 600 metros, aunque en zonas próximas (hoja de Daroca) se han medido unos 950 metros, que posiblemente sean excesivos por efecto de suaves repliegues de la serie.

Se caracteriza por el predominio de las pizarras de colores negruzcos, sobre las areniscas y cuarcitas.

La composición de las areniscas es parecida a la de otros miembros de la Fm. Almunia. Los granos de cuarzo (60-75%) tienen contactos de presión-solución; hay feldespatos (0-15%); fragmentos de rocas (0-10%) y matriz (0-25%). En algunas muestras el porcentaje de óxidos de hierro alcanza el 25%. Son de grano fino a muy fino y ocasionalmente de grano medio.

Normalmente presentan *ripples* de oscilación, conservándose su morfología a techo de las capas, y ocasionalmente estratificación *flaser*. En los niveles más potentes de arena media hay estratificación cruzada de gran escala, superficies de reactivación (sigmoids), bioturbación intensa y techos suavemente ondulados. Una secuencia relativamente frecuente es estratifica-

ción cruzada de gran escala/*ripples*/*flaser* y *linsen* en los finos pizarrosos.

Se interpretan como depósitos de llanura de mareas con predominio de términos asimilables al *mud-flat* y *mixed-flat*.

1.2 CAMBRICO-ORDOVICICO

1.2.1 Fm. Valconchan. Cuarcitas, areniscas, pizarras y conglomerados (5). Cámbrico superior-Tremadociense

Aflora extensamente en todo el cuadrante nororiental de la hoja. Constituye un suave resalte morfológico.

Tiene una potencia total comprendida entre 300 y 400 metros. Está constituida por cuarcitas blanquecinas bien estratificadas, areniscas de tonos pardo oscuros y pizarras gris verdosas. Presenta cambios de facies y potencia acusados, intercalándose más finos hacia el noroeste.

En la literatura también se reconoce a esta unidad bajo el nombre de “cuarcita del límite” (*Grenzquarzit*) por haberse encontrado en ella Trilobites de tipo Pacífico que indican el límite entre el Cámbrico y el Ordovícico.

Las muestras de arenisca y cuarcita son de grano fino y muy fino, formadas por granos de cuarzo (60-75%), feldespatos (potásicos y plagioclásas) muy alterados (0-25%), moscovita y biotita, y matriz clorítica (10-25%). Normalmente hay orientación paralela de los granos, a veces se observa bandeados granulométricos y composicionales. En niveles o bandas con poca matriz los granos tienen contacto de presión solución. Como accesorios hay círcón, turmalina y rutilo. Las areniscas y cuarcitas son excepcionalmente de grano medio. Se estratifican en capas desde laminadas a tableadas (< 20 cms) y en bancos de 30 a 60 cm de aspecto masivo.

Los niveles en bancos presentan estratificación cruzada de tipo tabular (ocasionalmente en surco), *ripples* y techos suavemente ondulados. Suelen estar medianamente bioturbados. En ocasiones son masivos (bioturbación intensa).

Las areniscas tableadas tienen estratificación cruzada de gran escala, *ripples* y *flaser*. Los niveles laminados contienen *ripples* de oscilación y *flaser*. Las pizarras tienen estratificación *linsen* y bioturbación.

La secuencia más completa observada se compone de los cuatro términos descritos: areniscas o cuarcitas en bancos (tableadas) laminadas y, por último, pizarras. A techo de algunos bancos se encuentran superficies débilmente ferruginizadas que pueden indicar interrupciones en la sedimentación o cortas exposiciones subaéreas.

En el techo de la unidad se encuentran lentejones discontinuos de conglomerados de cantes de cuarzo y cuarcita redondeados con un tamaño máximo de dos centímetros y otros de cantes angulosos de pizarras y areniscas. En estas capas se encuentran *Oryctoconus*.

Se interpretan como depósitos de llanura de mareas, con predominio de términos de *mixed flat* y *sand-flat* y desarrollo esporádico de canales mareas sobre todo en el techo de la formación.

1.3 ORDOVICICO

1.3.1 Fm. Borrachón. Pizarras, areniscas y cuarcitas (6). Niveles de cuarcitas y areniscas (7). Tremadociense

Su nombre procede de la colina de Borrachón, situada al Sur de Val de San Martín en la vecina hoja de Daroca.

Forma una franja de dirección NO-SE replegada en el borde norte de la hoja.

Está formada por pizarras y limolitas gris verdosas a negruzcas, con bancos de cuarcitas y areniscas intercaladas.

Las muestras estudiadas son areniscas formadas por cuarzo (45-75%), feldespatos (15-25 %) con predominio de las plagioclasas sobre los feldespatos potásicos, moscovita (10% en algunas muestras) y matriz clorítica, que puede estar impregnada de óxido de hierro. También se observa biotita totalmente alterada a clorita y óxido de hierro. Como minerales accesorios: circón, turmalina y rutilo.

La potencia estimada es de 750 m aunque regionalmente puede alcanzar los 900 m. Esta unidad como la anterior sufre fuertes variaciones de potencias con el aumento en el sentido SE-NO.

En esta sección se observan claramente tres tramos; el inferior y superior (de unos 200 y 250 m respectivamente) están formados por pizarras y limolitas verdosas a negruzcas con intercalaciones de areniscas de grano muy fino, en capas desde lenticulares (*linsen*), hasta de 25 cm. Las estructuras visibles son de laminaciones cruzadas debidas a *ripples* de oscilación y ocasionalmente *flaser*. En el tramo superior, con mayor porcentaje en fracción arenosa, aparecen también laminación paralela y bioturbación, que en ocasiones es muy intensa. El tramo intermedio, de 200 m de potencia, está formado por areniscas de grano medio, con escasas intercalaciones de pizarras y limolitas de aspecto laminado. En las capas de areniscas predominan las que tienen un aspecto lajeado con estructuras internas de laminación

paralela, *ripples* y en ocasiones *flaser*. En los bancos de mayor potencia se observan estratificaciones cruzadas de gran escala y de tipo tabular y en artesa. A veces presentan base canalizada y claras superficies de acreción lateral.

Las medidas de corriente tomadas en megaripples indica aportes pròvenientes del NE (240°).

Se interpretan como depósitos de llanura de mareas con predominio de términos del *mud-flat* y *mixed-flat*. La existencia en algunos puntos de la formación, de bancos de cuarcita del orden de 4 a 5 m de potencia con estructura interna de estratificación cruzada de surco y con base canalizada o superficies de acreción lateral, se ha interpretado como canales mareales.

En la cartografía se ha diferenciado un nivel, bastante constante en el noroeste de la hoja, en el que predominan niveles arenosos sobre los pizarrosos (7).

Más al N de la zona estudiada se han encontrado Trilobites y Braquiópodos. WOLF (1980) da microfauna rica en Acritarcos que indican una edad Tremadociense.

1.3.2 Fm. Cuarcita de *Scolithus* (Deré). Cuarcitas y areniscas (8). Tremadociense

Aflora en el cuadrante noreste de la hoja y se extiende en una banda de dirección dominante NO-SE, replegada en su parte central. Dan origen a un débil resalte morfológico.

Está constituida por areniscas y cuarcitas muy bien estratificadas, de tonos blanquecinos y amarillentos entre los que se intercalan, sobre todo hacia el noroeste niveles de alternancia de pizarras negruzcas y areniscas en capas finas.

El espesor se estima en unos 450 metros, aumentando ligeramente hacia el noreste.

Las areniscas son subarcosas de grano muy fino o fino formadas por granos de cuarzo (50-60%), feldespatos (25%), con mayor porcentaje del feldespato potásico que la plagioclasa, moscovita en algún nivel hasta el 15%, y escasa matriz clorítica. La biotita está totalmente alterada a clorita y óxido de hierro. Los granos tienen contactos de presión-solución, y la textura cuarcítica se produce por cementación de sílice en crecimientos secundarios. Como accesorios círcón y rutilo.

Las areniscas son localmente de grano medio preferentemente a techo de la unidad, también la potencia de los estratos aumenta hacia la parte superior, por lo que forma una secuencia estratocreciente. Los 200 m infe-

riores están formados por areniscas de aspecto lajeado, con estructura interna de *ripples*, ocasionalmente con laminación paralela y bioturbadas. Intercalados existen bancos con estratificación cruzada tabular. En la parte superior de la formación predominan las areniscas en bancos de 30 a 80 cm con estructuras de mayor energía, estratificación cruzada tabular con techos ondulados debido posiblemente a retoques de oleaje. La bioturbación tanto en la superficie de los estratos como en la vertical es muy abundante lo cual indica una sedimentación rápida con cortos períodos de tranquilidad.

Se interpretan como depósitos de llanura de mareas, dominando los términos de *sand-flat* y con desarrollo episódico de barras.

Esta unidad es pobre en fauna. Fuera de la zona se han encontrado algunos Trilobites que permiten una atribución al Tremadoc. o al Arening. Las huellas como *Cruziana semiplanata* y *C. rugosa*, además de la fauna de Acritarcos indican sin duda Tremadoc.

1.3.3 Fm. Santed. Pizarras y areniscas (9). Tremadociense-Arenigense

Aflora en la mitad oriental del cuadrante nororiental de la hoja. Se encuentra siempre muy recubierta por derrubios de la cuarcita armónica suprayacente.

Su espesor se estima en unos 400 metros. Hacia el noroeste (hoja 25-17 Ateca) aumenta para llegar a los 950 metros.

Está constituida por una alternancia de areniscas de tonos pardo-amarillentos y limolitas pizarrosas verdes y rojizas.

Al microscopio las areniscas son subarcosas de grano fino formadas por granos de cuarzo abundantes (50-60%), feldespato potásico (10-15%), plagioclasa (5-10%), biotita (5%), moscovita (0-5%) y matriz clorítica. Como accesorios circón, turmalina y rutilo. Hay óxido de hierro procedente de la ferruginización de la biotita y alteración de feldespatos. También se observan reliquias de caolinita por transformación de micas y feldespatos. Generalmente presentan microestratificación paralela con niveles de acumulación de minerales pesados.

Normalmente hay un ligero dominio de la fracción arenosa en la formación, en capas de aspecto laminado con estructura interna de *ripples*, en la mayor parte de los casos, de oscilación. Ocasionalmente se encuentran microsecuencias granodecrescentes y laminaciones paralelas. La bioturbación es escasa. Las direcciones de corriente medidas en los *ripples* de oscilación es de 45°. En la mitad superior aparecen con frecuencia granulometrías y potencias de bancos mayores. En ellos se encuentran estratificaciones cruzadas de tipo tabular y en menor proporción de surco (*trough*). Las direccio-

nes de aporte en estas capas es de 280°. Presentan superficies de reactivación de geometría sigmoidal. Los tramos limolíticos contienen niveles centimétricos de areniscas de *ripples* y con laminación paralela. Estos materiales se han depositado en una llanura de mareas de carácter dominante arenoso (*sand-flat* y *mixed-flat*).

La fauna de Trilobites y Graptolites en la hoja de Ateca (25-17) indica que el techo de la Formación tiene ya una edad Arenigense.

1.3.4 Fm. Cuarcita Armoricana. Cuarcitas. Niveles de pizarras y areniscas (10). Arenigense

Aflora extensamente en la zona oriental de la hoja. Da lugar a importantes elevaciones montañosas con resalte morfológicos acusados que forman *crestas* y *hog-backs* ocasionales.

Ha sido estudiada parcialmente en sus tramos cuarcíticos en la columna de Puerto de Used cerca de la carretera que va de Used a Ateca.

El espesor total de la unidad se estima en unos 350 metros.

Está constituida por potentes niveles de cuarcitas blanquecinas y rojizas, estratificadas en capas decimétricas y ocasionalmente métricas. Aparecen dos niveles de areniscas lajosas y pizarras de los que el más importante y continuo, con unos 40 metros de potencia es el situado en la mitad superior.

Las cuarcitas son cuarzoarenitas de grano fino a medio con granos de cuarzo subanguloso a subredondeado y matriz clorítico-serícita, por alteración de feldespatos y micas, y preferentemente ortocuarcitas con cuarzo subredondeado, muy bien clasificadas y sin apenas matriz, cemento bien desarrollado de cuarzo con crecimientos secundarios. Los granos suelen estar interpenetrados por presión-solución. Como accesorios destacan la turmalina, circón y rutilo.

Los niveles de cuarcitas presentan estratificación cruzada de gran escala de tipo planar, a veces de bajo ángulo y ocasionalmente de tipo festoneado, que indican aportes de dirección y sentido entre 210 y 280 grados. Ocasionalmente aparecen superficies de reactivación que ocasionan estructuras sigmoidales que retocan la estratificación cruzada. Suelen presentar bases planas y techos ondulados por retoque probablemente mareal, reconociéndose en muchos casos morfologías de barras. La parte alta de la formación suele estar muy bioturabada con icnofauna de tipo *Scolithus*.

Los tramos blandos vienen definidos por areniscas blanquecinas muy laminadas con abundantes *ripples* de oscilación que pueden tener láminas arcillosas (*flaser*) y pizarras con delgados lentejones arenosos (*linsen*).

La formación se interpreta como depósitos de barras, probablemente mareales, desarrolladas en una llanura arenosa (*sand-flat*).

La "Cuarcita Armoricana" es muy rica en icnofósiles destacando las pistas horizontales de tipo *Cruziana* y los *burrows* verticales de tipo *Scolithus* sobre todo en la parte superior de la formación. Las formas son referibles a *Cruziana imbricata* SEILACHER, *C. rugosa* D'ORB emmend KOLB. y WOLF. y *Scolithus linearis* HALDEMAN, que definen un Arenigiano.

1.3.5 Pizarras y areniscas (11). Ordovícico medio

Afloran siempre muy recubiertas por derrubios en los alrededores de la localidad de Used. Los afloramientos vistos están afectados por una intensa tectónica de fractura en relación con la falla de gravedad que las separa de las cuarcitas de la unidad antes descrita.

Sin duda alguna pertenecen a la unidad conocida bajo el nombre de "Alternancia inferior" aunque no puede descartarse la posibilidad de que aparezcan términos algo más superiores dada la abundancia de Briozos en algunos afloramientos.

Está constituido por pizarras arenosas y areniscas ferruginosas alternantes en capas decimétricas, muy tectonizadas.

Por correlación con afloramientos situados por encima de la Cuarcita Armoricana en las hojas colindantes de Daroca (26-18) y Calamocha (26-19) en donde han sido perfectamente datados el Llanvirniense y Llandeiloense, se les atribuye esta edad en la hoja de Used.

1.3.6 Rocas volcánicas. Riolitas (1)

Basándonos en los datos cartográficos de JOSOPAIT (1972) se han diferenciado en la cartografía los afloramientos de rocas volcánicas ácidas situados al borde Norte de la hoja que intruyen en sedimentos del Tremadoc asimilables a la Formación Borrachón.

Estas rocas son clasificadas por JOSOPAIT como riolitas. Por lo que respecta a la edad del vulcanismo sólo podemos indicar que es previo a la sedimentación del Buntsandstein ya que los conglomerados de la base del Trías contienen cantos de esta naturaleza.

1.3.7 Rocas filonianas. Diques de Cuarzo (0)

En el cuadrante noreste de la hoja y atravesando sedimentos del Trema-

dociente y Arenigiense aparecen diques llenos de cuarzo de origen hidrotermal. Tienen un espesor del orden de 10-20 metros y rellenan fracturas de dirección NNE-SSO.

1.4 TRIASICO

Sobre el Triásico de la región destaca el trabajo de RAMOS (1979) que estudia el Pérmico, Buntsandstein y tránsito al Muschelkalk de la región situada al Oeste de Molina de Aragón, unos 30 Km. al Sur y Sureste de los afloramientos que aparecen en la hoja de Used. En el informe del IGME (1980) se realiza un profundo estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Triásico situado al Noroeste, Oeste y Sur. Durante la década de los setenta han aparecido numerosos trabajos de índole petrográfica sobre el Muschelkalk y Keuper del Sistema Ibérico.

1.4.1 Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (12). Facies Buntsandstein

Aflora en una banda estrecha y alargada de dirección Noroeste-Sureste que se sitúa en el borde occidental del cuadrante nororiental de la hoja. Constituye la base de los frentes de *crestas* y *hog-backs* originados por el Muschelkalk que yace sobre él. Normalmente se presenta muy cubierto en vertientes afectadas por regularización intensa, por lo que en esta hoja no ha podido ser levantada ninguna columna estratigráfica de detalle. Para un estudio nos remitiremos a la sección de la Carretera de Calatayud a Nuévalos levantada en la hoja de Ateca (25-17) colindante al Norte.

Según RAMOS (1979) el límite inferior de la Facies Buntsandstein debe ser fuertemente diacrónico, en virtud de las fuertes reducciones de potencia que experimenta la serie de unos puntos a otros de la Cordillera. En los alrededores de Molina de Aragón el comienzo de la sedimentación se sitúa en el Pérmico superior (Thuringiense) en base a la asociación palinológica que contiene fijándose el límite superior en el Triásico medio.

En la hoja de Used tiene un espesor total del orden de los 160-200 metros.

Pueden distinguirse tres tramos que son bastante constantes en toda región.

Uno inferior constituido por conglomerados de cantos subredondeados de cuarcita y cuarzo con huellas de presión solución, areniscas, areniscas limolíticas y delgados niveles lutíticos. Las coloraciones dominantes son rojo-vinosas. Las areniscas son litarenitas de grano medio formadas por gra-

nos de cuarzo, fragmentos de rocas cuarcíticas y pizarrosas y fragmentos en avanzada fase de seritización y caolinitización. El cemento es ferruginoso poropelicular. Son abundantes las micas y como accesorios destacan el circon, turmalina y rutilo.

Se disponen en secuencias granodecrecientes de orden métrico formadas por conglomerados, areniscas y lutitas. Presentan estratificación cruzada de gran escala de tipo surco dominante y *ripples* a techo. Son frecuentes las cicatrizes erosivas internas. En la base de los *lags* puede haber cantos blandos. Se interpretan como depósitos fluviales de ríos trenzados (*braided*).

En el tramo intermedio dominan las areniscas, con algún nivel de conglomerados. Suelen contener "cantos blandos" dolomíticos más o menos ferruginizados y aparece cemento poikilotópico de dolomita que sustituye a la matriz y feldespatos. Aparecen costras dolomíticas que engloban los elementos detriticos. Se trata de litarkosas con feldespatos sustituidos por carbonatos. Tienen bases planas o ligeramente erosivas, estratificación cruzada de gran escala y *ripples*. Algunos niveles presentan los techos convexos. La bioturabación está siempre presente, sobre todo a techo del tramo. Se trata probablemente de materiales aportados por el continente redistribuidos por las mareas en un ambiente costero.

El tramo superior se caracteriza por la gran abundancia de detriticos finos de tamaño lutita y colores rojo-violáceos, entre los que se intercalan niveles decimétricos y excepcionalmente métricos de areniscas (arkosas) de tonos rojizos y blanquecinos. Suelen tener la base plana, apareciendo muy frecuentemente techos convexos. Son frecuentes las estructuras sigmoidales que cortan la estratificación cruzada y se relevan lateralmente. La estructura interna más frecuente es la laminación paralela. Eventualmente aparecen *ripples* de oscilación, grietas de desecación (*mud-cracks*) y *tepees*, sobre todo en la base de la unidad. Parece haberse depositado en una llanura de mareas en las zonas intermareales altas a supramareales.

1.4.2 Dolomías, margas dolomíticas (13). Facies Muschelkalk

Aflora en posición semejante a la de la unidad antes descrita. Da origen a morfologías de tipo *crestas* y *hog-backs* en cuyos reversos se encuentran bellos ejemplos de *chevrons*.

Se ha estudiado en las columnas de Pardos 1 (x: 770.325; y: 728.000).

Se ha estudiado en las columnas de Pardos 1 (x: 969.550; y: 728.300) y Pardos 2 (x: 970.325; y: 728.000).

Puede dividirse en cuatro tramos litológicos (IGME 1980) que de muro a techo son:

- 1) Dolomías y limos.
- 2) Dolomías en capas gruesas.

