



IGME

490

25 · 19

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ODON

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ODON

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 geológica: P. del Olmo (C.G.S.) y J.M. Portero (C.G.S.), J. Villena (Univ. Zaragoza) y G. Pardo (Univ. Zaragoza).

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

Formaciones superficiales: J.M. Portero.

Secciones estratigráficas: P. del Olmo, J.M. Portero y C. Puigdefábregas (Univ. Barcelona) 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: A. Goy (Univ. de Madrid), Braquiópodos: M.J. Comas (Univ. de Madrid).

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

Memoria: J.M. Portero con la colaboración de M. Gutierrez, M.J. Aguilar, M.C. Leal y J. Giner.

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

Dirección y supervisión: 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. 27.851 - 1983

I.S.B.N.: 84-7473-072-3

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

INTRODUCCION

La hoja de Odón se encuentra situada en la Cordillera Ibérica y forma parte de las provincias de Guadalajara, Zaragoza y Teruel, enclavándose en la comarca natural de la Paramera de Molina de Aragón.

Se caracteriza por un relieve esencialmente plano, que se desarrolla entre 1.000 y 1.150 metros de altitud, con suaves ondulaciones y pequeños accidentes de terreno. Las elevaciones de la Sierra de los Caldereros (1.350, 1.450 m), continuación de la Sierra del Pobo de Dueñas, atraviesan el cuadrante sur-occidental con dirección noroeste-sureste.

La red fluvial, aunque poco importante, discurre profundamente encajada en las planicies. Está formada por cursos intermitentes o estacionales (Ramblas) que alimentan por un lado al río Piedra y Laguna de Gallocanta (Cuenca del Ebro) y por otro al río Gallo (Cuenca del Tajo). La divisoria de aguas viene dada por la citada Sierra del Pobo.

La densidad de población es muy baja siendo el núcleo más importante la localidad de Odón. Se trata de una zona esencialmente agrícola con un interesante potencial forestal en el tercio Sur de la hoja.

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 suroeste), Duero (al noroeste) y Ebro (al noreste) y está constituido fundamentalmente por una amplia gama de materiales, que van desde el Precámbrico más superior hasta el Paleógeno continental, deformados según una dirección general NO-SE (Directriz Ibérica) con vergencias al SO en la parte occidental y hacia el NE en la oriental de la cordillera. También se observan estructuras de dirección NE-SO (Directriz Guadarrama) y NNE-SSO. Se conservan numerosas Cuencas internas rellenas por sedimentos continentales del Neógeno en disposición subhorizontal o suavemente deformados y basculados, entre las que destacan las de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra orientadas según la directriz Ibérica y la NNE-SSO.

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).

La morfología de la región está dominada por la presencia de una extensa superficie de erosión, de carácter probablemente policíclico, generada en varias etapas del Plioceno medio-superior y que tradicionalmente venía siendo considerada como "Finipontiense". Esta superficie se encuentra desnivelada, existiendo además numerosos relieves residuales (Sierra del Pobo), que actuaron como bloques levantados en las fases distensivas Ibero-manchegas. En la superficie de erosión fundamental se encaja un complejo sistema de glaciares, que a su vez es socavado por la red fluvial actual. Destaca sobre todo el área endorreica de la laguna de Gallocanta ligada a procesos tectónicos.

Aparte de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, se han utilizado técnicas de nueva aplicación en la metodología del MAGNA, siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto. El estudio estratigráfico se ha completado con un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en serie terrígenas como carbonatadas.

Se han elaborado también mapas geomorfológicos de tipo morfográfico y de depósitos superficiales a escala 1/50.000, de los que se incluye

en la presente memoria una reducción a escala aproximada de 1/100.000.

1 ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Odón afloran materiales que pertenecen al Ordovícico (Arenigiense a Ashgillense), Silúrico (Llandoveryense), Pérmico, Triásico, Jurásico (Lías y Dogger), Cretácico (Albiense-Senoniense), Eoceno superior, Oligoceno, Mioceno, Plioceno y Cuaternario. (figs. 1 y 2).