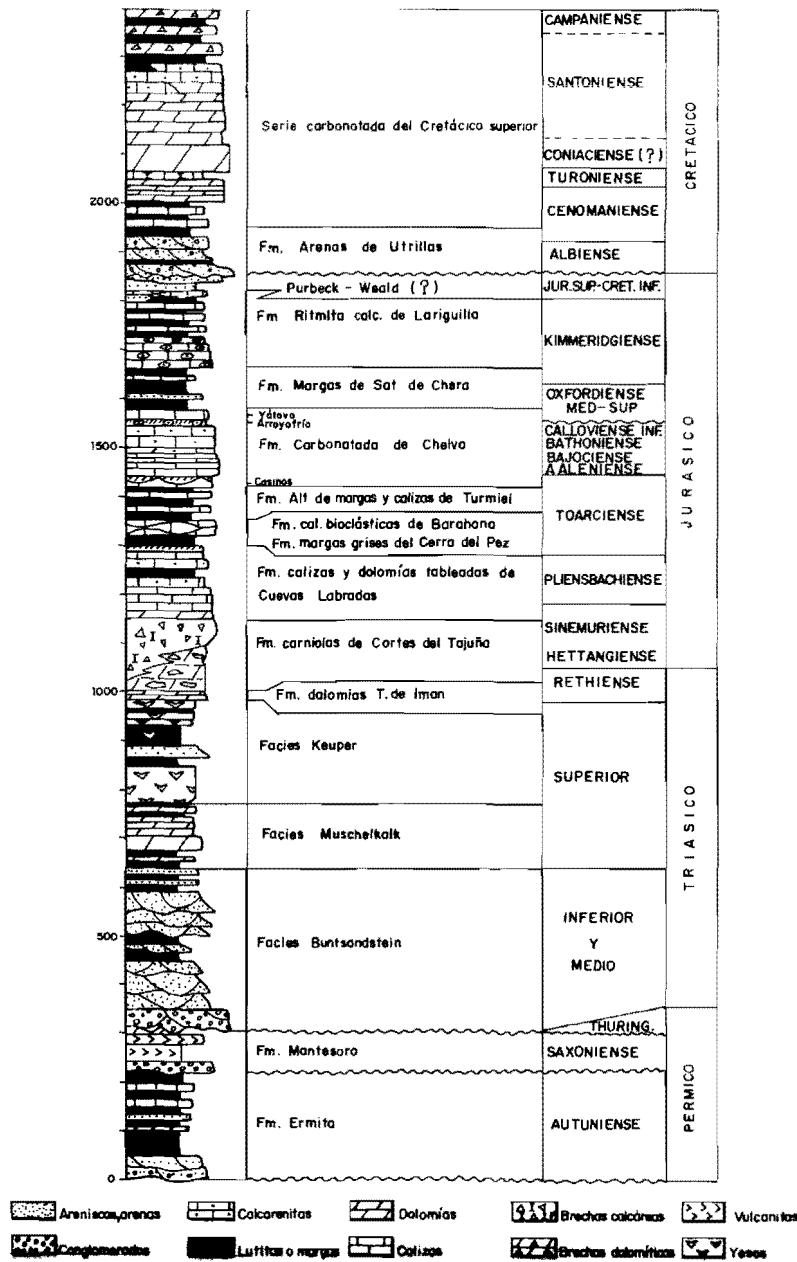


Fig. 2.— Columna estratigráfica sintética del Pérmico, Triásico, Jurásico y Cretácico.

- 3) Dolomías tableadas.
- 4) Alternancia de margas y dolomías.

El primer tramo viene definido por margas dolomíticas y limos gris verdosos y rojizos en los que se intercalan niveles decimétricos de dolomías (excepcionalmente de 1 metro) algunas areniscas y raramente nivelitos de yeso. Tiene un espesor total del orden de 15-18 metros. Las dolomías son dolomicritas y calizas recristalizadas de grano fino con zonas dolomitizadas impregnadas en óxidos de hierro. Las areniscas son arkosas ricas en feldespato potásico, con biotita, moscovita, granos subangulosos de cuarzo y cemento irregular de dolomita con óxidos de hierro asociados. Suelen presentar *ripples* (normalmente de oscilación) y laminación estromatolítica (excepcionalmente con las láminas rotas). A veces aparecen costras ferruginosas y *mud-cracks*. La bioturbación suele estar presente. Se han depositado en la zona intermareal alta a supramareal en la que esporádicamente se originaban lagunas efímeras de tipo *sebhka* litoral con deposición de evaporitas.

El tramo de dolomías en capas gruesas tiene un espesor de 47 metros en la columna de Pardos 1. Tienen colores grises y blanquecinos y se estratifican en capas de 40 cm.a 3 metros. Hacia la base aparecen los niveles más potentes con estratificación difusa que les confieren un aspecto masivo. Son dolomías de recristalización, es decir dolomicritas que han sufrido recristalización con formación de cristales finos a medios formando un mosaico denso, subidiomorfo. Hay algunos niveles de biopeldolomicritas con restos de Crinoideos y Gasterópodos en una matriz finamente recristalizada de dolomicrita. La dolomitización es penecontemporánea con la sedimentación. Presentan laminación cruzada de gran escala, ocasionalmente de bajo ángulo, observándose en los bancos la morfología de las barras y canales e incluso la base erosiva de estos últimos. A veces aparecen estratificación cruzada de pequeña escala y *ripples* de oscilación a techo de los bancos. Termina el tramo con una superficie ferruginosa con concentración de fauna de Gasterópodos. Es frecuente el sílex en nódulos y/o placas. Estos materiales se han depositado en una plataforma relativamente somera, en las zonas inter a submareales, en las que se desarrollaban barras que podrán aislar zonas protegidas con carácter hipersalino (sílex).

El tramo de dolomías tableadas tiene un espesor de 32 metros. Domina en esta zona la estratificación ondulada con juntas algo arcillosas que le confiere un aspecto noduloso. Las dolomías se estratifican en capas de 5 a 50 cm. Existen 3 niveles que dan resalte topográfico formados por bancos de 1 ó 2 metros contituidos por 3 ó 4 capas. Hay intercalaciones de margas grises en la parte medio y alta del tramo. Termina con una superficie ferruginosa intensamente

bioturabada. Son microdolomías con bandeados estromatolíticos y sombras de Crinoideos.

Como estructura interna aparece laminación cruzada de pequeña escala o laminación paralela. A techo de los bancos es frecuente la laminación estromatolítica y los *ripples* de oscilación. La bioturbación es muy abundante así como los moldes de Lamelibranquios (*Myophoria*). El depósito de esta unidad se ha realizado en una plataforma somera con predominio de términos intermareales.

Los levigados han proporcionado Foraminíferos como *Frondicularia cf. woodwardi* HOWCH y Gasterópodos con escaso valor cronoestratigráfico.

En el tramo superior alternan las margas grises y gris verdosas más o menos dolomíticas con niveles de dolomías, dolomías arcillosas y eventualmente calizas dolomíticas, estratificadas en capas de 20 a 50 centímetros, que se disponen en conjuntos de potencia métrica.

Generalmente son microdolomías que pueden estar finamente recristalizadas, con sombras de Lamelibranquios y Foraminíferos. Hay "parches" de calcita rellenando fisuras y moldes disueltos de bioclastos. Presentan laminación estromatolítica y *ripples* de oscilación. La bioturbación es intensa. Con estos datos podemos indicar que se han sedimentado en una plataforma somera en la zona intermareal. Regionalmente suelen aparecer hacia las partes altas de este tramo láminas rotas en los estromatolitos y moldes de cristales de sal, que indican una situación intermareal alta a supramareal, como paso a las condiciones de *sebkha* litoral del Keuper.

1.4.3 Arcillas, margas y yesos (14). Facies Keuper

Sus afloramientos más extensos se encuentran en los valles del río Ortiz y Arroyo de la Veguilla en la zona centro-norte de la hoja. Por su carácter blando constituyen vertientes muy regularizadas a veces modeladas en *glacis* de pequeño recorrido. Dado este recubrimiento y su deformación tectónica no ha podido ser estudiado en ninguna columna estratigráfica de detalle. Basándonos en los datos obtenidos en la columna de Nuévalos levantada en la vecina hoja de Ateca (25-17) podemos resumir sus características como sigue.

Tiene un espesor de 200 a 250 metros.

En los primeros 80-100 metros dominan las arcillas abigarradas (verdes, rojas, grises) con o sin cristales de yeso y los niveles métricos de yesos con variadas texturas secundarias (fibrosos, nodulosos, alabastrinos, etc.) y también de variada coloración.

A continuación hay unos 25-30 metros en los que aparecen arcillas y

limos y niveles margosos. Hay niveles edafizados húmicos y bancos de arenas de grano fino (arkosas) débilmente cementadas por dolomita. Como estructura interna contienen *ripples* escalantes (*climbing ripples*). Hacia el techo predominan las margas y hay dos nivelitos decimétricos de lumaquelas de pequeños Lamelibranquios cementados por microdolomita parcialmente recristalizada.

Los últimos 100-120 metros son arcillo yesíferos. Predominan hacia la base las arcillas rojas con cristales de yeso diagenético y hacia el techo los yesos, también diagenéticos, llenando grietas y en niveles bien diferenciados.

Esporádicamente aparecen aragonitos y jacintos de compostela. Probablemente estos materiales se hayan depositado en una llanura litoral que sufría invasiones del mar dejando depósitos de llanura de marea. Algunos canales drenaban esta llanura en la que se desarrollaban extensos y abundantes lagos efímeros semejantes a las *sebkhas* con precipitación de evaporitas.

La unidad es normalmente azoica y se le atribuye tentativamente una edad Triásico superior probablemente Noriense.

1.5 TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

El Jurásico de esta zona del Sistema Ibérico es conocido desde antiguo. Destacan los trabajos de TRICALINOS, VILLENA (1971), GOY et al. (1976) y el informe del IGME (1980).

En el trabajo de GOY et al. definen varias unidades litoestratigráficas que convenientemente agrupadas constituyen las unidades cartográficas distinguidas en la hoja.

Los procesos erosivos neokimméricos y aústricos previos a la sedimentación de la Fm. Arenas de Utrillas, desmantelan el Jurásico de manera diferencial, según zonas, llegando a faltar la mayor parte de sus términos en el Norte y Sureste de la hoja.

Excepción hecha de sus términos basales ha sido estudiado en las columnas estratigráficas de Fuentelsaz (x: 756.400; y: 720.350) y Cimballa 2 (x: 760.175; y: 723.700).

1.5.1 Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña. Brechas y Carniolas. Dolomías tableadas en la base (5). Rethien-se-Hettangense Sinemuriense inf. med?

Aflora constituyendo los núcleos de numerosas estructuras anticlinales más o menos complejas, o *combes* morfológicas.

En ocasiones falta total o parcialmente la formación inferior dado el carácter mecánico local de su contacto con el Keuper.

Para su descripción nos basaremos en datos puntuales y observaciones, efectuadas fuera del ámbito de la hoja.

De muro a techo se encuentran las siguientes litofacies.

La Fm. Dolomías de Imón viene dada por dolomías grises, tableadas en capas de orden centimétrico que suelen presentar laminación paralela, *ripples* de oscilación, estromatolitos y ocasionalmente moldes de evaporitas. Al microscopio son microdolomías, finamente recristalizadas, con tendencia peletoide y reliquias de laminación estromatolítica. También aparecen doloesparitas. Contienen fantasmas de Equinodermos y Lagénidos (*Frondicularia* sp.) en la hoja de Calamocha (26-19). Tiene un espesor del orden de 10-15 metros.

Regionalmente se consideran como depósitos de *tidal-flat-lagoon*.

En la Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña se distinguen dos litofacies o miembros:

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

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 intercalados, cuya disolución dio origen a la brechificación y aspecto vacuolar de las "carniolas".

Se interpretan como depósitos de *lagoon* restringido hiposalino.

— El miembro Brechas, se encuentra en parte en cambio lateral con las "carniolas" y tiene espesores muy variables, de 80-100 metros.

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

GINER (1980) sugiere un origen para estos términos en el que intervienen tres factores: disolución de evaporitas, resedimentación y control tectónico en períodos penecontemporáneos a la sedimentación. El predominio local de cada uno de estos factores da lugar a colapsobrechas o a auténticas brechas sedimentarias.

Por lo que respecta al conjunto de la unidad cartográfica puede afirmarse que es prácticamente azoica o carece de fósiles con valor cronoestratigráfico.

tigráfico. De modo tentativo puede indicarse que las Dolomías Tableadas de Imón pertenecen al Jurásico superior, debiendo situarse el límite Triásico-Jurásico dentro de las Carniolas de Cortes del Tajuña.

1.5.2 Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Dolomías, calizas y margas (16). Sinemuriense superior (?) - Carixiense

Aflora en la mitad occidental de la hoja en los núcleos de *combes* más o menos complejas correspondientes a anticinales desmantelados.

En las columnas de Fuentelsaz y Cimballa 2 se han medido los espesores parciales de 90 y 117 metros respectivamente. La potencia total debe estar próxima a los 130 metros.

Se pueden diferenciar los siguientes tramos de muro a techo.

1) 20-30 metros de dolomías y calizas cristalinas grises y rojizas estratificados en capas de 0,30 a 1,50 metros, con algún nivel de calizas (*packstone-wackstone*) intercalado. Son microdolomías recristalizadas, bandeadas y micritas peletoides con Ostrácodos. Ocasionalmente puede haber calizas de recristalización por dedolomitización. Aparecen laminaciones de tipo estromatolítico a techo de los bancos. El tramo termina con una superficie ferruginosa local.

2) 40-50 metros de calizas de muy diversos tipos, estratificadas en capas de orden decimétrico entre las que se intercalan esporádicamente algunos niveles margosos finos.

En la base dominan las calizas microcristalinas (*mudstones-wackstones*. Biomicritas y biopelmicritas) con laminación estromatolítica y *ripples* de oscilación.

En los dos tercios superiores las calizas son *wackstones-packstones* y *grainstones*, existiendo algunos niveles dolomitizados. Al microscopio se revelan como biomicritas normalmente con intraclastos y/o oolitos e intraosparitas con Braquiópodos, Equinodermos, Lamelibranquios y Ostrácodos.

Se disponen en secuencias decimétricas de tipo *shoaling upward* (some-rizantes) formadas por *grainstones* con estratificación cruzada de gran escala, que pasan hacia el techo a *mudstones* con laminación estromatolítica (ocasionalmente láminas rotas) y *ripples* de oscilación sobreimpuestos. En algunos casos en vez de *grainstones* son *wackstones-packstones* con pasadas de *grainstones* oolíticos o de bioclastos. En la columna de Fuentelsaz, hacia el techo, hay bancos con morfologías de barras y canales (con base erosiva) y estratificación cruzada de gran escala en *grainstones* oolíticos. Este tramo termina con una superficie ferruginosa.

3) 10-15 m de alternancia de margas grises con niveles de calizas en capas decimétricas. Las calizas son normalmente arcillosas (*mudstones* arcillosos, biomicritas arcillosas) que contienen niveles lenticulares de calcarenitas bioclásticas (*grainstones* bioclásticos, intraoosparitas bioclásticas) a modo de estratificación *linsen* de gran tamaño. Las calcarenitas incluidas en las calizas arcillosas pueden tener base erosiva, con cantos blandos de micritas arcillosas y estratificación cruzada de pequeña escala debida a *ripples* de gran tamaño. A techo de algunos bancos aparecen *ripples* de oscilación.

4) El tramo superior tiene un espesor total de 25-45 metros. En la base aparecen calcarenitas (*grainstones*, intraoosparitas con Braquiópodos, Equinodermos, Lamelibranquios) en las que se conserva la morfología de barras y se observa estratificación cruzada de gran escala. Constituyen bancos de potencia métrica. En los dos tercios superiores aparecen secuencias *shallowing-upward* semejantes a las descritas en el segundo tramo que pueden estar separadas por intercalaciones de margas verdes, y estar más o menos dolomitizadas. Termina con dos o más superficies ferruginosas con concentración de fauna que marcan una importante interrupción en la sedimentación.

Se interpretan como depósitos de *lagoon-tidal-flat* con episodios de barras.

La macrofauna de Braquiópodos recogida a techo del nivel 2, con *Spiriferina* sp, *Piarorhynchia* cf. *radstockiensis* (DAVIDSON) y *P. cf. rostellata* (QUENST.) indica un probable Carixiense inferior.

En esta hoja la formación contiene abundante microfauna de Equinodermos, Moluscos, Braquiópodos, Políperos, Algas y Ostrácodos. Entre los Foraminíferos abundan los Lagénidos y Ammodiscidos. En las calizas se reconocen: *Lituosepta* cf. *recoarensis* HOTT, *Pseudocyclammina liassica* HOTT, *Pseudopfenderina* cf. *butterlini* (BRUN), *Involutina liassica* JONES. En las margas intercaladas a techo hemos clasificado: *Lingulina pupa* (TERQ.), *L. tenera* BRON., *Dentalina tenuistriata* TERQ. *Frondicularia nitida* TERQ. y los Ostrácodos: *Hungarella contractula* TRIEB., *H. etauleensis* (APOST.). Todo ello indica una edad Pliensbachiense inferior (Carixiense).

Sin embargo aún quedan bastantes metros de serie parcialmente dolomitizadas en la base que podrían representar el techo del Sinemuriense. Así la edad de la Formación se fija como Sinemuriense superior-Carixiense.

1.5.3 Fm. Margas grises del Cerro del Pez. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona. Calizas bioclásticas y margas en la base (17). Carixiense más superior (?) Domeriense y Toarciense basal

Afloran exclusivamente en el cuadrante suroccidental y borde oeste de la hoja. Las calizas bioclásticas dan un resalte morfológico entre las margas infra y suprayacentes.

Las Margas grises del Cerro del Pez tienen una potencia de 9-10 metros. Son margas grises con intercalaciones decimétricas de calizas arcillosas (*mudstones-wackstones* arcillosos) que al microscopio son biomicritas arcillosas con limo fino de cuarzo y fragmentos de Crinoides y Braquiópodos. Contienen abundante fauna de Ammonites, Belemnites, Braquiópodos y Lamelibranquios. Se depositaron en una plataforma abierta en condiciones de salinidad normal.

La macrofauna encontrada a unos 3 metros del techo contiene las siguientes especies: *Protogrammoceras celebratum* (FUCINI), *Leptaleoceras* sp., *Cenoceras* sp., *Plesiothyris verneuili* (DESLONGCHAMPS), *Aulacothyris* cf. *resupinata* (SOWERBY), *Zeilleria* (*Zeilleria*) *mariae meridiana* DELANCE, *Zeilleria* (*Zeilleria*) *sarthicensis* (D'ORBIGNY), *Lobothyris* cf. *subpunctata* (DAVIDSON) y "Terebratula" *thomarensis* CHOIFFAT, que indican una edad Domeriense inferior por lo que no puede descartarse que en la base de la unidad este representado el Carixiense más superior (?).

La microfauna encontrada es muy abundante y destacan las especies de Lagénidos y Ostrácodos siguientes: *Dentalina pseudocommunis* FRANKE, *Saracenaria sublaevis* FRANKE, *Dentalina matutina* D'ORB., *Astacolus breoni* TERQ., *Trachycythere tubulosa seratina* TRIEB. y KLING, *Hungarella amalthei* (QUENS.) y *H. etaulensis* (APOST.) que indican también una edad Domeriense.

Las calizas bioclásticas de Barahona tienen un espesor total de 20-22 metros. Son calizas bioclásticas, con estratificación nodulosa, en capas de 5 a 30 centímetros. Ocasionalmente tienen juntas margosas. Normalmente son *packstones* a *grainstones* bioclásticos. Biomicritas y biomicruditas ricas en fragmentos de Crinoides y Braquiópodos. La bioturbación es muy intensa y a gran escala se reconocen morfologías de barras y dunas. Se han depositado en condiciones de plataforma de menor profundidad que las margas suprayacentes. Son depósitos de barras y dunas bioclásticas (*shoals*). En conjunto la unidad cartográfica constituye por sí sola una secuencia de tipo *shoaling upward* de mayor a menor profundidad.

En las calizas bioclásticas de Barahona se han recogido tres muestras de macrofauna de Ammonites y Braquiópodos. Hacia la base

del tramo la asociación de Braquiópodos revela una edad Domeriense.

En la parte media la fauna de: *Emaciaticeras* cf. *emaciatum* FUCINI, *Zeilleria* (*Zeilleria*) *quadrifida* (LAMARK) (forma bicórnea), *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), *Tetrarhynchia* cf. *subconcinna* (DAVIDSON), *Tetrarhynchia tetrahedra* (SOWERBY) y "*Rhynchonella*" aff. *dumbletonensis* DAVIDSON en DUBAR, 1931, indican una edad Domeriense superior.

Mientras que a unos 5 metros del techo la presencia de *Dactylioceras mirabile* FUCINI, *Lobothyris* cf. *subpunctata* (DAVIDSON), *Lobothyris* cf. *punctata* (SOWERBY), "*Terebratula*" *jauberti* (DESLONGCHAMPS) y "*Rhynchonella*" *dumbletonensis* DAVIDSON en DUBAR, 1931, revelan un Toaciense inferior (Zona *Tenuiscostatum*).

1.5.4. Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel. Alternancia de margas y calizas arcillosas (18). Toaciense

Afloran exclusivamente en la parte central del borde occidental de la hoja, en vertientes muy regularizadas y cubiertas bajo el resalte morfológico de las calizas tableadas del Dogger.

Se ha medido un espesor de 50-55 metros encontrándose la base siempre muy cubierta.

Son margas más o menos arcillosas que alternan con niveles decimétricos de calizas arcillosas. El conjunto tiene coloraciones grises y gris verdosas. Las calizas son *mudstones* sobre todo *wackstones* y ocasionalmente *packstones* que al microscopio se revelan como biomicritas algo arcillosas con abundantes microfilamentos, Braquiópodos y Crinoideos. En ocasiones presentan estratificación nodulosa y abundante bioturbación. Son muy frecuentes los Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Equinodermos y Lamelibranquios. Los ritmos sedimentarios vienen definidos 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.

Hay que resaltar que en esta zona no aparecen los términos de calizas nodulosas (Miembro calizas nodulosas de Casinos) entre las margas de Turmiel y las calizas tableadas suprayacentes. Como revela el estudio de la macrofauna el miembro Casinus se encuentra en facies de alternancia de calizas y margas semejantes a la de Turmiel.

La macrofauna es abundantísima habiéndose recolectado numerosas especies de Ammonites y Braquiópodos que sería prolífico incluir en esta memoria. A excepción de los tramos cubiertos de la base, desde la

parte media de la unidad se ha detectado la existencia de las siguientes zonas:

a) Toarciente medio:

- Zona *Bifrons* con diversas especies de *Hildoceras* y un *Phymatoceras*.
- Zona *variabilis* con especies de *Phymatoceras*, *Haugia*, *Pseudogrammoceras* y *Cenoceras*.

b) Toarciente superior:

- Zona *Insigne* con *Hammatoceras* y *Pseudogrammoceras*.
- Zona *Pseudoradiosa* con *Dumortieria*, *Gruneria* y *Catulloceras*.
- Zona *Aalensis* con *Pleydellia*, *Cotteswoldia*, *Walkericeras*, *Hammatoceras* y *Pseudommatoceras*.

La microfauna obtenida en los levigados es muy abundante. Entre otras las siguientes especies de Lagénidos y Ostrácodos: *Citharina longuemari* (TERQ.), *Falsopalmula deslongchampsi* TERQ., *Lenticulina d'orbignyi* (ROEM.), *Citharina cf. colliezi* (TERQ.), *Planularia cordiformis* TERQ., *Cytherella toarcensis* BIZON, *Procytheridea bucki* BIZON, *P. sermoisensis* APOST, *Monoceratina unguilina* TRIEB. que definen un Toarciente.

1.5.5 Fm. Carbonatada de Chelva. Calizas tableadas (19). Dogger

Aflora únicamente en los alrededores de Fuentelsaz en el borde occidental de la hoja. Forman un resalte morfológico, o escalón en la topografía, entre las margas infrayacentes y la Fm. arenas de Utrillas suprayacentes.

En la hoja aparecen unos 50 metros de serie, estando el techo de la formación siempre desmantelado por los procesos erosivos pre-Utrillas.

Como se ha indicado en el apartado anterior, el miembro “Calizas nodulosas de Casinos” que regionalmente constituye la base de la Formación, se encuentra en facies margosas y ha sido cartografiado con la unidad antes descrita (Fm. de Turmiel).

Son calizas grises y beiges tableadas, bien estratificadas en capas de 10 a 40 cm, con ocasionales juntas margosas, y algunos nódulos de sílex. Normalmente corresponden al tipo *mudstone* y *wackstone-packstone* (micritas y biomicritas con Equinodermos, Lagénidos y Microfilamentos). Normalmente se interpretan estos depósitos como de plataforma abierta.

Hacia la base se han encontrado las siguientes especies de Ammonites: *Leioceras (Leioceras) opalinum* (REINECKE), *Leioceras (Cypholioceras)* sp. y *Pseudammatoceras cf. subinsigne* (OPPEL) que indican una edad Aaleniense (Zona *Opalinum*).

No podemos precisar el límite superior de edad de los materiales que quedan bajo las arenas de Utrillas que con toda seguridad no debe llegar al

Calloviense ya que los niveles de "Oolitos ferruginosos de Arroyofrío" no llegan a aflorar por erosión pre-Utrillas.

1.6 CRETACICO

En la hoja de Used los materiales cretácicos más antiguos pertenecen a la "Fm. Arenas de Utrillas", que reposan discordantes sobre distintos términos del Jurásico, sin que se haya detectado la presencia de "Facies Weald" y sedimentos aptienses, que aparecen en otros puntos del Sistema Ibérico.

Los trabajos más importantes sobre el Cretácico de la región son los de AGUILAR et al. (1971) que definen formalmente la Fm. Arenas de Utrillas, MOJICA et al. y MOJICA (1977 y 1979), que precisan el límite Cenomaniense-Turoníense mediante Ammonites en la zona de Nuévalos y Alhama de Aragón, MELENDEZ et al. (1980) sobre la sedimentología de los materiales carbonatados del Cretácico superior de Nuévalos (hoja 25-17 Ateca) y el informe del IGME (1980) con un exhaustivo estudio de la sedimentología, paleogeografía y evolución tectónica del ciclo alpino en un sector de la Cordillera situado inmediatamente el Oeste de nuestra hoja.

La Fm. Arenas de Utrillas ha sido estudiada en el corte de Abanto 1 (x: 766.300; y: 727.350) y el Cretácico superior carbonatado en los de Abanto 2 (x: 766.050; y: 727.050), Cimballa (x: 759.100; y: 723.250) y Aldehuela de Liestos 1 (x: 768.150; y: 720.900).

1.6.1 Fm. Arenas de Utrillas. Arenas conglomeráticas y arcillas (20). Albiense-Cenomaniense inferior

Aflora en numerosos puntos de los dos tercios occidentales de la hoja. Se encuentra siempre muy recubierta por derrumbes de ladera en vertientes regularizadas de núcleos de combes complejas y flancos de sinclinales colgados.

Tiene un espesor variable, máximo de 105 metros en Abanto.

Yace mediante una suave discordancia angular (cartográfica) sobre diferentes términos del Lías y Dogger, aunque en algunas zonas (Fuentelsaz) se observan netas discordancias angulares, con pliegues en el Jurásico que están arrasados por la "Fm. Utrillas".

Se trata de una alternancia de lutitas de diversos colores, verdes, rojo-violáceas, parduzcas, etc., con niveles de arenas de grano medio a grueso subanguloso a subredondeado y abundantes clastos de cuarzo dispersos o concentrados en niveles, en capas de potencia irregular de varios decímetros a algunos metros.

Las lutitas suelen contener arena, y en ocasiones cantos de cuarzo dispersos. Son frecuentes los nódulos ferruginosos.

Las arenas son normalmente arkosas (y subarkosas) con cuarzo, feldespato potásico, abundante matriz de caolinita poral y cemento poropelicular de óxidos de hierro. La composición original se modifica por la sustitución de algunos elementos (feldespatos, matriz, micas) por calcita poikilitica generada durante tiempos avanzados de la diagénesis. La matriz caolinítica es con toda probabilidad sedimentaria.

Normalmente los cuerpos arenosos tienen morfología tabular a escala de afloramiento, aunque lateralmente se acuñan, y tienen la base ligeramente erosiva, por lo que hay que considerarlas como facies canalizadas extensas. Suelen presentar estratificación cruzada de gran escala de tipo tabular o festoneado. Son muy frecuentes las gravas de cuarzo lechoso y/o cuarcita que se disponen dispersas en las láminas, en la base de algunas cicatrices internas, o formando niveles horizontales. También contienen cantos blandos.

Es frecuente el retoque erosivo del techo de algunos *megaripples*, con morfologías convexas que se llenan por otros *megaripples* o por arena masiva. Abundan las superficies de reactivación de los mismos de tendencia sigmoidal, que se relevan lateralmente confiriendo al banco una estructura de cuerpos menores sigmoidales adosados lateralmente. También aparece en algunos niveles estratificación cruzada de pequeña escala debida a *ripples*.

Hacia el techo hay secuencias de arena con estratificación *flaser* o arenas masivas bioturbadas y lutitas con estratificación *linsen* debida a *ripples* de arena.

Indudablemente la parte superior de la unidad se ha depositado en una llanura de mareas. El resto no encaja de forma clara en un modelo netamente fluvial, pues algunas de las facies observadas muestran huellas de un cierto retoque de mareas. Modernamente se interpretan como sedimentos deltaicos (o fluvio-deltaicos) con un fuerte influjo de las mareas. Es decir un aparato deltaico que se destruye y reelabora en parte por las mareas y corrientes en una paleogeomorfología de estuario constituido por el pasillo del aulacógeno celtibérico (Ver capítulo 3. TECTONICA).

No se han encontrado restos de fósiles, lo que podría ser explicado por la gran influencia de aguas dulces continentales de pH ácido que dificultarían el desarrollo de vida marina y en último caso serían responsables de la "disolución" de los carbonatos orgánicos.

1.6.2 Margas y calizas con Ostreidos (21). Cenomanense

Aflora en forma de estrechas bandas por las zonas centrales y occiden-

tales de la hoja. Constituyen la base del resalte morfológico originado por las dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas (22) suprayacentes. Forman los bordes de *combes* anticlinales más o menos complejas o frentes de *cuestas*.

La potencia de la unidad medida en el corte de Abanto 2 es de 70 metros, siendo más frecuentes los espesores del orden de los 50 metros.

Litológicamente es muy compleja dominando las litologías híbridas de carácter detrítico-carbonatado en la mitad inferior, en las que son frecuentes las intercalaciones de arenas y arcillas de tipo utrilloide, con restos vegetales macerados, y las arcillas verdosas. En la mitad superior dominan las calizas estratificadas en capas de 20 a 50 cm que se agrupan en bancos de hasta 8 metros, alternantes con margas beige y grises en capas de decimétricas a métricas (3,5 metros).

En el tramo inferior las calizas (*packstones* y ocasionalmente *wackstones* y *grainstones*, siempre arenosos) son biomicritas arenosas con Lamelibranquios, Gasterópodos, Equinodermos, Ostrácodos, etc., o bien lumachelas de Ostreidos cementados por arcilla limolítica que contienen glauconita oxidada, cuarzo y feldespato potásico de tamaño arena gruesa. Las arenas son arkosas de grano medio y grueso ricas en feldespato potásico (25-30%), cuarzo, glauconita oxidada y con turmalina, circón y opacos como accesorios. En las arenas se reconoce la presencia de cantos blandos, estratificación cruzada de gran escala, y estratificación *flaser* a techo. En las arcillas son frecuentes los *ripples* aislados (estratificación *linsen*).

En las calizas de la unidad superior dominan los *packstones-wackstones* con frecuentes niveles de *grainstones*. Se han muestreado preferentemente estos últimos resultando ser bioesparitas (Ostrácodos, Ostreidos, Algas, Serpúlidos, Equinodermos y Moluscos) con intraclastos micríticos, ocasionalmente revestidos, y/o oolitos poco evolucionados. Contienen una cierta proporción de granos de cuarzo y feldespato potásico. Presenta muy hacia el techo, o suele terminar, con una superficie ferruginosa con concentración de fauna (Caprínidos).

Se reconocen secuencias granodecrescentes de *grainstones-packstones*, a veces con base erosiva. Normalmente aparece estratificación cruzada de gran escala en la parte inferior de los bancos a la que sigue laminación estromatolítica (con las láminas rotas o no) y/o *ripples* de oscilación sobreimpuestos. En otras ocasiones sólo se reconoce la laminación algal y los *ripples*. En toda la serie son muy abundantes los Ostreidos y Lamelibranquios siendo la bioturbación muy intensa.

Estos materiales se depositaron en una plataforma somera, con una clara influencia de aportes terrígenos continentales en ambiente litoral en el

tramo inferior. En el superior disminuye la influencia continental dominando los depósitos de llanura de mareas, con predominio de términos intermareales.

Los Ostreidos corresponden a diversas especies de *Exogyra (flabellata, columba* etc.).

En el tramo inferior se han reconocido *Pseudocyclammina aff. rugosa* D'ORB. y *Flabellammina alexanderi* CUSHMAN en las láminas. En los levigados aparecen *Buccicrenata subgoodlandensis* (VANDERP.), *Ammobaculites taylorensis* CUSH. y WAT., *Cythereis luermannae* TREIB., *C. reticulata* (JONES e HINDE) y *Platycythereis minuta* DAM.

En el tramo superior se han clasificado abundantes especies de Foraminíferos, (aglutinantes en su mayoría): Lituólidos, Miliólidos, Discórbidos y algún Lagénido. También bastantes especies de Ostrácodos. Todas ellas identificadas en los levigados estudiados: *Daxia cenomana* CUVILL., y SZAK., *Flabellammina alexanderi* CUSH., *Marginulina cf. aequivoca* REUSS, *Cythereis reticulata* (JONES e HINDE), *Centrocythere denticulata* MERT, *Amphicytherura falloti* DONZ. y THOM. *Schuleridea jonesiana* (BOSQ.) y *Cytherella ovata* (ROEM.).

El conjunto de la micro y macrofauna define una edad Cenomaniense para la unidad cartográfica.

1.6.3 Dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas (22). Cenomaniense-Turoniense

Dan origen a un fuerte resalte topográfico en núcleos de *combes* y frentes de *cuestas*, marcándose un acusado escalón sobre el terreno.

Tiene un espesor de unos 35 metros (Abanto 2). Regionalmente (hoja 25-17: Ateca) puede llegar a los 45.

Dominan las dolomías, siendo menos frecuentes las calizas dolomíticas y calizas (*wackstones-packstones*).

Tienen una estratificación normalmente neta en capas de 0,2 a 1 m aunque localmente pueden aparecer niveles masivos del orden de 1-2 m.

Son microdolomías más o menos recristalizadas, con restos de Ostrácodos, Foraminíferos, óxidos de hierro y tendencia peletoide. A veces aparecen biomicritas con abundantes restos de Equinodermos, Lamelibranquios y Algas, en las que se aprecia dolomitización (de la matriz) de tamaño fino a medio. Algun nivel es de biogravelmicritas con fragmentos de Equinodermos y Lamelibranquios.

Regionalmente puede distinguirse un tramo inferior con laminación algal y *ripples* de oscilación sobreimpuestos y conservados a techo de las capas

y otro superior con calizas y dolomías bioturbadas que ocasionalmente tienen laminación estromatolítica y a veces tienen planos de estratificación ondulados, *ripples* de oscilación y tendencia nodulosa.

Se han depositado en una plataforma somera, fundamentalmente en una llanura de mareas.

No ha aparecido macrofauna y en las láminas tan sólo se han observado secciones de Ostrácodos, Equinodermos, Lamelibranquios, Gasterópodos y sombras de Foraminíferos indeterminados. El techo de esta unidad se data como Turoniense en la vecina hoja de Ateca (25-17) por la presencia de *Pithonella sphaerica* (KAUF.) y *Hedbergella* sp.

1.6.4 Calizas nodulosas, margas y arenas a techo (23). Turoniense

Dado su carácter “blando” da origen a rupturas de pendiente entre los escarpes morfológicos de las unidades infra y suprayacentes.

Tiene un espesor próximo a los 15 metros. Son calizas nodulosas de color gris claro estratificadas en bancos de 0,2 a 0,5 m con tramos dolomíticos muy recristalizados. Son *wackstones*-*packstones* (y *grainstones*) de bioclastos. Al microscopio son biogravelmicritas y biomicritas formadas por fragmentos de Rudistas y Equinodermos, con Miliólidos y otros Foraminíferos. Contienen intraclastos micríticos.

Domina la estratificación nodulosa, y tienen un cierto grado de bioturbación. A veces se observa laminación cruzada de pequeña escala debida a *ripples* de oscilación. Son frecuentes los Ostreidos, Pectínidos, Equinídos, Crinoides, etc. A techo pueden aparecer niveles decimétricos de limos grises y beige.

Se han depositado en la zona submareal de una plataforma somera abierta.

En la base de esta unidad MOJICA et al. (1977) sitúan el límite Cenomaníense-Turoniense. Sin embargo se ha encontrado *Pithonella sphaerica* (KAUF.) y *Hedbergella* sp. en el techo de las dolomías bien estratificadas infrayacentes en la hoja 25-17 (Ateca) (Turoniense inferior).

En la hoja de Odón (25-19) aparecen Foraminíferos bentónicos y planktónicos como *Biplanata peneropliformis* Ham. y SAINT-MARC, *Biconcava bentori* HAM. y SAINT-MARC, *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp. y Discorbidos que definen un Turoniense.

1.6.5 Dolomías masivas, con Rudistas y dolomías en bancos (24). Coniaciense-Santoníense

Constituyen un importante resalte morfológico que ocasionalmente for-

ma cuestas. Frecuentemente forma parte de las vertientes escarpadas de profundas gargantas y hoces (Río Piedra). En la mitad Oeste de la hoja se encuentra muy arrasada por la superficie de erosión fundamental del Plioceno.

Ha sido estudiado parcialmente en la columna de Abanto 2 y en Cimballa en donde se han medido 140 metros faltando algunos términos de la base. El espesor total puede cifrarse en unos 160 metros.

Pueden distinguirse 2 tramos:

— El inferior con 45-50 metros de dolomías masivas blanquecinas, con algunos niveles con estratificación difusa. Contienen geodas de calcita y Rudistas recristalizados. En la base son biomicritas (*mudstones*) con Rudistas, Foraminíferos y Miliólidos, que se presentan muy dolomitizadas, con cristales muy gruesos, afectando principalmente a la matriz. Hay procesos importantes de dedolomitización y óxidos de hierro asociados a bioclastos. En la parte alta dominan las dolomías gruesas con señales de disolución, dedolomitización y karstificación. Localmente aparecen estructuras de megaestratificación cruzada de escala métrica o decamétrica que se interpretan como los flancos de los biohermes de Rudistas. Lateralmente puede pasar a brechas calcáreas con clastos de dolomías y de calizas con organismos constructores. Se trata de depósitos de plataforma interna restringida en los que se podrían distinguir subambientes de arrecife, talud arrecifal y sedimentos interarrecifales, que por desgracia quedan enmascarados por la dolomitización.

— El tramo superior tiene unos 110 metros de potencia. Dominan las dolomías y calizas dolomíticas siendo ocasionales los niveles calizos. Están estratificados en capas normalmente decimétricas aunque aparecen bancos masivos hacia el techo. Son frecuentes los planos de estratificación ondulados que les confieren un aspecto casi noduloso.

Normalmente se trata de *wackstones-packstones* dolomitizados. En algunos bancos se reconoce textura de *grainstones* en las dolomías. Las calizas dolomíticas y calizas son biomicritas con o sin graveles, con algún nivel de *grainstones* formados por graveles de micrita. También hay micritas de Ostrácodos en la parte alta. Domina la laminación paralela con *ripples* de oscilación y laminación estromatolítica. Son muy frecuentes los niveles de "dolomías con cantos negros" resultantes de una intensa removilización (por edafización) de los lodos micríticos. Algunos bancos de *grainstones* tienen estratificación cruzada de gran escala. Se interpretan como depósitos de plataforma interna restringida, probablemente de *lagoons* más o menos aislados, con episodios de barras y canales.

En las láminas se reconocen Rudistas, Moluscos, Ostrácodos, Algas y

Foraminíferos (Miliólidos, Ataxophragmidos, Discórbidos). Hemos clasificado: *Minouxia* cf. *lobata* GENDROT, *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO, *Idalina antiqua* D'ORB., *Quinqueloculina* sp. que definen el Santoniense. Aunque paleontológicamente no se ha detectado el Coniaciense, debe estar representado al menos en la parte inferior del nivel masivo con Rudistas.

1.6.6 Calizas con Miliólidos. (25). Santoniense

Afloran extensamente en los dos tercios occidentales de la hoja. En ocasiones constituyen las vertientes escarpadas de las *hoces* y *gargantas* del Río Piedra. Otras veces dan origen a morfologías tipo *chevrons* en los reversos de las cuestas formadas por la unidad anterior. Es muy frecuente que se encuentren arrasadas por la superficie de erosión del Plioceno constituyendo extensas planicies de materiales calcáreos en los que la red fluvial se encaja profundamente.

En la columna de Cimballa se han medido 90 metros sin llegar al techo, que está erosionado por conglomerados miocenos, pero que sin duda se encuentra muy próximo.

Está constituido por calizas y calcarenitas blanquecinas y ocasionalmente dolomías. Hay intercalaciones margosas hacia el techo. Se caracterizan por la presencia de grandes Miliólidos observables a simple vista. Los límites inferior y superior son fuertemente diacrónicos e irregulares. El inferior es difícil de fijar pues los bancos calcareníticos se intercalan a techo de las dolomías infrayacentes a diferentes alturas. Lateralmente pasa hacia el techo a las margas y dolomías superiores por intercalación de niveles margosos y dolomitización.

Dominan los *grainstones*, existiendo algunos bancos de *mudstones* y *wackstones* en la base y parte media de la unidad. Hacia el techo suelen estar parcialmente dolomitizados. Al microscopio son biomicritas, intrabiosparitas y biopelmicritas con Rudistas, Algas y pelets-gravels algáceos en el techo del corte de Cimballa. Contienen abundantes restos de Rudistas, Equinodermos, Bariozoos, Algas y Foraminíferos. Los más abundantes son Miliólidos, Ataxophrágmidos, Rotálidos y Discórbidos.

En Aldehuela de Liestos (niveles más altos en paso a la unidad superior) son bioesparitas, intrabiosparitas y biomicritas con fragmentos de Rudistas, Moluscos, Algas y Foraminíferos semejantes a los antes citados.

Algunos bancos presentan estratificación cruzada de gran escala en las que se puede reconocer morfologías de barras y canales. También hay laminación debida a *ripples* de corriente. En Aldehuela aparecen además

ripples de oscilación. Los planos de estratificación pueden ser ondulados confiriendo aspecto noduloso a algunos niveles.