1.1 ORDOVICICO

Sobre el Ordovícico de la zona destacan los trabajos de RIBA (1959), SACHER (1966) y VILLENA (1971, 1980).

1.1.1 Fm. Cuarcita Armoricana. Arenicas y pizarras (1). Cuarcitas (2) Arenigiense

Afloran exclusivamente en la parte centro-occidental del borde Sur de la hoja. Forman relieves importantes suavemente modelados, por encontrarse sus vertientes muy regularizadas y con recubrimiento de derrubios y coluviones. Los afloramientos son muy parciales.

Sólo están representados los términos más superiores de la formación constituidos por la intercalación de areniscas y pizarras (1) con unos 65 metros de potencia visible y las cuarcitas superiores (2) con 70 metros de espesor. Los tramos cuarcíticos inferiores presentes regionalmente quedan recubiertos por Neógeno y Cuaternario continental.

La unidad cartográfica inferior viene dada por una alternancia decimétrica de pizarras muy detríticas y areniscas de grano fino, laminadas, entre las que se intercalan bancos de areniscas más compactas en capas del orden de 20-30 cm.

Las areniscas presentan laminación paralela o de muy bajo ángulo; a techo de las capas hay *ripples* de oscilación y ocasionalmente estratificación *flaser*. En los finos los niveles de arena dan origen a estratificación con *linsen* muy alargados.

La unidad superior está formada por cuarcitas en bancos decimétricos a

métricos con algunos niveles de areniscas cuarcíticas. Normalmente son ortocuarzitas (cuarzoarenitas) con granos subredondeados, de tamaño arena fina a media, muy bien clasificados, sin apenas matriz y cemento bien desarrollado de cuarzo en crecimientos secundarios, con bordes interpenetrados por presión-solución. Los minerales accesorios son: circón, turmalina y rutilo. Suelen presentar estratificación cruzada de gran escala de tipo tabular (ocasionalmente en surco) y tener morfología de barras. Hacia techo están muy bioturbadas.

Las pizarras y areniscas se interpretan como depositadas en una plataforma somera.

Las cuarcitas corresponden a barras litorales (en sentido amplio).

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

1.1.2 Cuarcitas y areniscas (3). Ordovícico medio (Llandeiloense)

En la hoja no afloran los sedimentos más inferiores de la formación conocida bajo el nombre de "Alternancia inferior" por los geólogos alemanes de Wurzburg (CARLS, 1962, 1975).

Aparecen exclusivamente los términos cuarcíticos superiores de la unidad que VILLENA (1971) denomina "Cuarcitas de Colmenarejos". Constituyen relieves residuales entre los depósitos del glacis villanyense desarrollado al pie de la Sierra de Caldereros.

Son cuarcitas y areniscas de tonos claros, generalmente blancas en bancos, de 0,7 a 1 m. Presentan rápidos acúñamientos que hace que localmente puedan faltar.

Presentan estratificación cruzada de gran escala y se reconocen morfologías de barras. Se interpretan como barras, probablemente submareales desarrolladas en una plataforma somera.

Se datan como Llandeiloenses por encontrarse por debajo de niveles margosos con Briozoos, perfectamente datados en la Rama Aragonesa de la Cordillera como Caradocienses.

1.1.3 Dolomías y calizas con Briozoos (4). Ordovícico superior (Caradociense-Ashgillense)

Afloran en las mismas condiciones que la unidad anterior, siempre muy recubiertas.