Estos materiales se depositaron en una plataforma interna restringida dominando las barras y canales desarrollados en aguas someras (*bioclastic sand-shoal*). Se pueden reconocer ambientes más cerrados de tipo *lagoon* (margas y dolomías) e incluso montes de fango calizo de tipo biohermico fijados por Algas y Rudistas (*mudmounts*).

Las especies de Foraminíferos clasificadas en Cimballa son muchas, destacamos: *Lacazina?* cf. *elongata* MUN-CHALM *Idalina antiqua* D'ORB., *Minouxia* cf. *lobata* GEND., *Dictyopsella kiliani* MUN-CHALM., *Dicyclina* cf. *schlumbergeri* MUN-CHALM., *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO.

A parte de las especies ya citadas hemos clasificado en Aldehuela: *Periloculina zittelii* MUN-CHALM., *Peneroplis* aff. *giganteus* GENDROT, *Pseudolituonella* aff. *mariae* GEN., *Spirocyclina choffati* MUN-CHALM., *Rotalia* cf. *reicheli* HOTT.

La unidad queda datada como Santoniense.

1.6.7 Dolomías brechoides y margas dolomíticas blancas (26). Santoniense-Campaniense (?). (Senoniense)

Afloran fundamentalmente en el sector central de la hoja, en estructuras sinclinales cortadas o no por fallas inversas en flanco suroeste. Normalmente están muy recubiertas. En la zona de Aldehuela de Liestos, en donde ha sido estudiada, se reconocen formas de tipo *chevron* en las *cuestas* originadas por las unidades anteriores.

La base pasa lateralmente a las "calizas de Miliólidos" por desaparición de niveles margosos y ausencia de dolomías.

En la columna de Aldehuela se han medido 225 metros sin que se llegue al techo de la unidad.

Alternan margas y margas dolomíticas blanquecinas y gris verdosas con niveles decimétricos y métricos de dolomías brechoides, brechas dolomíticas y ocasionalmente y sobre todo a techo calizas. Son calizas recristalizadas, con reliquias de microestratificación paralela y brechificación por fracturas llenas de calcita, dolomías cristalinas de grano grueso, también brechificadas; dolomicritas recristalizadas y micritas con Ostrácodos. Hacia el techo aparecen niveles de *packstones* (intrabioesparitas) con Miliólidos, intraclastos y algunos oolitos y *wackstones*-*packstones* (biomicritas) algo arenosos con bioturbación debida a tubos de Anélidos.

Se reconocen pocas estructuras sedimentarias. Suele aparecer bioturbación intensa en relación con superficies ferruginosas. Laminación es-

tromatolítica y *ripples* de oscilación son esporádicas.

El aspecto brechoide de muchas dolomías se debe a la presencia de "cantes negros" generados por removilización edáfica (?) de los sedimentos aún no consolidados.

Un aspecto muy interesante es la asociación paleontológica. Algunos bancos calizos contienen restos de Gasterópodos, Ostrácodos, Characeas y Foraminíferos rotaliformes: *Stensioinia cf. surrentina* TORRE. Otros (hacia el techo) tienen restos de: Moluscos, Ostrácodos, Algas Dasycladáceas y Foraminíferos de los que clasificamos: *Idalina antiqua* D'ORB., *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Videntalina cf. hispánica* SCHLUMB., *Quinqueloculina* sp., Discóbidos, con microfacies típica del Santoniense de Miliólidos. Algunos levigados contienen oogonios de Characeas rotas que indican aportes del continente. En el techo contienen una asociación muy interesante. Hemos reconocido Foraminíferos (Ataxophragmidos, Miliólidos) y Oogonios de Characeas y Ostrácodos. Las especies clasificadas son: *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Cuneolina pavonia* D'ORB., *Anomalina* sp., Miliólidos, *Cythereis* aff. *venuesta* DAM., *Cythereis* aff. *agedincumensis* DAM., *Krite* sp. *Fabanella* sp., *Retusochara* cf. *macrocarpa*, *Platychara* sp., *Microchara* sp., *Amblyochara* sp.

Es importante destacar que el proceso regresivo común en el Cretácico superior de la Ibérica no está bien definido con esta serie, ya que los restos lacustres (Characeas), casi únicos fósiles durante el Senoniense regresivo (Maastrichtiense), aquí están mezclados con restos claramente marinos (Foraminíferos, Ostrácodos, Algas Dasycladáceas).

Se datan tentativamente como Santoniense-Campaniense (?) (Senoniense s.a.) sin que podamos precisar la edad del techo de la unidad cartográfica.

Estos sedimentos se han depositado en una plataforma somera, muy restringida, probablemente en un *lagoon* semicerrado con gran influencia terrestre, por aporte de aguas dulces del continente.

1.7 TERCIARIO

El Terciario continental existente en la hoja de Used corresponde al relleno de pequeñas cuencas internas de la Cordillera Ibérica, con sedimentos difícilmente correlacionables con los de otras cuencas, también internas pero más extensas y mejor estudiadas. (Calatayud-Teruel, Teruel-Alfambra etc.).

Los estudios efectuados sobre las grandes cuencas que rodean al Sistema Ibérico, tienden a dividir el Terciario continental en grandes unidades separadas por discordancias de valor regional suficiente.

Actualmente la mejor estudiada es la Cuenca del Tajo siguiendo el informe del IGME (1980) de abajo a arriba tenemos a grandes rasgos la siguiente sucesión:

T₁ - Unidad concordante con el Cretácico. Puede incluir, en su base, Cretácico en facies continentales. Consta de una serie inferior evaporítica-terrígena y otra superior calco-margosa (detritica en algunas zonas), localmente separadas por una discordancia angular. Su edad va desde el Cretácico superior al Oligoceno superior (Arverniense). Las discordancias internas pueden situarse aproximadamente en el paso Eoceno inferior (Rhenaniense) al superior (Sueviense).

T₂ - Unidad detritica, discordante sobre la anterior, cuya edad está comprendida entre el Oligoceno superior y Mioceno inferior (Ageniense).

T₃ - Unidad superior subhorizontal, discordante sobre las anteriores o sobre el sustrato paleozoico-mesozoico. Mioceno inferior (Ageniense más superior) a Plioceno inferior.

La discordancia existente entre T₁ y T₂ ha sido denominada "Castellana" (PEREZ GONZALEZ et al. 1971) y la que separa T₂ y T₃ "Neocastellana" (AGUIRRE et al. 1976). Una importante actividad tectónica dis tensiva tiene lugar durante el Plioceno medio y superior generándose importantes relieves y depósitos correlativos. Estas fases han sido nombradas como "Iberomanchega I y II" (AGUIRRE et al. 1976).

No se han encontrado en la hoja puntos favorables para la prospección de micromamíferos que confirmaran paleontológicamente las edades de los conjuntos separados por criterios estructurales. Estos conjuntos son los siguientes de abajo a arriba.

- Eoceno superior-Oligoceno. Serie conglomerática y serie intermedia calcomargosa y detritica (en cambio lateral?).
- Oligoceno superior-Mioceno inferior. Serie conglomerática.
- Mioceno inferior (más alto)-Plioceno inferior. Serie conglomerática y calizas superiores.

1.7.1 Eoceno superior-Oligoceno

Aflora en la parte central de la hoja en los alrededores de la localidad de Aldehuela de Liestos. Reposa sobre los términos superiores del Cretácico

mediante una suave discordancia angular con pequeña divergencia de buzamientos. Se encuentra afectado por la misma tectónica que el mesozoico.

Es difícil establecer las relaciones laterales entre las dos litofacies diferenciadas en esta edad, pues sus afloramientos están desconectados entre sí. Sin embargo en la hoja de Odón (25-19) situada al Sur, puede verse con facilidad el paso lateral entre ambas.

1.7.1.1 *Conglomerados cementados y fangos rojos* (27)

Los niveles de conglomerados dan origen a resaltes morfológicos (líneas de capa dura) que en ocasiones forman verdaderas *cuestas*, *hog-backs* e incluso *crestas* cuando se encuentran verticales.

Han sido estudiados, en la columna de Aldehuela de Liestos 2 (x: 765.525; y: 720.750) en donde se han medido los 110 primeros metros de la unidad, que tiene una potencia total próxima a los 350 metros.

Se trata de una alternancia de niveles métricos de conglomerados (hasta 35 m y más frecuentemente 5 metros) y fangos limosos rojizos (limo+arcilla + arena dominando la fracción lutítica). A techo de algunos bancos conglomeráticos o intercalados entre los fangos aparecen niveles de areniscas más o menos gruesas y niveles de concentración de carbonatos en fangos arenosos de posible origen edáfico.

Los conglomerados contienen cantos, bolos y hasta bloques de caliza/dolomía (15-38%) y cuarcita (8-25%), subredondeados, en una abundante matriz arenosa microconglomerática (45-70%) cementada por carbonatos. La cementación es menor en los niveles altos. Los centímetros se alcanzan siempre en caliza/dolomía y llegan a 70-90 cm disminuyendo apreciablemente hacia el techo de la formación. Forman capas extensas tabulares, de base ligeramente erosiva. Los clastos no se encuentran en contacto (*matrix-support*). Son frecuentes las cicatrices erosivas de tendencia planar, así como las superficies de reactivación. Hay tramos granocrecientes y granodecrecientes. Son depósitos de transporte en masa. Niveles de areniscas conglomeráticas se disponen a techo de los bancos de conglomerados, o intercalados en la serie. Son litarenitas de grano medio a microconglomeráticas, subangulosas a subredondeadas y subredondeadas, con granos de cuarzo (10-25%), feldespato potásico (0-10%), fragmentos de rocas cuarcíticas (5-15%) y fragmentos de rocas calizas (30-60%). Los granos están cementados por calcita y como accesorio se reconoce turmalina. Los fragmentos de rocas calizas son de rocas mesozoicas. El cemento de calcita puede considerarse freático, aunque algunos bancos muestran señales de cementación

por capilaridad (cementación vadosa). Los niveles intercalados en los finos tienen geometría canalizada, bases erosivas con estratificación cruzada de gran escala de tipo surco o planar, y se disponen en secuencias granodecrecientes. Los situados a techo de los conglomerados son normalmente masivos y granodecrecientes. Los primeros corresponden a depósitos canalizados y los segundos a depósitos de decantación.

Los fangos suelen ser masivos y presentar horizontes edafizados locales. Corresponden a depósitos de transporte en masa.

La unidad se interpreta como depósitos de abanicos aluviales, en facies medias (y proximales) y clima probablemente oscilante con períodos de aridez. Esporádicamente se instalaban canales que drenaban la superficie de los abanicos. Las superficies de reactivación de los conglomerados corresponden a la progradación de los abanicos y parecen indicar direcciones de aporte del NO (al menos para los términos basales).

No se han encontrado restos fósiles.

1.7.1.2 *Fangos rojos, microconglomerados y calizas lacustres* (28)

Está muy recubierta, habiéndose reconocido mediante afloramientos muy aislados y puntuales y sobre todo por la naturaleza de los productos de alteración que la ocultan.

No es posible evaluar el espesor. Sus características se describen en base a los datos obtenidos en la hoja de Odón (25-19) situada al Sur, en donde afloran términos equivalentes.

Se compone de algunos bancos de calizas de algas (*mudstones* recristalizados) de orden métrico, con estratificación difusa. Son biomicritas con limo de cuarzo. Dominan los fangos rojos con intercalaciones de areniscas conglomeráticas y conglomerados por carbonatos. Las areniscas son litarenitas con fragmentos de rocas calcáreas y cuarcíticas.

No hay observaciones sobre la geometría y estructuras sedimentarias de las litofacies. En la hoja de Odón se interpretan los detríticos como facies medias a distales de abanicos aluviales y los carbonatos como facies lacustres más o menos estabilizadas.

1.7.2 Oligoceno superior-Mioceno inferior

1.7.2.1 *Fangos rojos, arenas y conglomerados cementados* (29)

Aflora en el área sinclinal de Aldehuela de Liestos. Se sitúa mediante una clara discordancia angular sobre los conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno.

El término mayoritario de la serie con los fangos rojos entre los que se intercalan niveles decimétricos a métricos (1-3 m) de conglomerados de idéntica composición a los suyacentes, pero de menor granulometría, que hacia el techo están muy fuertemente cementados por carbonatos. También hay niveles decimétricos de areniscas (litarenitas) con cemento calcáreo. Presentan base erosiva y forman cuerpos relativamente extensos.

Se interpretan como materiales depositados en facies medias y distales de abanicos aluviales drenados esporádicamente por canales.

1.7.3 Mioceno inferior-Plioceno inferior

Los materiales asignados a esta edad descansan mediante discordancia angular sobre términos mesozoicos y otros terciarios más antiguos.

Normalmente están subhorizontales o suavemente inclinados. El término superior finaliza con una superficie de colmatación-erosión perfectamente correlacionable con la del Ruscinense medio-superior de la Cuenca de Calatayud-Teruel (Ver hoja 26-18: Daroca).

Forman el relleno de pequeñas cuencas internas, excepción hecha de las más occidentales existentes en el cuadrante noroeste que se abren hacia la Cuenca de Almazán (Cuenca del Duero).

1.7.3.1 Conglomerados cementados (30). Ageniense superior-Ruscinense

Afloran en la zona centro-occidental de la hoja, afectados por la superficie de erosión del plioceno en la que se encaja profundamente la red fluvial formando *gargantas y hoces*.

Son conglomerados fuertemente cementados que contienen cantos, bolos y hasta bloques (centílo 1 m) de calizas y dolomías mesozoicas y en menor proporción cuarcitas. La morfoscopía es subangulosa a subredondeada, algo más angulosa hacia la base y en los bordes de los afloramientos. La matriz arenosa-conglomerática está muy cementada por caliza. A simple vista parecen masivos pero se observan en detalle numerosas cicatrices erosivas internas. Los clastos están casi siempre en contacto. Se trata de depósitos de transporte en masa que constituyen la zona apical (proximal) de un gran abanico aluvial que se abre hacia la Cuenca de Almazán. Lateralmente pasan a la unidad que se describe a continuación.

1.7.3.2 Fangos rojos y conglomerados (31). Ageniense superior - Ruscinense

Afloran en los cuadrantes noroccidental y suroriental. Forman el relle-

no de pequeñísimas cuencas internas o se abren hacia la de Almazán. Normalmente dan origen a morfologías alomadas y ocasionalmente a relieves tabulares (*gradas, mesas*).

Alternan niveles métricos de fangos arcillosos y conglomerados.

La fracción arcillosa está compuesta por illita (dominante) y caolinita. Los conglomerados tienen cantos, bolos y bloques subredondeados de calizas y dolomías mesozoicas y de cuarcita con un centílo que puede llegar a los 70 cm. Presentan los clastos en contacto y tienen una abundante matriz arenosa. Presentan geometría tabular con la base ligeramente erosiva. Pueden contener niveles decimétricos lenticulares de calizas algáceas de tipo palustre-lacustre.

En los bordes de las cuencas y preferentemente hacia la base pasan a brechas angulosas-subangulosas de idéntica composición pero cementadas por caliza.

Los niveles de brechas representarían facies de talud proximal de los abanicos (aportes laterales de las cuencas, oblicuos al aporte principal). La masa principal de la unidad se deposita mediante un mecanismo de abanicos aluviales en facies proximales y medias que llenaron cuencas hoy en día muy desmanteladas. Las calizas se depositarían en los interlóbulos de los abanicos.

1.7.3.3 *Calizas tobáceas y de algas (32). Mioceno superior-Rusciniense inferior*

Aparecen exclusivamente en el ángulo noroeste de la hoja. Forman relieves de tipo tabular (*gradas*). Son correlacionables con el nivel calizo del “Páramo inferior”, perfectamente datado en la hoja de Ateca (25-17) situada al Norte.

Afloran de 5 a 12 metros de calizas lacustres, en ocasiones tobáceas y travertínicas (con restos de cañas), otras oncolíticas y normalmente algáceas (*mudstones-wackstones*), estratificadas en capas decimétricas. Algunas intercalaciones de margas blancas son frecuentes hacia la base.

Dominan las micritas y dismicritas algáceas con disolución y precipitación de calcita en diagénesis vadosa. Algunos niveles son de biomicritas con Ostrácodos y Gasterópodos.

Se han depositado en un ambiente palustre-lacustre más o menos generalizado en toda la región.

1.7.3.4 Conglomerados cuarcíticos sueltos, arenas y fangos rojos (33). Rusciniense

Afloran en el cuadrante noroccidental, suroccidental y suroriental con litofacies algo diferentes. Morfológicamente da origen a extensas plataformas culminadas por una superficie de colmatación-erosión en la que son muy frecuentes las lagunas temporales o navajos. Dicha superficie es correlacionable con la de colmatación (calizas del segundo páramo) de la Cuenca de Calatayud-Teruel (Hoja de Daroca 26-18 y Calamocha 26-19) lo que justifica la edad atribuida a la formación.

Se sitúa discordante sobre el Mesozoico o sobre términos terciarios más antiguos. Tiene un espesor máximo del orden de 25-35 metros.

En el cuadrante suroriental está constituida por una abundante matriz fangoso-arenosa, de coloraciones rojizas, que en superficie toma tonos verdosos por alteración (halloisita). Engloba clastos, bolos y bloques de naturaleza fundamentalmente cuarcítica aunque también están presentes las calizas. Se alcanzan centímetros del orden de los 80 centímetros.

En el cuadrante suroccidental son semejantes pero el centímetro no supera los 15 cm y escasean las calizas.

En ambos cuadrantes se trata de depósitos de transporte en masa (*mud-flow*) correspondientes a facies proximales y medias de abanicos.

En el cuadrante noroccidental la base de la unidad viene definida por fangos rojos con niveles decimétricos de areniscas conglomeráticas. (litarenitas feldespáticas) con 40% de cuarzo, 20% de fragmentos de rocas calizas, 10% de fragmentos de cuarcitas, 10% de feldespato potásico y 20% de cemento calcáreo. Tienen base erosiva y estratificación cruzada de gran escala correspondiendo a depósitos canalizados.

Hacia el techo alternan niveles de conglomerados sueltos fundamentalmente cuarcíticos con abundante matriz arenoso-fangosa con niveles delgados de fangos arenosos rojos. La parte alta son conglomerados masivos semejantes a los del cuadrante suroriental. En conjuntos forman una secuencia estrato y granocreciente con depósitos canalizados de facies distales de abanicos a depósitos de transporte en masa de zonas medias y proximales.

Para el conjunto de la unidad resulta difícil de explicar la presencia de facies proximales y medias, lejos de los relieves actuales, para depósitos tan recientes. Debe tratarse de abanicos aluviales extensos desarrollados en un contexto geomorfológico próximo a la penillanura, a partir de una fase de fracturación con levantamiento diferencial de bloques, seguida de intensas precipitaciones.

Se han diferenciado en el mapa de formaciones superficiales con la sigla MP3p.

1.8 PLIOCUATERNARIO, CUATERNARIO y DEPOSITOS SUPERFICIALES

Son muy escasos los trabajos sobre la geología reciente de la región estudiada, los cuales se han concentrado preferentemente en las fosas de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra. Destacan los trabajos sobre la laguna de Gallocanta de HERNANDEZ PACHECO F. et al. (1926) y VILLENA (1969).

Siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto se ha realizado un Mapa de Formaciones Superficiales a escala de 1/50,000, del que se incluye en esta memoria una reducción a escala aproximada de 1/100.000.

En él se diferencia Substrato y Formaciones superficiales, quedando éstas definidas por su génesis y textura. Acompaña además un "Cuadro resumen de Formaciones Superficiales" en el que se especifican un conjunto de propiedades selectas de las mismas como: Intervalo de espesores, Textura, Excavabilidad, Cementación, Topografía, Posición fisiográfica, Drenaje, Erodabilidad, Riesgos, Usos, etc. Los parámetros de Cementación, Posición fisiográfica, Topografía, Drenaje y Erodabilidad se expresan siguiendo las normas de la "Guía para la descripción de perfiles de suelos de la F.A.O. 1977".

1.8.1 Conglomerados cuarcíticos sueltos (34, MP_{4p}) Plioceno-Pleistoceno inferior (Villaniense). Id. (35, MP_{2i}) Pleistoceno inferior. Conglomerados cuarcíticos, fangos y cementaciones locales (36, MP_{1m}). Pleistoceno medio (?)

Afloran en la mitad oriental de la hoja, dando origen a morfologías de *glacis* más o menos degradados e incididos por la red fluvial y depósitos aterrazados en relación con la Laguna de Gallocanta. (*Superficies con depósito*).

Los afloramientos son muy escasos. Están constituidos por gravas, bolos y hasta bloques subangulosos y subredondeados de cuarcita y cuarzo con una abundante matriz de arena-limo-arcilla. Los clastos no suelen estar en contacto en su totalidad (*matrix support*). Se disponen en coladas separadas por cicatrices erosivas y corresponden a depósitos en facies proximales y medias de abanicos aluviales.

CUADRO RESUMEN DE FORMACIONES SUPERFICIALES

Unidad, Cartog.	Interv. Esp. M.	Textura	Ambiente sedimentario	Excavabilidad y cementación	Posición fisiográfica topográfica	Drenaje-Erodibilidad	Riesgos	Cronología	Usos
F ₁ h	1-5	Limo-arcilla con arena y níves de gravas	Fluvial	Fácilmente excavables, no cementados	Fondos de valle Terreno pleno	Bien drenados Erosión hidrálica moderada en surcos	Avenidas Inundaciones	Holoceno	Aridos Agrícola
F ₂ h	1-4		Llanuras aluviales						
F ₃ h	1-4	Arena y limos. Menos del 30% de gravas	Fluvial Fondos de vega	Excavable por medios mecánicos, cementados	Terraza Terreno plano	Muy escasamente drenados Erosión hidrálica ligera laminar	Inundaciones	Holoceno	Agrícola
F ₄ h	1-3	Marga y limo con escasa grava angulosa							
F ₅ s	1-5	Limo-arcilla con arena y níves de gravas	Fluvial Terrazas	Excavable por medios mecánicos, cementados	Fondo de valle. Terreno plano o pequeño escarpe	Muy escasamente drenados Erosión hidrálica moderada en surcos	Avenidas Inundaciones	Holoceno	Aridos Agrícola
F ₆ h	2-10	Treverinos. Tobas calcáreas	Fluvial						
L ₁ h	1-5	Arcilla-limo con materia orgánica. Gravas	Lacustre Fondos endorreicos	Fácilmente excavable No cementado	Planicie deprimida Terreno plano	Muy escasamente drenados Erosión hidrálica ligera laminar	Inundaciones	Holoceno	Agrícola
L ₂ s	1-6	Arcilla-limo y gravas							
K ₁ p	0-5-2	Arcilla-limo	Kárstico	Fácilmente excavables por m. mecánicos. No cementado	Planicie Terreno plano	Encharcamiento	Holoceno	Agrícola	
GR ₁ h	0-5-7	Gravas y bloques angulosos de caliza. Matriz limo-morosa	Gravedad-vertiente Coluviones y depósitos de ladera	Fácilmente excavables No cementados	Pendientes cóncavas Terreno colinado a fuertemente socavado	Imperfectamente drenados a bien drenados. Erosión hidrálica severa en surcos	Deslizamientos en masa	Holoceno	Forestal Agrícola Préstamos
GR ₂ h	0-5-5	Gravas y bloques angulosos de cuarcitas y pizarras. Matriz de limo-arcilla.							
GR ₃ h	0-5-8								
GR ₄ h	0-5-3	Limo-arcilla con gravas (bloques)							
GR ₅ h	0-5-4	Arenas y limos con gravas ang. calizas							
GR ₆ h	0-5-3	Limo-arcilla con gravas Marga							
GR ₇ h	0-5-6	Marga-limo con gravas calizas angulosas.							
MP ₁ m	0-5-10	Gravas y bloques de cuarcita con matriz de limo-arcilla	Depósitos de glacia	Excavabilidad variable por cem. extremad. locales	Pendientes suaves Terreno plano	Escasa a imperfectamente drenados Erosión hidrálica moderada en surcos	Tendencia a la pedregosidad por deflacción	Holoceno	Agrícola
MP ₂ i	0-5-12								
MP ₄ p	0-5-20		Depósitos de abanicos aluviales antiguos y de gravedad-vertiente	Fácilmente excavables no cementados	Mesetas y pendientes suaves. Terreno plano a colinado	Muy escasamente drenados Erosión hidrálica moderada en surcos	Holoceno	Agrícola	
MP ₃ p	0-5-15	Limo-arcilla con gravas iy bloques							

Localmente pueden estar cementadas por carbonatos de origen edáfico que forman costras laminares (36, MP1m). La unidad 34 (MP4p) puede incluir en su base términos equivalentes a los del Plioceno inferior (Rusciñense), descritos en el apartado anterior, sobre todo en las zonas en donde esta unidad se abre hacia la fosa del Jiloca (borde NE de la hoja).

1.8.2 Gravas de cuarcita y caliza (37, F5s) Pleistoceno superior (?)

Constituyen niveles de terrazas del río Piedra situados unos 6 metros sobre el cauce actual.

Están constituidos por gravas de caliza y cuarcita dominante con abundante matriz arenosa que contienen lentejones arenosos, intercaladas en limo-arcilla-arena. Corresponden a depósitos fluviales (*braided*) y de llanura de inundación.

1.8.3 Limos, arcillas y conglomerados (38, L2s). Pleistoceno superior (?)

Aparecen en el borde suroriental de la hoja, dando origen a planicies suavemente definidas, en relación con antiguos fondos endorreicos (*Superficies con depósito*).

La masa fundamental del sedimento está compuesta por arcilla-limo de carácter vértico (disyunción poliedrica a partir de grietas de desecación muy separadas). Existen niveles decimétricos de gravas cuarcíticas que localmente pueden estar cementados por carbonatos.

1.8.4 Brechas cuarcíticas sueltas (39, GR3h y GR2h). Pleistoceno-Holoceno

Son muy importantes los depósitos coluviales desarrollados sobre materiales paleozoicos en la mitad Este de la hoja, especialmente los pie de monte situados en las zonas montañosas en las que aflora la “Cuarcita Armoricana”.

Están constituidos por gravas, bolos y bloques de cuarcita (GR3h) y de cuarcita y pizarra (GR2h), normalmente angulosos o subangulosos englobados en una matriz de limo arcilla con escasa arena, de coloraciones rojizas.

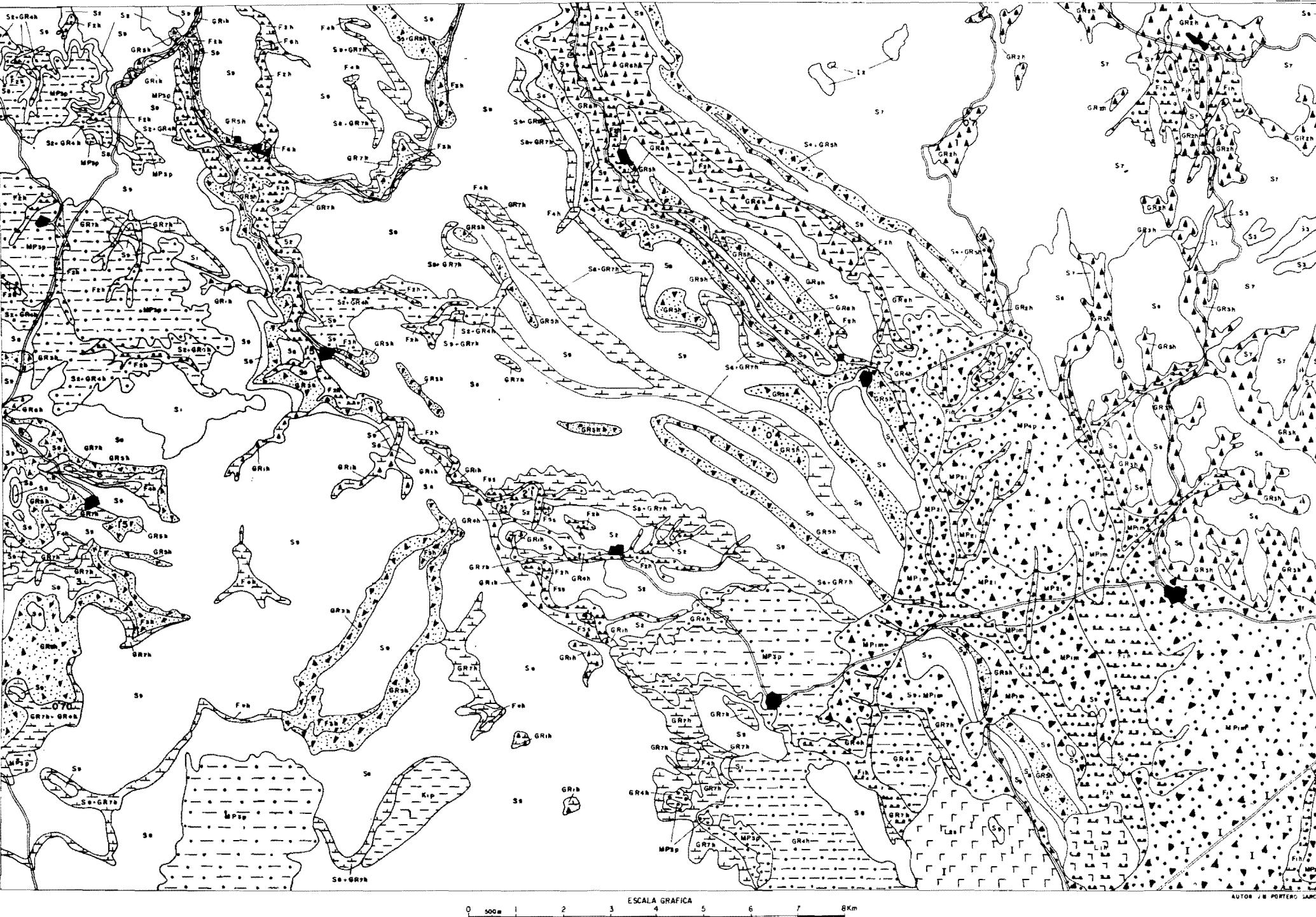
Pueden alcanzar espesores considerables del orden de 8 metros.

1.8.5 Limos y gravas con materia orgánica (40, L1h). Holoceno

Aparecen en el ángulo sureste de la hoja. Dan origen a extensas planicies.

USED

464
25-18



LEYENDA

SIGNOS CONVENCIONALES

- 1₁ - Diques de cuarzo blanco. No ripables. Alteración nula. S₅

1₂ - Rocas volcánicas. Riolitas. Endurecidas. Ripables por medios mecánicos. Alteradas. S₅

S₁ - Conglomerados cementados de cantes y bloques de caliza y cuarcita subredondeados. Muy endurecidos. No ripables. Rojizos y pardo-rojizos. Erosión hídrica en surcos ligera. S₅

S₂ - Alternancia de niveles métricos de conglomerados cementados de cantes y bloques de caliza y cuarcita, muy endurecidos y no ripables, con limos-arccillas algo arenosas pardo-rojizas fácilmente ripables. Erosión hídrica moderada en surcos. S₇

S₃ - Alternancia de brechas sueltas de cuarcita y pizarra subangulosa con matriz arcillosa y niveles de limo-arccilla pardo-rojiza. No cementados. Fácilmente ripables. Erosión hídrica moderada a severa en surcos. S₈

S₄ - Conglomerados de cantes y bolos cuarcíticos redondados y areniscas de grano medio a grueso rojo-visoras, extremadamente cementados y ripables por medios mecánicos, alternantes con limos y arcillas rojo violáceas dominantes a techo. Erosión hídrica ligera en surcos. S₉

SUBSTRATO

ESPESSORES

- 1,8 Espesor visto
1,8 Espesor total
~~1,8~~
 S. Espesor total y

• 363

- ## I Cementación por carbonatos

OBRAS HUMANAS

- Núcleos Urbanos
Carreteras

EXPLICACIONES

- #### ■ Inactivas

cies, hoy en día desecadas y potencialmente encharcables, en relación con las áreas endorreicas actuales de la Laguna de Gallocanta (Laguna de Zaida).

Son arcillas y limos, con arena y abundante materia orgánica y frecuentes niveles decimétricos de gravas cuarcíticas finas a medias. Abundan las eflorescencias de sales solubles (carbonatos, nitratos, etc.).

1.8.6 Gravas cuarcíticas (41, F1h). Limos y gravas (42, F2h). Holoceno

Englobamos aquí un conjunto de depósitos constituidos por aluviones, de variada naturaleza litológica, que forman los fondos de vaguadas y las llanuras aluviales de la red actual. En ocasiones están en relación directa con las áreas endorreicas de la Laguna de Zaida, teniendo un carácter híbrido fluvio-lacustre (F1h), al menos en las partes próximas a la laguna.

Se diferencian por su composición textural. Existen depósitos de gravas subangulosas y subredondeadas (y hasta bloques) de cuarcita sin apenas matriz (F1h). Sólo gravas con matriz de arena y limo-arcilla (F1h). Niveles de gravas alternantes con depósitos de limo-arcilla de inundación (F2h).

1.8.7 Tobas calcáreas (43, F6h). Holoceno

Aparecen en el cauce del río Piedra. Están en relación con surgencias kársticas de aguas con alta concentración de carbonato cálcico en disolución.

Se trata de calizas organógenas en las que el cemento traba abundantes restos vegetales sustituidos por carbonato cálcico.

1.8.8 Otras formaciones superficiales no cartografiadas en el Mapa Geológico

En este apartado se incluyen diversos depósitos que sólo han sido representados en el Mapa de Formaciones Superficiales.

Quedan perfectamente definidos en la leyenda de dicho mapa y en el Cuadro Resumen de Formaciones Superficiales que acompaña a esta memoria.

Se han distinguido depósitos de alteración kárstica (*terra rossa*) (K1p) generados desde el Plioceno medio hasta hoy.

Por otra parte se han precisado más las litologías dominantes de algunos depósitos aluviales. Esencialmente arenosos (F3h) o limo-margosos (F4h).

En los depósitos de gravedad-vertiente se han distinguido los “canchales” de gravas, bolos y bloques angulosos de calizas y dolomías, muy abun-

dantes en las *hoces* y *gargantas* de la red fluvial (GR1h). Se han hecho precisiones sobre la textura de algunos coluviales (GR4h, GR5h, GR6h y GR7h).

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 y del Jiloca separan las clásicas Rama Aragonesa, al NE, y Rama Castellana, al SW, 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 (vulcanismos jurásicos, ofitas triásicas, etc.) es ciertamente reducida.

El conjunto de la Cadena Celtibérica ha sido recientemente interpretada (ALVARO et al. 1978; CAPOTE, 1978), como una estructura tipo aulacógeno, desarrollada por distensión desde el Triás hasta finales del Jurásico; esta evolución fue interrumpida por los movimientos tectónicos 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 cobertura y su esencial característica es la presencia de dos grandes ciclos orogénicos diferentes, el Ciclo Hercínico, que estructuró los materiales paleozoicos del zócalo, y el Ciclo Alpídico que afectó tanto al zócalo como a la cubierta sedimentaria mesozoico-terciaria.

2.1.1 Tectónica del zócalo hercínico

Los caracteres estratigráficos y tectónicos de los afloramientos paleozoi-

cos 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 las segundas 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 sámicas, 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 cubierta mesozoica, lo que parece apoyar la posibilidad de que sean cabalgamientos hercínicos, posteriores a la fase principal S₁, que fueron reactivados en el ciclo alpino. Lo más probable es que se relacionen con los micropliegues y la esquistosidad incipiente de la 2^a fase. El último episodio relacionado con el ciclo hercínico es una etapa de fracturación intensa, equivalente a la fracturación tardihercínica descrita para el Macizo Herpérico (PARGA, 1969) y para el resto de Europa (ARTHAUD y MATTE, 1975, 1977). Esta fracturación, de edad permocarbonífera, se relaciona con la actividad magmática responsable de los vulcanismos pérmicos que se localiza también en la región. Las fallas tardihercénicas, cuyas direcciones principales son NE-SW y NW-SE, son los que, al reactivarse durante el Mesozoico

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

2.1.2 Tectónica Alpina

El modelo de tipo aulacógeno propuesto por ALVARO et al. (1978) explica la evolución tectónica de la región estudiada, durante la etapa de sedimentación mesozoica. En este contexto se considera que la Cadena Celtibérica fue una estructura tipo *rift* complejo, creada por estiramiento a partir del Trías. Este *graben*, orientado según la dirección NW-SE al haber reactivado el estiramiento viejas fallas tardihercínicas de esa dirección, formaba parte de una unión triple tipo r r r, centrada sobre un punto caliente del manto que ALVARO et al. (op. cit.) localizan hacia la región valenciana.

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

1.— **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 hace ahora, bajo régimen distensivo, como fallas normales. La sedimentación sincrónica, llenando los bloques deprimidos, es la correspondiente al Buntsandstein (Fase cuarcita de HOFFMAN) y culmina con los carbonatos del Muschelkalk.

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

4.— **Etapa de “downwarping”.** El estiramiento regional y el adelgazamiento cortical se hace más importante todavía. La sedimentación, ahora carbonatada, se realiza en un esquema de subsidencia generalizada, alejado del modelo de subsidencia diferencial que predominó en la etapa *graben*. En la región investigada corresponde a la sedimentación carbonatada jurásica. Los vulcanismos basálticos, de edad jurásica existentes en la región entre Teruel, Valencia y Castellón atestiguan el carácter fuertemente distensivo de esta etapa geotectónica.

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 Céltibérica, sincrónicamente con la sedimentación 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 NW-SE (Pliegues Ibéricos) y otra que origina pliegues cruzados (NE-SW). 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) y otro que da lugar a fallas transversales (NNE-SSO), estas últimas relacionables con la creación de la cuenca valenciana (ALVARO et al. 1978).

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

2.2 DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

Desde el punto de vista estructural los materiales aflorantes en la hoja pueden agruparse en los siguientes conjuntos, al igual que en el resto de la Cadena Céltibérica (IGME 1980).

- Basamento. Constituido por las potentes series del Cámbrico y Ordovícico afectadas por los movimientos Hercínicos.
- Tegumento. Formado por las Facies Buntsandstein y Muschelkalk.
- Nivel de despegue. Originado a partir del Keuper margo-yesífero.
- Cobertura. Constituida por los sedimentos del Jurásico, Cretácico y Terciario. Se pueden distinguir una cobertura terciaria plegada y una cobertura terciaria postorogénica,

Los materiales hercínicos se encuentran plegados según la dirección NO-SE ligeramente girada hacia el NNO, mediante estructuras vergentes al NE. Los pliegues menores de orden métrico decamétrico tienen direcciones de 150-160° con planos axiales erguidos buzando 70-80° hacia el SO.

En el tegumento del Buntsandstein y Muschelkalk existen pliegues apretados decamétricos de dirección NO-SE, vergentes hacia el NE, afectados por fallas inversas de gran ángulo en el flanco NE. En conjunto forman una serie monocinal buzando hacia el SO.

La cobertura jurásico-cretácita está estructurada fundamentalmente por pliegues de directriz ibérica (NO-SE) vergentes hacia el NE y afectados también por fallas inversas de gran ángulo cuyo plano buza al SO. Los pliegues tienen en ocasiones morfología de pliegues "en rodilla", sobre todo los del borde Sur de la hoja, con el flanco NE de los anticlinales subvertical y el SO muy tendido.

En la zona de Fuentelsaz (borde Oeste de la hoja) hay pliegues de dirección NE-SO, vergentes al SO desarrollados sobre materiales de Lías que están arrasados por la Fm. Arenas de Utrillas. Se trata de pliegues Neokimméricos-Aústricos. Existen pliegues de ejes incurvados y alabeados de orientación NNE-SSO y N-S. Destaca sobre todo el 'sinclinal' existente al Este de Abanto, cortado por una falla inversa NO-SE, cuyas direcciones pasan de N-S a E-O y por último a NO-SE, con morfología de gancho y vergencia hacia el E.

También destaca la estructura existente en los alrededores de Casas de Guisema al ESE de Fuentelsaz en la que interfieren las direcciones de plegamiento NE-SO y NO-SE.

La cobertura terciaria plegada se estructura según la directriz ibérica con pliegues vergentes al NE que incluso pueden presentar flancos verticales. La

cobertera terciaria postorogénica presenta suaves buzamientos del orden de 5-10° en los bordes de las cubetas.

3 GEOMORFOLOGIA

Siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto se ha realizado un Mapa Geomorfológico a escala 1:50.000. Acompañando a esta memoria se presenta una reducción del mismo, a escala aproximada de 1:100.000. Los términos utilizados en la leyenda del Mapa quedan subrayados en la memoria.

La simple observación de los mapas geológicos y geomorfológicos permite efectuar una clara diferenciación en tres dominios. Dos de ellos son típicamente morfoestructurales y vienen representados por los afloramientos de rocas paleozoicas por un lado y de materiales mesozoicos y paleógenos por otro. El tercer dominio corresponde a la depresión endorreica del Sistema de Gallocanta. Los dos primeros dominios se encuentran parcialmente fosilizados por depósitos de reducida potencia.

El dominio estructural de los materiales paleozoicos localizados en el ángulo NE está constituido por potentes series de cuarcitas y pizarras del Cámbrico y Ordovícico. El ataque de la erosión sobre estos materiales genera un conjunto de *crestas* y *hog-backs*, de escaso recorrido debido a las numerosas fallas que afectan a este conjunto. Además se han diferenciado *líneas de capa dura*. En algunos puntos las alternancias litológicas permiten diferenciar localmente un conjunto de *chevrons*.

Este afloramiento paleozoico está afectado por una clara regularización en los materiales lábiles pízarrosos. Por el contrario los afloramientos de formaciones cuarcíticas presentan sus vertientes desnudas con canchales a su pie. Existen, por otro lado, algunos *valles de fondo plano*, de escaso desarrollo a diferencia de otros valles de esta naturaleza mucho mayores existentes en hojas colindantes. Se trata de valles de fondo plano con concavidad de enlace con las vertientes, en los que los detritus de estas últimas alimentan el fondo. No cabe duda que esta morfología de *vertientes regularizadas* y valles de fondo plano a su pie corresponden a la acción de procesos periglaciares que han actuado durante los tiempos cuaternarios. Además de esta red de naturaleza periglaciar heredada se reconoce la acción de *barrancos de incisión lineal* de potente acción erosiva y que en algunos puntos pasan hacia la

cabecera a valles de fondo plano, en los que inciden los barrancos dejando en muchos casos hombrieras en sus márgenes.