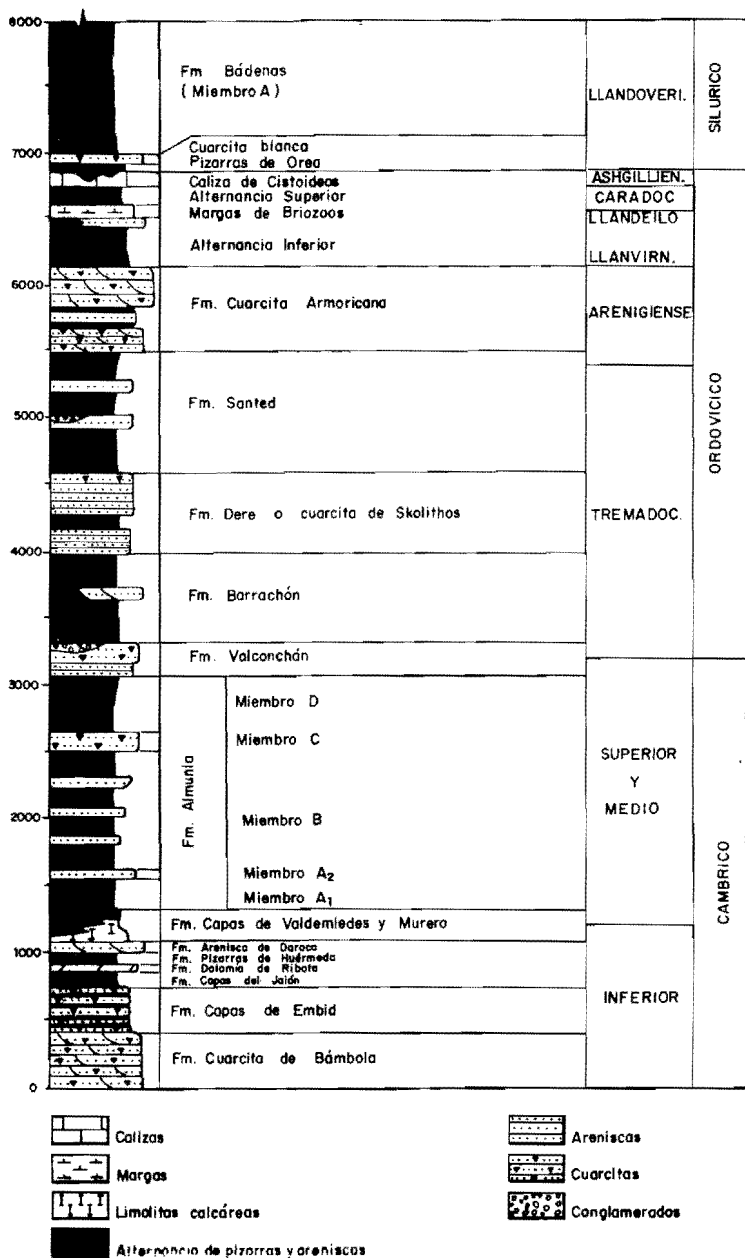


Fig. 1. - Columna estratigráfica sintética del Cámbrico-Ordovícico.

Son calizas, calizas dolomíticas y dolomías masivas, de tonos pardos a pardo-ferruginosos, blancos a beige en corte, en las que se ven zonas ricas en siderita. Hacia la base son más silíceas y la estratificación se hace algo más neta. En algunos puntos existen en su base niveles margosos con Briozoos. Las calizas son biomicritas recristalizadas que contienen restos de Crinoideos y Briozoos en una matriz micrítica ferruginizada por parches y niveles irregulares de óxidos de hierro. La dolomitización y ferruginización son al parecer secundarias y ligadas a procesos de emersión y/o no deposición.

Se han depositado en un ambiente marino de plataforma somera.

Son correlacionables con los niveles de "Margas con Briozoos", "Alternancia Superior" pizarrosa y "Calizas con Cistoideos" (CARLS, 1962, 1975) perfectamente datados como Caradociense y Ashgillense.

1.2 SILURICO

Está presente sólo el término basal del mismo.

1.2.1 Cuarcitas blancas (5). Llandoveryense

También afloran como relieves residuales entre depósitos de glaciares al pie de la Sierra de Caldereros.