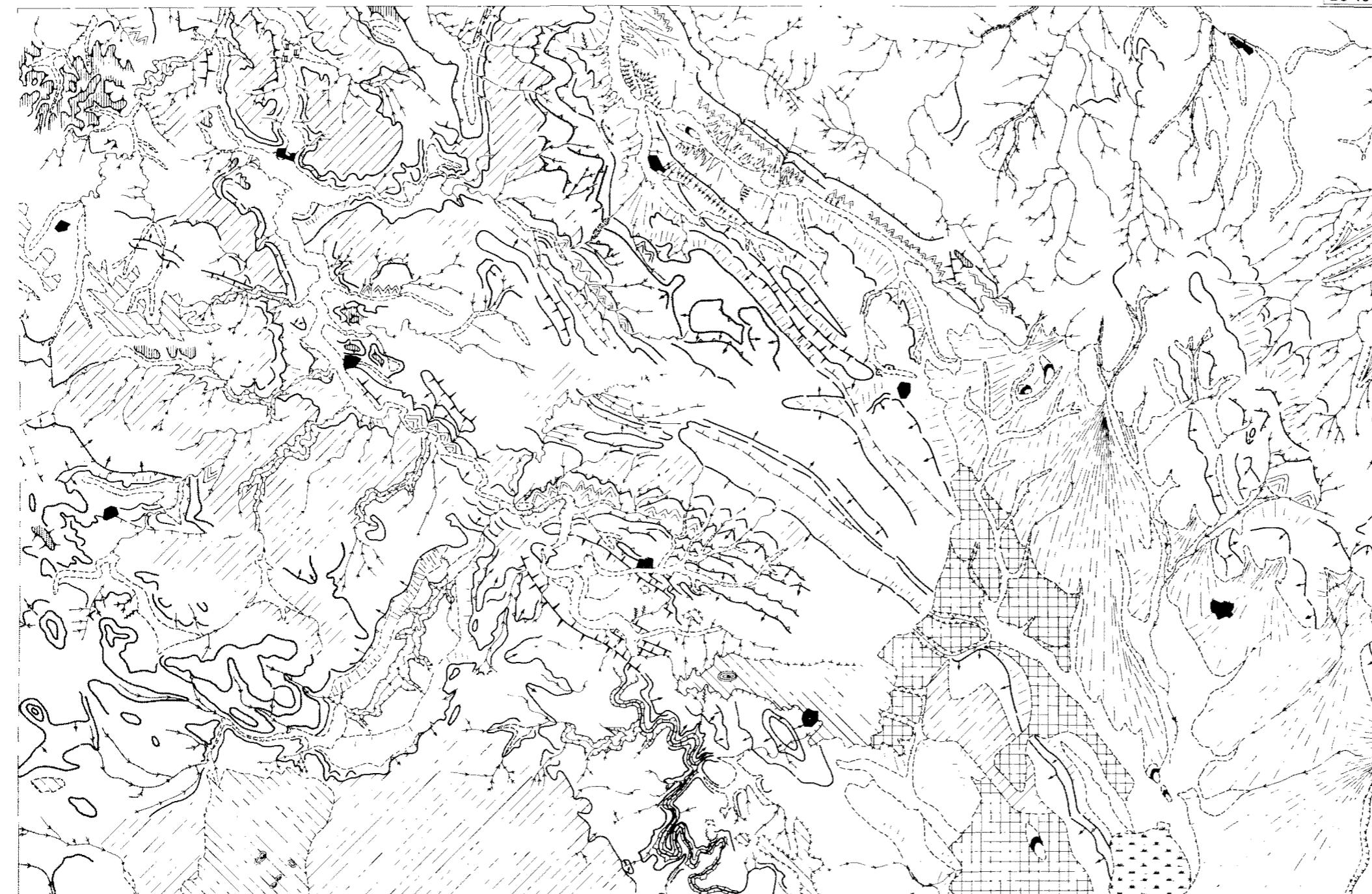
La mayor parte de la superficie ocupada por esta hoja corresponde al dominio estructural manifestado por los afloramientos de materiales mesozoicos y paleógenos. La acción de la erosión ha dado lugar a espectaculares formas estructurales en una gran parte de su extensión. Se reconocen típicas formas de combes, sinclinales colgados y ruces. No obstante las formas de detalle de mejor expresión corresponden a alineaciones de *crestas*, *hog-backs* y *cuestas*. En los reversos de las cuestas y sobre todo cuando afecta a los materiales superiores del Muschelkalk se desarrollan muy buenos ejemplos de *chevrons*. Desde un punto de vista global el modelado estructural es un buen ejemplo de relieve apalachiense ya que se conservan en muchos puntos una superficie de erosión que decapita las estructuras alpinas.

Esta superficie de erosión se extiende ampliamente por la hoja y queda compartimentada por el encajamiento de la red fluvial cuaternaria. Destacan en algunas áreas un conjunto de *relieves residuales*, que no han sido decapitados en la elaboración de la superficie de erosión fundamental.

Es problemático precisar la edad de la elaboración final de esta superficie de erosión. Los datos de que se dispone regionalmente parecen indicar que la etapa óptima final de su desarrollo corresponde con la deposición del primer nivel de caliza del páramo. Es bien conocida la reactivación que experimenta el relieve con posterioridad a este nivel. Esto trae como consecuencia por un lado la degradación de la anterior superficie de erosión y la elaboración de un nuevo ciclo de erosión que como veremos rápidamente queda abortado. Por otro lado se depositan en este área niveles detríticos que corresponden a lo que denominamos *superficie de colmatación fundamental*. En cualquier caso la superficie de erosión después de analizar los procesos generadores que la han afectado puede considerarse como elaborada en el Plioceno.

En este dominio la red fluvial cuaternaria se encaja notablemente en muchos puntos produciendo espléndidos meandros encajados por un fenómeno de epigenia. Da lugar a pintorescos parajes, de indudable interés ecológico, como el de las Hoces de Torralba de los Frailes en las que el río Piedra incide profundamente en los materiales carbonatados del Cretácico Superior con profundas *gargantas* y *hoces*. Este área está siendo estudiada en la actualidad con fines ecológicos. Estos encajamientos no sólo limitan al área anteriormente señalada sino que se desarrollan en muchos otros puntos de la hoja.

No sólo es importante la incisión lineal en este área sino que también queda impresa la acción de los procesos periglaciares anteriormente señalados.



LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES	
	Crestas
	Cuestas y hog-backs
	Chevrons
	Línea de capa dura
	Sentido del buzamiento
	Relieves tabulares (grados,mesas)
	Fallas con expresión morfológica atenuada
SUPERFICIES DE EROSION	
	Superficies de erosión sobre Mesozoico
	Relieve residual en superficies de erosión (Plioceno s.l.)
MODELADOS DEPOSICIONALES	
	Superficie de colmatación fundamental
	Glacis
	Glacis degradado
	Superficies con depósito en relación con áreas endorreicas
	Áreas endorreicas
	Terrazos fluviales
	Tablas calizas
	Valles de fondo plano
	Conos de deyección
	Relieve residual entre depósitos cuaternarios y/o pliocuaternarios
VERTIENTES	
	Vertientes regularizadas
	Deslizamientos rotacionales
RED FLUVIAL	
	Cauces activos
	Gargantas, hoces
	Barrancos de incisión lineal
	Carcavas
	Lagunas temporales
ESCARPES	
	Escarpa en relieve tabular (<50m)
	Escarpa neta (glacis, terrazos, superficies, etc)
	Escarpa degradado (glacis, terrazos, superficies, etc)
MODELADO ANTROPICO	
	Núcleos urbanos
	Canteras

dos en forma de valles de fondo plano, existentes básicamente en las zonas de cabecera y en algunos puntos del curso intermedio, favorecidos por circunstancias estructurales.

Esta acción de las fases frías cuaternarias también se manifiesta en las vertientes modeladas en materiales blandos tales como los del Keuper, Utrillas y Paleógeno fundamentalmente. Aquí existe una regularización de vertientes muy clara y definida. Por otra parte las laderas formadas por materiales más resistentes se presentan por lo general desnudas excepto en las paredes de los cañones labrados por la fuerte incisión lineal de los ríos principales y afluentes de los mismos, donde se desarrollan a su pie típicos canchales.

Ya hemos señalado que existen diferentes manchas de materiales neógenos fosilizando las estructuras de compresión alpina. En el ángulo NO se reconoce un típico relieve tabular que debido a la diferente resistencia a la erosión de los materiales constitutivos del mismo da lugar a pequeñas *mesas* y *gradas* que en conjunto constituyen un modelado en graderío. Los restantes materiales neógenos del área son de escasa potencia y recubren la superficie de erosión anteriormente señalada. Destaca en la mayoría de ellos la presencia de numerosas depresiones cerradas de pequeño tamaño, de escala hectométrica a decimétrica que salpican la superficie. Estas depresiones están cubiertas esporádicamente por agua y constituyen lagunas temporales. La génesis de las mismas es muy problemática y muy posiblemente sea pluvial. Algunas parecen tratarse de dolinas aluviales generadas por una karsificación de los materiales carbonatados infrayacentes. Otras es posible que se trate de pequeñas cuencas de deflacción, ya que en la hoja de Odón colindante al Sur se observa un conjunto de depresiones cerradas cuyos ejes presentan direcciones NO-SE y la actividad eólica generadora indica un sentido hacia el SE. Por lo demás la red fluvial las afecta en muy poco grado pero no obstante se reconoce las dos formas anteriormente señaladas de valles de fondo plano y barrancos de incisión lineal.

Al SE de la hoja se desarrolla el endorreísmo de la laguna de Gallocanta. La extensión del área endorreica es realmente considerable y tiene un indudable interés desde diferentes puntos de vista científicos. Las lagunas de Gallocanta y Zaida han sido objetos de estudios por HERNANDEZ PACHECO, F. y ARANEGUI, P. (1926) en donde señalan la existencia de una terraza antigua en los bordes de la laguna. Con posterioridad DANTIN CERECEDA, J. (1941) analiza las circunstancias geográficas y geológicas de la misma, a la par que realiza por esta época otras publicaciones sobre el endorreísmo peninsular y aragonés. Posteriormente se han realizado estudios minuciosos de la sedimentación carbonatada de la laguna por CALVO, J. et

al. (1978). Actualmente se viene efectuando trabajos muy minuciosos con fines fundamentalmente ecológicos.

Resulta complejo establecer una hipótesis inicial sobre el endorreísmo de Gallocanta. No obstante estimamos que es muy posible un origen inicial tectónico para la misma tal como indican CALVO, J. et al. (1978). No hay duda que el margen oriental de la laguna ha experimentado una mayor levantamiento y es muy posible que la fracturación, causa inicial del origen del endorreísmo, esté en relación temporal con la etapa álgida de generación de la fosa del Jiloca y correspondería por lo tanto a etapas plio-cuaternarias.

No cabe duda que la evolución de este endorreísmo está afectado por los diferentes sucesos climáticos (y tectónicos) que han tenido lugar durante el Cuaternario. Esto se manifiesta por la mayor extensión que ha adquirido el perímetro de la laguna. En esto se reconocen tres niveles situados a distintas alturas con respecto a nivel actual y aparecen escalonadas en un intervalo de unos 20 m aproximadamente. No es fácil el precisar el escalonamiento debido a la degradación que experimentan los taludes entre estos niveles.

Se diferencian dos tipos fundamentales de depósitos. Por una parte típicos sedimentos fluviales conglomeráticos y arenosos y que sin duda proceden de la actividad de los afluentes de alimentación superficial de la laguna. Por otra parte, existe, como se ha señalado, una sedimentación evaporítica fundamentalmente carbonatada tal como señalan CALVO et al. (1978), en el área actual de la laguna.

Estimamos que la mayor parte de la alimentación de la laguna se realiza por escorrentía superficial y en parte por flujo subávleo en los depósitos clásticos. No obstante hay que tener presente la posible alimentación por aparatos kársticos en el margen occidental de la laguna. Es muy conocida la intensa karstificación existente en muchas áreas de esta región de la Cordillera Ibérica que viene expresada por extensos campos de dolinas. La observación detallada de los bordes de la laguna parece poner de manifiesto la presencia de una actividad kárstica reciente que viene manifestada por los contornos elipsoidales y circulares que se interpretan como debidas a procesos de colapso por karstificación subyacente.

Las diferentes etapas en la evolución de la laguna son difíciles de precisar en el tiempo. No hay duda que las mayores extensiones en la superficie de la misma han de corresponder a etapas de una mayor precipitación y/o menor evaporación que pueden correlacionarse con etapas "pluviales" s.l.

En la margen oriental de la laguna destacan un conjunto de *glacis degradados* que estimamos tienen una edad plio-cuaternaria.

El conjunto del modelado de la hoja resulta de la combinación de una

suma de procesos morfogenéticos muy diversos espaciados temporalmente y representados geográficamente en diferentes puntos de la superficie del mapa. La evolución geomorfológica la realizaremos en base a los conocimientos de la bibliografía regional y a las observaciones y experiencias que se han efectuado en la elaboración de este proyecto.

La forma que adquiere un mayor desarrollo y que a su vez es más antigua viene manifestada por la superficie de erosión pliocena de cuya complejidad en la elaboración ya se ha hablado con anterioridad. Con posterioridad al desarrollo de la misma tiene lugar una etapa de deformación que en este área se manifiesta básicamente por la generación de la fosa del Jiloca y muy posiblemente por el inicio del endorreísmo de Gallocanta. Despues de esta etapa tectónica tiene lugar una importante fase de karstificación en la región que en esta hoja quizá se manifieste por la generación de pequeñas dolinas aluviales. En etapas posteriores la climatología cambia a circunstancias de una mayor sequedad y se generaliza el modelado de glacis por derrame de edad plio-cuaternaria. Las etapas climáticas frías del cuaternario vienen manifestadas por una regularización de vertientes y valles de fondo plano acompañantes, junto con la incisión de barrancos en una etapa posterior. En el sistema de Gallocanta estas fluctuaciones climáticas dan origen a diferentes extensiones en el perímetro de la laguna que se manifiestan en la actualidad por la presencia de diversos niveles.

Los procesos activos no son muy importantes en esta hoja; sin duda el más importante lo constituye la activa incisión de los barrancos pero que al afectar a rocas básicamente competentes técnicamente produce el encajamiento de la red. No obstante es preciso señalar la importancia ecológica que tiene el sistema endorreico de Gallocanta y el paraje de las Hoces de Torralba que están siendo objeto de estudio por diferentes investigadores con el fin de tener un conocimiento más preciso de la ecología del área.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La extensión abarcada por una hoja 1/50.000 resulta insuficiente para establecer los principales rasgos de la evolución geológica de la misma que, como resulta evidente, está íntimamente ligada a la de la unidad tectónico-sedimentaria a la que pertenece.

Así se tendrán en cuenta los datos existentes en la bibliografía y tam-

bien los obtenidos en la realización de las siete hojas que "C.G.S.S.A." ha efectuado durante el año 1980: Ateca (25-17), Paniza (26-17), Used (25-18), Daroca (26-18), Odón (25-19), Calamocha (26-19) y Monreal del Campo (26-20), por lo que este capítulo es común a todas ellas.

Por otra parte los ambientes sedimentarios en que se depositaron los materiales han quedado suficientemente definidos y precisados en los capítulos de Estratigrafía de las hojas siempre que ha sido posible. La evolución tectónica se ha reflejado en el apartado de Tectónica Regional de las mismas.

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución geológica del sector abarcado por las siete hojas antes citadas, de cuyo estudio se dispone los datos a partir del Cámbrico inferior.

A finales del Precámbrico y durante el Cámbrico más inferior se inicia un gran ciclo sedimentario con la sedimentación de la Cuarcita de Bámbola. Hoy en día subsiste la duda de si esta unidad es discordante sobre el Precámbrico de Paracuellos o se trata de un contacto mecanizado de forma general por la diferente competencia de los materiales.

Es evidente que un aporte clástico tan generalizado está en relación con la degradación de un relieve importante, que por las direcciones de aporte se situaría hacia el NE (Estas direcciones son muy constantes durante casi todo el Cámbrico y Ordovícico, señalando un área fuente que tradicionalmente viene siendo denominado "Macizo del Ebro").

La Cuarcita de Bámbola se deposita en un ambiente marino de estuario (submareal) probablemente por destrucción de aparatos deltaicos sometidos al influjo de mareas y oleaje. Progresivamente se instala una plataforma somera con depósitos en ambiente intermareal a intermareal alto en llanuras arenosas (Capas de Embid) o mixtas (Capas del Jalón). La dolomía de Ribota se sedimenta en ambientes muy someros.

A finales del Cámbrico inferior se produce un hundimiento de la Cuenca con depósito de materiales en facies marinas de plataforma abierta que alcanza sus máximos de profundidad con las margas de Valdemiedes-Murero, es decir durante el límite Cámbrico inferior/medio. A continuación se desarrolla una plataforma más somera con aportes intermitentes detríticos en ambientes que van de neríticos a intermareales con retoque de oleaje y mareas. Se reconocen dos grandes mega-secuencias negativas de finos a arenas (Huermeda a Daroca y Valdemiedes a Miembro A2 de la Formación Almunia), la segunda de las cuales está compuesta por otras cuatro secuencias menores.

La sedimentación durante el resto del Cámbrico medio y superior y Tremadoc tiene lugar en una plataforma somera en ambiente intermareal. Se

reconocen ambientes de llanuras arenosas fangosas y mixtas según la proporción limo/arena. Algunos niveles cuarcíticos pueden ser interpretados como canales de mareas (Fm. Borrachón). Los depósitos arenosos son más frecuentes en toda la serie en la Rama Aragonesa (Cadenas Ibéricas Orientales y representan una mayor proporción de episodios de barras y canales en la plataforma). Se observa un aumento de espesores de las facies, hacia el Oeste al mismo tiempo que aumenta la proporción de finos. Las direcciones de corrientes medidas indican aportes del E y NE. (Macizo del Ebro?). En conjunto la serie se agrupa en cuatro megasecuencias negativas mayores (incluyendo el Arenig.) formadas por las unidades Miembro B a C; Miembro D a Fm. Valconchán (límite Cámbrico-Tremadoc.); Fm. Borrachón a Fm. Dere y Fm. Santed a Cuarcita Armoricana. Estas megasecuencias mayores contienen a su vez otras mesosecuencias también negativas, y están en relación con la tectónica probablemente con ascensos epirogenéticos (?) de las áreas fuentes.

Durante el Arenig (Cuarcita Armoricana), hay depósito de barras (mareales? -litorales?), generalizadas en todo el área. Los aportes vienen también del E y NE. El oolito ferruginoso superior representa una interrupción en la sedimentación.

La sedimentación continúa durante el Ordovícico medio-superior en una plataforma relativamente somera con influjo de mareas y oleaje, que alcanza un máximo de profundidad con el depósito de las Margas de Bivalvos. Termina con el depósito de las Calizas de Cistoideos que representan episodios de constructores de carácter "arrecifal s.a." limitados al Ashgilliano en las cadenas orientales y durante todo el Caradoc.-Ashgill. en la Rama Castellana (hoja 25-19 Odón).

Hay evidencia de emersión de la serie carbonatada Ashgilliano, con dolomitización y erosión como lo revelan los depósitos pizarrosos de la Fm. Orea (Llandovery) que contienen cantos y bolos de calizas y dolomías. La sedimentación continúa con idénticas características de plataforma con influjo de mareas y oleaje durante el Silúrico inferior (Fm. Orea y Fm. Bádenas) con dominio de llanuras predominantemente fangosas en las que aparecen episodios de barras (litorales?) constituidos por la Cuarcita blanca del Llandovery.

La controvertida discordancia de la base de la Cuarcita de Bámbola podría estar en relación, en caso de ser cierta con la fase Asintética. Las fases tectónicas caledonianas tienen más repercusiones paleogeográficas que tectónicas, siendo la más detectable la Tacónica en el límite Ordovícico-Silúrico (erosión de las calizas ashgilienses).

El plegamiento fundamental debe ser hercínico, detectándose al menos

dos fases, de las que la primera es la principal; en nuestra zona origina pliegues erguidos de dirección NO-SE vergentes hacia el NE. En las etapas finales se producen cabalgamientos vergentes hacia el NE, que se reactivan posteriormente durante los movimientos alpinos.

La tectónica tardihercínica (finales del Carbonífero) se manifiesta por la formación de desgarres según un sistema con fallas dextrales NO-SE y sinistrales NE-SO. A comienzos del Pérmico algunas fallas se mueven en régimen distensivo con formación de fallas normales de gran salto, en parte por reactivación de las anteriores (NO-SE, NE-SO dominantes y N-S y E-O) algunas de las cuales alcanzarían centenares de kilómetros. A través de estas fracturas se producen emisiones volcánicas de carácter calco-alcalino. En estas condiciones se depositan los materiales del Pérmico inferior (Autuniense) en un ambiente continental, con intensa actividad volcánica y piroclastos incorporados a los sedimentos, en diferentes subambientes desde abanicos aluviales a facies palustre-lacustres. Una reactivación tectónica con basculamientos y movimientos diferenciales de bloques es la responsable de la discordancia existente entre Autuniense y Saxonense (fase Saálica). Una etapa de intensa alteración del zócalo precede a la sedimentación de Saxonense (suelos ferralíticos en el área de Fombuena, hoja 26-18 Daroca). Continúa la sedimentación en régimen continental, llenando bloques deprimidos, mediante sistemas de abanicos aluviales coalescentes en nuestra zona, que incorporan abundante material piroclástico (cineritas, tobas volcánicas) reelaborándolo. La actividad volcánica continúa detectándose por la presencia de coladas riolíticas (Montesoro: hoja 25-19 Odón). Restos de dicha actividad volcánica pérmica se encuentran en el Paleozoico de Codos (hoja 26-17 Paniza) y del Sur de Ateca (25-17). La tectónica pérmica afecta a una extensísima zona de Europa, no habiéndose individualizado la Cuenca Celtibérica para estos tiempos (IGME 1980).

Es a partir del inicio de la sedimentación de la facies Buntsandstein cuando la Cadena Celtibérica se corresponde con un modelo tectónico-sedimentario de tipo Aulacógeno (ALVARO et al 1978) a partir de un domo centrado en una pluma del manto situada en la región valenciana. Las fallas tardihercénicas (y pérmicas) fueron reactivadas en régimen claramente distensivo, sobre todo las NO-SE. Así se crea un *graben* complejo orientado según la dirección NO-SE, con bloques afectados de subsidencia diferencial fuerte, lo que explica las fuertes variaciones de espesor de la Fm. Buntsandstein. En estas condiciones el comienzo del relleno no debió ser sincrónico en todos los puntos de la cadena, comenzando probablemente en el Pérmico superior (Thuringiense) en la zona de Molina de Aragón (RAMOS 1979).

El depósito se inicia con sedimentos de características continentales (fluviales *braided*) representados por los conglomerados y areniscas inferiores de la hoja de Monreal (26-20), Odón (25-19), Used (25-18), Ateca (25-17) y borde noreste de la de Daroca (26-18) en el área de Fombuena. Posteriormente aparecen facies de tipo estuario con deltas destructivos e influencia de las mareas, que culminan con los sedimentos de plataforma somera, claramente dominados por las mareas a techo de la facies Buntsandstein. En el centro de la hoja de Daroca, borde NE de la de Used y Suroeste de la de Paniza se conservan pequeñas fosas con relleno de Buntsandstein, en la que los espesores son muy reducidos y el depósito comienza con características fluvio-torrenciales.

Se consigue el igualamiento del relleno de los bloques hundidos que ha sido acompañado de invasión marina. Durante el Muschelkalk se desarrolla una extensa plataforma somera en la que se reconocen ambientes intermareales a supramareales. Hay episodios de barras y canales (dolomías en capas gruesas) que podrían aislar *lagoons* hipersalinos (sílex), facies de canales mareales (hoja 25-19 Odón) y sedimentos intermareales altos a supramareales a techo como paso a las condiciones sedimentarias del Keuper. Durante el Pérmico y Buntsandstein parece existir un "horst" elevado en el área de Ateca-Daroca (Umbral de Ateca), con fuerte reducción de espesores e incluso no sedimentación.

Progresivamente se pasa a una etapa de subsidencia generalizada, con sedimentación expansiva que rebasa los márgenes del *graben* Celtibérico por hundimiento de sus bordes. Todo ello está en relación con la progresión de la distensión que adelgaza y estira la corteza. A través de las fracturas se produce magmatismo básico de origen mantélico más concentrado en los alrededores de la pluma del manto y a lo largo del borde norte de la Cuenca. Esta etapa viene representada por la facies Keuper (y ofitas). En nuestra zona no hay evidencia de magmatismo por encontrarnos en zonas alejadas de los focos de emisión (C. Cantábrica, Valencia). Los sedimentos presentes en nuestra zona se depositaron en llanuras litorales muy extensas, con desarrollo de lagunas efímeras salinas (*sebkhas* litorales) y sedimentación evaporítica. Invasiones del mar darían lugar a depósitos de llanura de mareas (inter a supramareales). Algunos canales drenarían las citadas llanuras.

El estiramiento regional se hace todavía más importante pasándose a un modelo definitivo de subsidencia generalizada durante el Triásico más superior y Jurásico. El carácter fuertemente distensivo de esta etapa está atestiguado por los vulcanismos basálticos existentes en la zona comprendida entre Teruel, Valencia y Castellón.

La presencia de discontinuidades sedimentarias reconocibles no sólo en

la Cordillera Ibérica sino también en los Catalánides y Cordilleras Béticas, ha permitido la división del Jurásico en una serie de unidades que se definen como secuencias deposicionales (fig.3). (GINER 1980).

La secuencia del Lías (J1) se inicia con las brechas de la Fm. Cortes de Tajuña. La base de esta unidad es localmente erosiva y marca el límite entre el Rethiense y Lías: finaliza con el oolito ferruginoso del tránsito Lías-Dogger o sus equivalentes laterales. Dentro de ella se reconocen una serie de discontinuidades de menor importancia (como máximo representan períodos no deposicionales equivalentes a una zona de Ammonites) lo que permite diferenciar una serie de unidades. La primera de ellas J1.1. está constituida por las brechas de la Fm. Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas, el límite superior consiste en una superficie ferruginizada y perforada. La segunda unidad J1.2. incluye las Fms. Cerro del Pez y Barahona a techo de la cual se identifica otra superficie ferruginizada y perforada. La tercera unidad J1.3. formada por las Fm. Turmiel y Mb. Casinos tiene como límite superior el oolito del tránsito Lías-Dogger (o superficies de concentración de fauna). Cada una de estas unidades tiene un carácter transgresivo sobre la anterior, aunque a techo de J1.2 y J1.3 se desarrollean etapas regresivas. En conjunto la evolución de estas unidades muestran una transgresión que alcanza sus máximos valores en J1.3. La aparición de facies regresivas y superficies de ferruginización, condensación de fauna y s. perforadas se interpreta como detenciones momentáneas en el desarrollo de la transgresión.

La secuencia del Dogger (J2) está constituida por lo que se ha denominado parte media de la Fm. carbonatada de Chelva, y limitada entre los dos oolitos ferruginosos (superior e inferior) aunque en la mayoría de los casos tan solo se reconoce uno de ellos de un modo claro.

En la secuencia del Malm (J3) el límite inferior coincide con el oolito ferruginoso del tránsito Dogger-Malm, mientras que el superior se sitúa ya en el Cretácico inferior (Valanginiense), si bien en el área considerada el Jurásico está erosionado siendo los niveles más altos registrados los del Kimmeridgiense superior-Tithónico. Está constituida por el Mb. Yatova de la Fm. Chelva, Fm. Sot de Chera, Fm. Loriguilla y Fm. Higueruelas.

En la vertical, las secuencias J₂ y J₃ muestran un marcado carácter *shoaling upward* es decir que cada una de ellas se inicia con términos marinos correspondientes a depósitos de cuenca o plataforma externa para finalizar con sedimentos de aguas muy someras y con evidencias de emersiones esporádicas. Por el contrario en la secuencia del Lías (J1), tan sólo los ciclos J1.3 y J1.2 muestran esta evolución, mientras que J1.1 se inicia con depósitos de aguas muy someras en ambientes restringidos para finalizar con depósitos de plataforma somera.

LEYENDA

- Evaporites
- Breccias
- Carmolás
- Dolomías
- Carizas
- Calizas con esponjas
- Calizas bioclasticas
- Calizas oncólíticas
- Calizas oolíticas
- Ritmita
- Margocalcas
- Margas
- Arracifes de esponjas
- Areniscas
- Superficie ferruginosa perturbiada (hard-ground)
- Oquillo ferruginoso

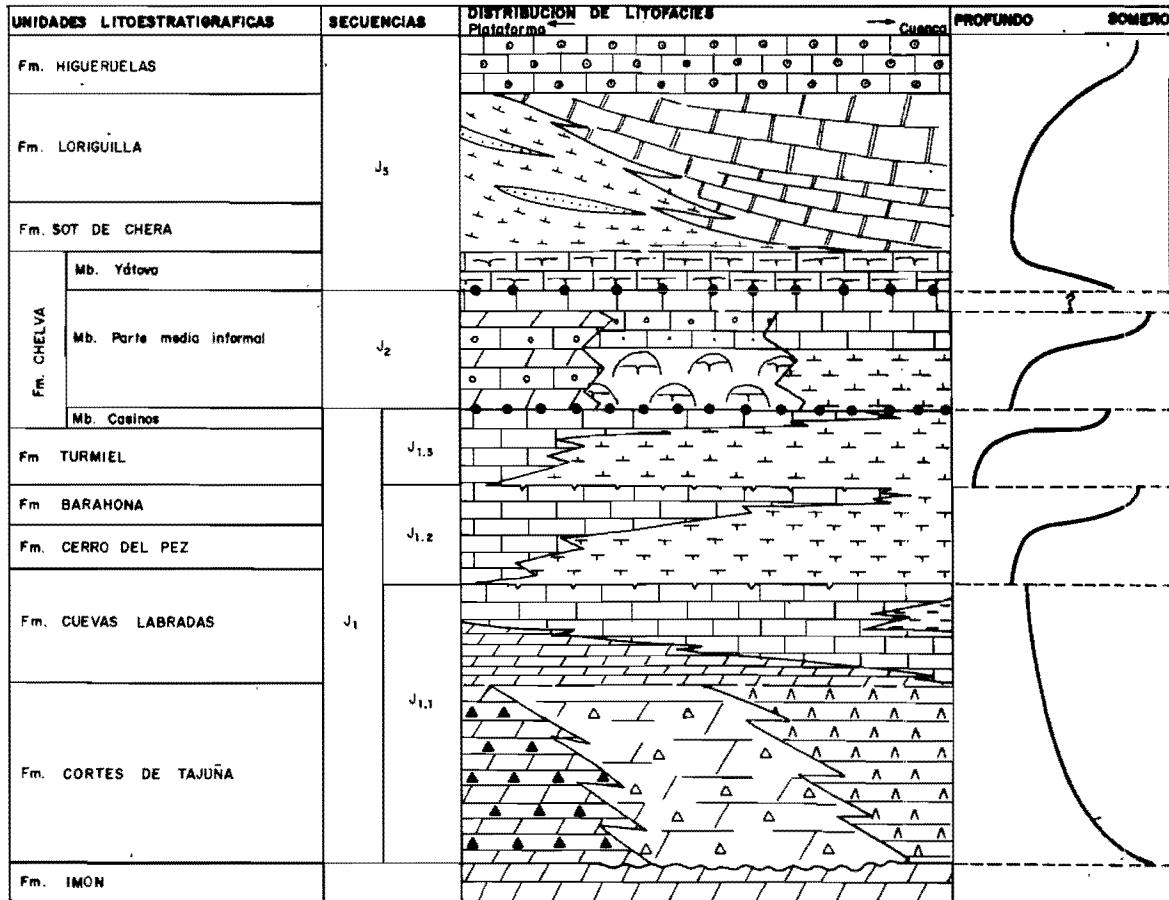


Fig. 3.— Secuencias deposicionales y distribución de litofacies del Trías más superior y Jurásico.

Finaliza el Malm con una sedimentación detrítica correspondiente a la Facies Purbeck como inicio de movimientos tectónicos generalizados en nuestra zona. Así al final del Jurásico y durante el Cretácico inferior se producen períodos de inestabilidad que interrumpen la evolución del Aulacógeno Celtibérico. Se producen grandes movimientos verticales con erosión de bloques levantados y depósito en las zonas hundidas en dos etapas: una previa a los depósitos continentales de F. Weald (ausentes en nuestra zona) y otra pre-Utrillas, que se correlacionan tentativamente con las fases Neokimmérica y Aústrica respectivamente. Localmente en estas fases se desarrollan pliegues de dirección próxima a la N-S o NE-SO, que son arrasados previamente a la deposición de la Fm. Arenas de Utrillas.

En la zona faltan los sedimentos correspondientes a las facies Purbeck-Weald (sólo hay unos pocos metros de terrígenos del Jurásico superior en la hoja de Monreal del Campo), reposando la facies Utrillas sobre diferentes términos del Jurásico. La erosión pre-Utrillas ha sido más intensa en los bordes de la zona Norte del umbral de Ateca llegando a situarse sobre el Keuper en algunos puntos de la de Ateca. Sin embargo en la hoja de Monreal del Campo y borde oriental de la de Paniza (Cuenca del Ebro) aparece una sucesión jurásica muy completa.

La Fm. Arenas de Utrillas se depositó en un ambiente de tipo estuario a partir de aparatos deposicionales de tipo deltas destructivos dominados por las mareas.

A partir del Cenomaniense medio se desarrolla una extensa plataforma somera carbonatada, al mismo tiempo que remiten progresivamente los aportes terrígenos del continente. Se inicia un ciclo transgresivo en el que se reconocen facies litorales con Ostreidos y facies de llanura de mareas que culminan en el Turoniense, con sedimentos submareales de plataforma somera en la zona del noroeste (Ateca, Used y borde norte de Odón) o mareales (Calamocha, Monreal). Hay procesos de dedolomitización y costras ferruginosas con concentración de fauna que indican emersiones locales e interrupciones en la sedimentación.

A continuación viene un ciclo sedimentario de tendencia regresiva que se inicia de manera generalizada con la instalación de organismos constructores (Algas y sobre todo Rudistas) que colonizan grandes áreas de la plataforma fijando bancos y "montes" e incluso dando lugar a verdaderos Biohermos. A partir de este momento (Coniaciense?) la plataforma es somera y restringida, existiendo facies de *lagoon*, en ocasiones con tendencia lacustre y fuerte influencia de aguas dulces del continente (muy acusadas en la hoja de Daroca). Algunas barras y canales migraban en la plataforma (hojas de Used y Odón). Hacia el Sur (hoja de Monreal) los biohermos de Rudistas

persisten durante mucho más tiempo que en el resto de la zona.

Durante el Santoniense existen episodios generalizados en el que se desarrollan barras y canales bioclásticos que se movían en la plataforma, (*bioclastic-sand shoal*) lo que contribuyó a restringir aún más la misma al menos de forma local.

El ciclo regresivo continúa hacia finales del Cretácico superior con depósitos de *lagoon* cerrado, con gran influencia de aguas dulces del continente (hojas de Used, Odón, Calamocha y Daroca).

Durante el Cretácico superior no puede decirse que el Aulacógeno Celtibérico siga existiendo como tal.

Faltan en la zona sedimentos de finales del Cretácico y del Paleoceno pero en zonas próximas durante estos tiempos se ha producido ya la retirada definitiva del mar. A partir de este momento la sedimentación tiene carácter continental.

Se detectan ya 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 molásico-continental del Terciario.

Al final del Cretácico se instalan las zonas móviles de las Béticas-Baleares y del Pirineo, los esfuerzos transmitidos van a deformar intensamente la Cadena Celtibérica, en la que después de la evolución tipo Aulacógeno la corteza estaba muy adelgazada y estirada.

Una primera fase de plegamiento, con compresión NO-SE es responsable de la discordancia situada en la base del Eoceno superior-Oligoceno inferior. Durante estos tiempos se reconocen depósitos en facies de abanicos aluviales, fluviales y lacustres (hojas de Used, Odón y Montreal).

Una segunda fase de plegamiento se produce en el Oligoceno superior, con compresión principal NE-SO, que da origen a estructuras con directriz Ibérica vergentes al NE en nuestra zona. Es la responsable de la discordancia intra-oligocena existente en la región (Fase Castellana de PEREZ GONZALEZ et al 1971). En la región se depositan materiales en facies de abanicos aluviales (Montreal, Used) y fluvio-lacustres (Odón) hasta el Mioceno inferior.

Resulta difícil reconstruir la paleogeografía de las Cuencas del Paleógeno y Mioceno inferior, pues sólo se dispone de afloramientos aislados.

Una tercera fase de plegamiento con compresión ENE-OSO tiene lugar a finales del Mioceno inferior (Ageniense). A partir de estos momentos la zona de la cadena que nos ocupa se comporta en régimen distensivo generalizado hasta el Cuaternario. Durante el Mioceno inferior más superior y Mioceno medio aparecen fallas con gran salto de direcciones NO-SE y NNE-SSO,

siendo las primeras más antiguas. Son las responsables de la creación de las Cuencas de Calatayud y Teruel-Alfambra.

Desde el Ageniense más superior hasta el Plioceno medio, se rellenan las cuencas mediante abanicos aluviales y facies asociadas: fluviales (escasas), de playas, playas salinas, palustres, palustre-lacustres y lacustres el máximo de expansión de facies palustre-lacustres se sitúa en el Mioceno superior y Plioceno inferior en la Cuenca de Calatayud, siendo también bastante frecuente en el Aragoniense inferior y medio en las hojas de Paniza, Calamochas y Monreal. En las cuencas menores, internas de la Cordillera, (Used, Odón) y en la de Almazán (borde Oeste de Ateca) dominan los terrígenos gruesos de los abanicos aluviales.

Una suave discordancia se sitúa en el Plioceno inferior sobre la unidad de "Calizas del primer páramo" y es un preludio de la Fase Iberomanchega I, (AGUIRRE et al 1976). La colmatación de las cuencas tiene lugar durante el Plioceno medio y se corresponde aproximadamente con el nivel de "Calizas del segundo páramo" de la de Calatayud, desarrollándose en las hojas de Odón y Used una superficie de colmatación-erosión sobre materiales detriticos. Paralelamente a estos acontecimientos ha quedado generada durante el Plioceno inferior y medio la superficie de erosión fundamental de la meseta, sobre Mesozoico y Paleozoico, adquiriendo toda la región una morfología de extensa penillanura con algunos relieves residuales muy suavizados.

Los depósitos detriticos rojos existentes sobre las "Calizas del segundo páramo" en la fosa del Jiloca, 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 (Fases Iberomanchegas AGUIRRE et al 1976) con creación de fallas normales, NO-SE y NNE-SSO, de gran salto (unos 250 m en Calamocha), que en parte reactiva las fallas miocenas o afecta a fracturas anteriores NO-SE que no habían actuado en dichos tiempos. En estos tiempos se origina la Fosa del Jiloca (hoja de Daroca, Calamocha y Monreal) y la de Gallocanta (Hoja de Used, Odón y Calamocha) y la depresión central de la Hoja de Odón. Se produce un intenso levantamiento de algunos bloques que dan lugar a los relieves observables hoy en día: Sierra del Calderero (Odón), Sierra de Tornero-Santed (Used-Daroca-Calamocha), Sierra de Vicor-Algairen (Paniza-Daroca), Sierra de Lidón (Monreal). El relieve creado tiende a llenarse mediante abanicos aluviales, con morfología de glacis durante el Plioceno superior y Cuaternario más inferior.

La actividad tectónica distensiva continúa durante el Cuaternario más inferior, afectando a los glaciares pliocuaternarios en la hoja de Calamocha y Ateca creando depósitos correlativos de abanicos, abanicos con morfología

de glacis y depósitos de glacis.

Hay evidencia de neotectónica reciente en la hoja de Monreal, en donde las fallas afectan a coluviones del Plioceno sup.-Holoceno (Rubielos de la Cerida) y desplazan niveles de terrazas del Pleistoceno superior en Ateca y Daroca. Afectan a tobas (travertinos) en la hoja de Ateca.

Hay que señalar que durante gran parte del Pleistoceno (inferior y medio?), debieron dominar las condiciones endorreicas en la mayor parte del área estudiada (hojas de Used, Odón, Daroca, Calamocha y Monreal) pues sólo se reconocen 1 ó 2 niveles de terrazas fluviales situados a unos 25 metros como máximo sobre el nivel de los ríos que se datan tentativamente como del Pleistoceno superior. Este endorreismo se manifiesta de forma clara en el área de Gallocanta hasta nuestros días. Las variaciones del nivel de la Laguna probablemente debidas a períodos "pluviales" s.a. han dado lugar a diversos niveles de terrazas en sus alrededores. En el norte de las hojas de Ateca, Paniza, en relación con el río Jalón aparecen niveles de terrazas más numerosos de glacis encajados sucesivamente, en relación con las anteriores que nos indican una apertura exorreica más antigua.

Se detectan al menos dos fases frías durante el Cuaternario manifestadas por procesos de regularización de vertientes. La incisión lineal y acarcavamientos de tiempos muy recientes probablemente protohistórico-históricos.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA y CANTERAS

El interés que presenta esta hoja desde el punto de vista minero es escaso.

Se encuentran indicios de calcopiritas y galenas diseminadas en pizarras en las proximidades del pueblo de Abantos, hacia el E.

La dispersión del mineral, unido a las escasas reservas evaluadas hace que este yacimiento permanezca inexplorado.