Son cuarcitas y areniscas de grano medio a fino subredondeado, con tonos claros, blanquecinos, ocasionalmente teñidos de óxidos de hierro, que se estratifican en capas de orden decimétrico. Son ortocuarcitas (cuarzo-arenitas), apenas sin matriz y con cemento silíceo de cuarzo en crecimientos secundarios.

Presentan morfología de barras con estratificación cruzada de gran escala predominantemente tabular y se interpretan como depósitos de barras litorales(s.a.).

Se trata de una unidad extensiva sobre la anterior, faltando localmente en nuestra zona la "Formación pizarrosa de Orea", que regionalmente descansa (mediante contacto erosivo) sobre las "Calizas de Cistoideos". Esto nos ha llevado a situar un contacto discordante en la base de las Cuarcitas blancas.

Se datan como Llandoveryenses por correlación con las series de las Cadenas Ibéricas Orientales de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. (Hojas de Paniza 26-17 y Daroca 26-18).

1.3 PERMICO

El Pérmico de la hoja de Odón y región de Molina de Aragón reposa mediante discordancia angular sobre el Paleozoico. Está constituido por dos unidades claramente diferenciadas, separadas a su vez por otra discordancia, y que fueron definidas por SACHER (1966) como las Formaciones Ermita y Montesoro.

1.3.1 Fm. Ermita. Lutitas, areniscas, conglomerados. Tobas volcánicas (6). Autuniense

Afloran muy deficientemente en la hoja de Odón en la que no ha sido posible levantar ninguna columna estratigráfica. Para su descripción nos referiremos al trabajo del IGME (1980), al estudio de muestras sueltas y a consideraciones regionales.

En la columna Rillo de Gallo (IGME 1980) situada en el borde Sur de la Sierra de Aragoncillo (hoja 24-19, Molina de Aragón) pueden distinguirse de muro a techo:

- 50 metros de areniscas de grano medio a grueso, con estratificación cruzada de gran escala, blancas y ocreas, de origen volcánico-sedimentario, con intercalaciones de niveles delgados de conglomerados de cuarcita, pizarra y rocas volcánicas y niveles de limos blancos. Todo el conjunto está muy silicificado. Son frecuentes los restos de vegetales macerados y silicificados en todo el tramo.

- 50 metros de lutitas rojas, verdes y negras con intercalaciones de areniscas volcanoclásticas y tobas volcánicas. El conjunto presenta un aspecto masivo.

- 100 metros de alternancia finamente estratificada de pizarras negras y areniscas con niveles de carbonatos silicificados. Las areniscas suelen ser masivas y extensas, con laminación paralela y grietas de desecación a techo. A veces presentan estratificación cruzada de pequeña escala. También existen niveles centimétricos de areniscas volcanoclásticas. Los niveles carbonatados están altamente silicificados y tienen aspecto noduloso o brechoide (pseudopisolítico-algal). Se trata de dolomicritas sustituidas en mayor o menor proporción por dolomita gruesa-sílice microcristalina.

Aunque los datos de que se dispone son escasos se puede indicar tentativamente que los materiales se depositaron en un ambiente continental, con intensa actividad volcánica de tipo piroclástico. El tramo inferior corresponde a facies canalizadas. El tramo medio representa un episodio con acumulación de materiales de origen volcánico. El tramo superior representa

episodios de tipo lacustre, lo que viene confirmado por la tendencia pseudo-pisolítica-algal de los niveles carbonatados, la ritmicidad de los depósitos y la ausencia de cicatrices erosivas. Una característica importante de la unidad son los fenómenos de silicificación que pueden explicarse teniendo en cuenta datos regionales. Estas silicificaciones se han observado también en rocas paleozoicas en las proximidades de áreas de afloramientos de materiales volcánicos de edad pérmica. La silicificación es consecuencia de un proceso neumatolítico-hidrotermal, en relación con las etapas póstumas del vulcanismo asociado a las fases distensivas del Pérmico inferior.

SACHER (1966) atribuyó a este conjunto una edad no más antigua que el Estephaniense C, ni más moderna que