Las principales labores se centran en Cubel, donde existen buenas reservas de caolines. Sin embargo, en la actualidad sólo sufre un laboreo continuado la mina "Virgen de la Morena", explotando a cielo abierto un conjunto de capas de potencia variable y buzamientos verticales pertenecientes

a la Formación Urillas.

Se extraen unos 13.000 m³ anuales, siendo las reservas probables del orden del millón de Tm. y las posibles muy cuantiosas.

También en la zona de Used existen indicios de caolines, con reservas pequeñas que permanecen inexploitadas.

En esta misma zona, pero enclavado en el Paleozoico se explotó en tiempos un pequeño filón de baritas, hallándose en la actualidad paralizadas las labores.

Por último, se encuentra una cantera de pequeñas dimensiones en las calizas del Cretácico superior al W de Abantos donde en la actualidad la explotación es intermitente.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Los acuíferos regionales de más interés existentes en la hoja son los siguientes:

El primero viene dado por el conjunto de brechas, carniolas, dolomías y calizas del Triásico más inferior y Liásico, comprendido entre los materiales arcillosos del Keuper y las margas del C. del Pez y Turmiel del Liás.

El segundo está formado por las series calizo-dolomíticas del Cretácico superior entre la formación Arenas de Utrillas y las margas del Santoniense. Este último puede estar localmente dividido en dos por el nivel intermedio de calizas nodulosas, arcillosas, margas y limos del Turoniense.

En ambos casos presentan una buena permeabilidad por fracturación y sobre todo por karstificación.

Ambos y sobre todo el del Cretácico superior se encuentran bastante drenados en el cauce de los ríos Piedra y Ortiz, mediante surgencias kársticas, reveladas por aumentos de caudal y presencia de formaciones de traverinos (tobas).

El área más interesante para la captación de los mismos la constituyen los alrededores de la Laguna de Zaida en el cuadrante sureste de la hoja, con importantes áreas de recarga que se extienden a las hojas vecinas de Odón (25-19) y Calamocha (26-19).

6 BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R., MEIN, P. y MOISSENET, E. (1978).— Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Estudios Geológicos* núm. 34. pp. 205-214.
- AGUILAR, M.J., RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971).— Algunas precisiones sobre la 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 Central Española. *Trab. Neog. Cuatern.* núm. 5. pp. 7-29.
- ALASTRUE, E. (1953).— "Bibliografía geológica de la provincia de Zaragoza". *Rev. Acad. Cien. Ex. Fis. Quím. Nat. Zaragoza*. núm. 8. pp. 59-85.
- ALVARO M. (1975).— Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del S. Central y la C. Ibérica). *Est. Geol.* núm. 31. pp. 241-247.
- ALVARO M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978).— Un modelo de evolución geotectónica, para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hispánica. Libro homenaje al profesor Solé Sabarís*. Barcelona (en prensa).
- ARCHE, A., HERNANDO, S., RAMOS, A., SOPEÑA, A. y VIRGILI, C. (1975).— "Distinction between environments in the Permian and basal Triassic redbeds in Central Spain" IX. *Int. Cong. Sedim. Nice*. T. 5. V. 1. pp. 9-14.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975).— Les decrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstruction des conditions de la deformation. *Tectonophysics* V. 25. pp. 139-171.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977).— Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 88. pp. 1305-1320.
- BARTSCH, G. (1966).— "Geologische untersuchungen in den Ostlichen Iberischen Ketten. Zwischen Río Jalón und der strasse Miedes-Codos-Cariñena (Spanien)" *Inst. Univ. Muster (Ined.)*. pp. 1-120.
- BERGER, E., KAUFFMAN, E. y SACHER, L. (1968).— "Sedimentologische untersuchungen im Jungpalaeozoikum der Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien)". *Geol. Radsch.* 57, V.2. pp. 472-483. Stuttgart.
- BOMER, B. (1960).— "Aspectos morfológicos de la Cuenca de Calatayud-Daroca y de sus zonas marginales". *Est. Geogr.* V. 80. pp. 393-402.
- BRUIJN, H.D. (1967).— Gliridae, Sciuridae y Eomyidae Miocenos de Cala-

- tayud (Zaragoza) y su relación con la bioestratigrafía del área. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 78. pp. 190-365.
- BULARD, P.F. (1972).— “Le Jurassique Moyen et Supérieur de la Chaîne Iberique sur la bordure du Bassin de l’Ebre”. *Fac. Sc. Univ. Nice* pp. 1-353.
- CALVO BETES, J., GONZALEZ LOPEZ, J.M. GONZALEZ MARTINEZ, J. y VILLENA, J. (1978).— “Primeros datos sobre la sedimentación de dolomía en la laguna de Gallocanta”. *Tecniterrae* V. 21. pp. 1-10.
- CAÑADA GUERRERO, F. (1966).— “Sobre la génesis de algunos yacimientos de óxidos y carbonatos de hierro. Teruel-Guadalajara”. *Not. y Com. I.G.M.E.* núm. 87. pp. 91-96.
- 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 DEL VILLAR, R. y GUTIERREZ ELORZA, M. (1977).— “Excursión al Precámbrico y Cámbrico inf. de Paracuellos-Cámbrico medio de Murero”. *XI Curso de Geol. Práctica Teruel*.
- CARLS, P. (1962).— “Erläuterungen zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in den Östlichen Iberischen Ketten (Nordest Spanien)”. *Dipl. Arb. Math. -naturwiss. Würzburg*. pp. 1-155.
- CARLS, P. (1975).— “The Ordovician of the Eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma (Prov. Zaragoza, Spain)”. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* V. 150. núm. 2. pp. 127-146. Stuttgart.
- CARLS, P. y GANDL, I. (1967).— “The lower Devonian of the Eastern Iberian Chaines (N.E. Spain) and the distribution of its Spiriferacea, Acastinae and Asteropyginae. *Int. Sym. Devonian System*. pp. 453-464.
- CARLS, P. y GANDL, I. (1969).— “Stratigraphie und Conodonten des Unter Devons der Ostlichen Iberischen Ketten (N.E. Spanien)”. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* V. 132. núm. 2. pp. 155-218. Stuttgart.
- CARLS, P. y SCHEUPLEIN, R. (1969).— “Zum Buntsandstein zwischen Fombuena und Rudill. Östlichen Iberischen Ketten, N.E. Spanien”. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* V. 132. núm. 1. pp. 1-10. Stuttgart.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1964).— “Aperçu chronoestratigraphique des Bassins de Calatayud-Teruel”. *Curs. y Conf. Inst. Lucas Mallada*. núm. 9. pp. 89-92.
- CRUSAFONT, M., VILLALTA, J.F. y JULIVERT, M. (1966).— “Notas para la estratigrafía y paleontología de la Cuenca de Calatayud-Teruel”. *Notas y Com. I.G.M.E.* núm. 19 pp. 53-76.
- DANTIN CERECEDA, J. (1941).— “La Laguna salada de Gallocanta (Zar-

- goza). "Est. Geogr." núm. 3, pp. 269-301.
- DESPARMET, A. (1967).— "Etude géologique détaillée des environs du Monasterio de Piedra (Prov. de Saragosse)" *Dipl. Et. Sup. Univ. Dijón*, V. 10, pp. 1-100.
- DIAZ MOLINA, M. Y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979).— El Terciario continental de la depresión intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía: *Est. Geol.* núm. 35, pp. 149-167.
- FLOQUET, M. (1979).— "La serie carbonatée Coniacien supérieur à Santonien dans la région de Soria (Chaines Iberiques Septentrionales). Analyse et interpretation". *Cuadernos Geol. Ibérica*, Vol. 5, pp. 365-383.
- FREEMAN, J. (1972).— "Sedimentology and dolomitization of Muschelkalk carbonates (Triassic Iberian Ranges Spain)". *Bull. A.A.P.G.* V. 6, núm. 3.
- FREUDENTAL, M. (1966).— "On the Mammalian faune of the Hippocrate beds in the Calatayud-Teruel bassin (prov. Zaragoza, Spain)". *Kowk. Ned. Ak. Wetten.* V. 69, núm. 2, pp. 296-317.
- GAUTIER, F. y MOUTERDE, R. (1964).— "Lacunes et irregularité des dépôts à la limite du Jurassique moyen de la bordure Nord des Chaines Iberiques (Espagne)". *C.R Somm. Sc. Soc. Geol. France T.* 258, pp. 3064-3067.
- GINER, J. (1980).— Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Dpto. Geología Universidad de Barcelona.
- GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1979).— "Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica". *Est. Geol.* V. 35, pp. 569-598.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976).— "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte) I. Unidades litoestratigráficas". *Est. Geol.* V. 32, pp. 391-423.
- GUTIERREZ ELORZA, M.; PEÑA MONNE, J.L. (1979).— "El Karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín)". *Est. Geol.* V. 35, pp. 651-654.
- GUTIERREZ MARCO, J.C. (1980).— "Graptolitos del Ordovícico del Sistema Ibérico. Tesis de licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- HAMMAN, W. (1976).— "The Ordovician of the Iberian Peninsula A Review". *Proc. Paleont. Assoc. Sym.* pp. 387-409. Birmingham.
- HARTLEB, J. (1967).— "Stratigraphie, tektonik und veserzung un der Ostlichen Hesperischen ketten (Spanien)". *Inang. Diss. Ined.* pp. 1-101 Heidelberg.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y ARANEGUI, P. (1926).— "La Laguna de

- Gallocanta y geología de sus alrededores" *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. 26, pp. 419-429.
- HERRANZ ARAUJO, P. (1968).— "Nota preliminar sobre el estudio geológico del N. de Sierra Menera (Cord. Ibérica)". *Act. Geol. Hispánica* T. 3, núm. 3, pp. 49-53.
- 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. *Soc. Econ. Pal. Mineral. Spec. Publ.* v. 19, pp. 38-55.
- HOYOS, M.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; AGUIRRE, E. (1979).— Estudio geomorfológico en los alrededores de Calatayud. *Actas de la III. Reunión Nacional del Grupo Español de trabajo del Cuaternario*. Zaragoza pp. 149-160.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1969).— "Fase previa del proyecto de investigación minera en la región Turolense de la Cordillera Ibérica. Zona Norte". Informe. Fondo Documental del IGME. Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1971).— "Mapa geológico de España. Escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja núm. 40, Daroca." *Inst. Geol. Min. Esp.*
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1974).— "Mapa metalogenético de España. Escala 1:200.000. Hoja núm. 40, Daroca". *Inst. Geol. Min. España*.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1974).— "Mapa de rocas industriales escala 1:200.000. Hoja núm. 40, Daroca". *Inst. Geol. Min. España*.
- 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). (CAPOTE et al 1982).
- JOSOPAIT, V. (1970).— "Trilobiten turde in Tremadoc der Iberischen Ketten". *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.* núm. 2 pp. 127-128. Stuttgart.
- JOSOPAIT, V. (1972).— "Das Kambrium-Tremadoc. Ateca (N.E. Spanien)": *Fors. Geol. Palaent.* núm. 23, pp. 3-121. Münster.
- JULIVERT, M. (1954).— "Observaciones sobre la tectónica de la Depresión de Calatayud". *Arrahond. Rev. Mus. Ciudad de Sabadell*: pp. 1-18.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, C. (1972-74).— Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. I.G.M.E. pp. 113.
- LOTZE, F. (1929).— Stratigraphie und Tektonik des keltiverischen Grubenganges (Spanien) *Abh. Ges. Wiss. Göttigen, math. phys KL.* T. 14, 2. 320 pp.
- LOTZE, F. (1954).— "Estratigrafía y tectónica de las cadenas paleozoicas Celtibéricas". *Publ. Ex. Geol. Esp. Inst. Lucas Mallada*. T. 8, pp. 1-315.
- LOTZE, F. (1960).— "El Precámbrico en España". *Not. y Com. I.G.M.E.*

- V. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1961).— "Sobre la estratigrafía del Cámbrico español". *Not. y Com. I.G.M.E.* V. 61, pp. 131-164.
- LOTZE, F. (1969).— "El Cámbrico en España. 1^a Parte". *Mem I.G.M.E.* V. 75, pp. 1-256.
- LOTZE, F. y SDUZY, K. (1961).— "Das Kambrium Spaniens. Teill 2, Trilobiten". *Abh. Math. Natur. Kl. Jahr.* núm. 7, pp. 1-594.
- MANSOURIAN, E. (1974).— "Erläuterungen zur geologischen kaslierunges gebietes im raum. Murero-Ateca-Montón in der Westlichen Iberischen ketten (N.E. Spanien)". *Dipl. Arb. Würburg.* pp. 1-98.
- MARIN, P. (1974).— "Stratigraphie et evolution paleogeographique de la Chaîne Celtiberique Orientale I. Paleozoique-Permotrias". *Dipl. Et. Sup. Univ. Lyon.* pp. 1-231.
- MELENDEZ, A. y PEDAUYE, R. (1980).— "Estudio de las facies carbonatadas del Cretácico superior de la región de Nuévalos (prov. de Zaragoza)". *IX. Congreso Nacional de Sedimentología. Salamanca.* pp. 1-11.
- MELENDEZ, B. (1942).— "Los terrenos Cambriicos de la península Hispánica". *Inst. Cienc. Nat. José de Acosta. Serv Geol.* T. 1. pp. 1-119.
- MENSINK, M. (1966).— "Stratigraphie und paläogeographie des marin en Jura in der Nordwestlichen Keltiberischen Ketten (Spanien)". *Beih. Zum. Geol. Jahr.* T. 44, pp. 42-104. Hannover.
- MOISSENET, E. (1979).— "Relief. et tectonique recente: Quelques transversales dans les fosses internes des Chaines Iberiques orientales". *Travaux de la R.C.P.* V. 461. pp. 159-207.
- MOJICA, J. (1979).— "Über das Mesozoikum im zentralen teildes Nordostlichen Keltiberikums (Ateca schwelle umgerbung von Nuévalos. Provinz. Zaragoza. Spanien. *Arb. Inst. Geol. Palaeont. Univ. Stuttgart.* pp. 1-70.
- MOJICA, J. y WIEDMANN, J. (1977).— "Kreide entwicklung und Cenomanien-Turonien grenze der mittleren keltiberischen ketten bei Nuévalos". *Eclog. Geol. Helv. Base.* T. 70, pp. 739-759.
- M.O.P. (1976).— "Corredor Zaragoza-Valencia. Tramo Daroca-Monreal del Campo.". *Estudio previo de terrenos. M.O.P.U.* pp. 1-57.
- PARGA, J.R. (1969).— Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo-Hesperico. *Trab. Lab. Geol. Lage.* núm. 37. pp. 3-17.
- PEÑA BLASCO, J.A. (1972).— "Estudio petrogenético del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica". *Tesis Fac. Cienc. Madrid.* pp. 1-196.
- PEREZ-GONZALEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971).— Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira: *I. Congr. Hispano Amer. Geol. Econom.* T. 1. Secc. 1. pp. 357-376.
- RADIG, F. (1962).— "Ordovician-Silurian und die frage prauvriszischer fal-

- tungen in Nordspanien". *Geol. Radsch.* V. 52, pp. 346-357. Stuttgart.
- RAMOS, A. (1979).— Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (prov. Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía*. núm. 6, pp. 1-313
- RAMOS, A.; DOUBINGER, J. y VIRGILI, C. (1976).— El Pérmico inferior de Rillo de Gallo (Guadalajara). *Acta Geol. Hispánica*. núm. 11. (3) pp. 65-70.
- RIBA, O. (1959).— Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. C.S.I.C. *Monogr. Instituto Lucas Mallada*. núm. 16 pp. 1-253.
- RIOS, J.M. y ALMELA, A. (1945).— "Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la Cuenca del Ebro". *Mem. I.G.M.E.* V. 54. pp. 245-301.
- ROYO y GOMEZ, J. (1922).— "El Mioceno continental Ibérico y su fauna malacológica". *An. Junta Amp. Est. e Inv. Cient.* núm. 30, pp. 1-227.
- SACHER, L. (1966).— "Stratigraphie und tektonik der Norwestlichen Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón". *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.* V. 124, núm. 1 pp. 151-167. Stuttgart.
- SAEFTEL, H. (1961).— "Paleogeografía del Albense de las cadenas Celtibéricas españolas". *Not. y Com. I.G.M.E.*, núm. 63, pp. 163-192.
- SAENZ, C. (1931).— "Pantanos de La Tranquera y Carenas en los ríos Mesa y Piedra. Estudio de las condiciones geológicas del emplazamiento y vaso". *Publ. Conti. Sind. Hidrog. Ebro. Zaragoza*, t. 36. pp. 31-110.
- SAENZ, C. y MARIN GONZALEZ, J.L. (1969).— "Geología del Valle del Río Piedra en Llumes (Zaragoza)". *Act. Geol. Fac. Cienc. Barcelona*. T. 4, núm. 4, pp. 91-95.
- SCHEUPLEIN, R. (1970).— "Stratigraphie und tektonik der schichten folge in raum Daroca-Calamocha (Westliche Iberische ketten NE Spanien)". *Univ. Diss. Wurzburg*, pp. 1-106.
- SCHMIDT-THOME, M. (1968).— Beitrage zur fesinstratigraphie des unterkambriums in dem Iberischen ketten (Nordest-Spanien)". *Univ. Diss. Wurburg*, pp. 1-141.
- SCHMITZ, U. (1971).— "Geologische untersuchungen in kambrium und Tremadoc der westlichen Iberischen ketten. Nordlich Ateca (Zaragoza), N.E. Spanien". *Univ. Diss. Munster*. pp. 1-132.
- SDZUY, K. (1961).— Das Kambrium Spaniens. Teill 2: Trilobiten". *Acad. Wiss. Lit. Mainz. Abh. Natur.* T. 7-8 pp. 218-411. Mainz.
- SDZUY, K. (1971).— Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica: *Publ. I. Congr. Hisp. Luso. Amer. Geol. Econom.* T. 2, Secc. 1, pp. 753-768.
- SERVICIO AGRONOMICO NACIONAL MIN. AGRICULTURA

- (1970).— "Mapa Geológico de la provincia de Zaragoza. Escala 1:200.000". *Min. Agricultura*.
- SERVICIO AGRONOMICO NACIONAL MIN. AGRICULTURA (1970).— "Mapa Geológico de la provincia de Teruel". Escala 1:200.000". *Min. Agricultura*.
- TEYSSENT, T. (1980).— "Erlauterungen zur geologischen kartierung des gebietes S.E. Codos un den Ostlichen Iberischen Ketten (N.E. Spanien)." *Unive. Dipt. Arb. Wurzburg*, pp. 1-125.
- TEYSSENT, T. (1980).— "El Paleozoico inferior de la Cordillera Ibérica (Cámbrico, Tremadoc, y Arenig.)". *XIV Curso de Geol. Práctica. Teruel* pp. 1-23.
- TRICALINOS, J. (1928).— Untersuchengen über den Bau der Celtiberischen ketten der nordstlichen Spaniens. *Z. deutsch. geol. Ges. Abh.* 80 pp. 409-482. Berlin.
- TRIGUEROS, E.; NAVARRO, A. y VILLALON, C. (1959).— "El límite Jurásico-Cretácico al Norte de Teruel". *Not. y com. I.G.M.E.* núm. 53 pp. 37-49.
- VIALLARD, P. (1973).— "Recherche sur le cicle alpine dans la Chaine Iberique Sud-Occidentale". *Tesis Univ. Toulouse*.
- VIALLARD, P. (1978).— "Tectogenese de la Chaine Iberique: Relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasée.". *C.R. Acad. Sc. Paris*. T. 287. pp. 1103-1106.
- VIALLARD, P. (1979).— "La Chaine Iberique: Zone de cisaillement intra-continentale pendant la tectogenese alpine". *C.R. Acad. Sc. Paris*. T. 289 pp. 65-68.
- VIALLARD y GRAMBAST, L. (1970).— "Sur l'age post-Stampien moyen du plissement majeur dans la Chaine Iberique Castellaine". *C.R. Somm. Sc. Soc. Geol. France*. V. 1. pp. 1-9.
- VILLENA, J. (1967).— "Nota cartográfica preliminar de una zona de la Cordillera Ibérica comprendida entre Monreal del Campo y parte desde Molina de Aragón". *Act. Geol. Fac. Cienc. Barcelona*. V. 2, núm. 1, pp. 7-9.
- VILLENA, J. (1969).— "Mapa Geológico de la Laguna de Gallocanta (Teruel-Zaragoza) y sus alrededores". Guía Exc. "V Reunión Grupo Esp. Sedim." Pamplona, Zaragoza.
- 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*.
- VILLENA, J. (1980).— El Ordovicico del sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. (En prensa).

- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. y SOPEÑA, A. (1973).— Nota previa sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Acta Geol. Hispánica*. núm. 8(3) y pp. 73-80.
- WOLF, R. (1980).— The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern, Sierra Morena) in Spain. Part. 1: The lower Ordovician sequence of Celtiberia: *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* núm. 160-1 pp. 118-137.
- YEBENES, A. (1973).— "Estudio petrogenético de las carniolas infra-liásicas de la Cordillera Ibérica". *Tesis Licenciatura. Univ. Madrid. (Ined.)* pp. 1-118.



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



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA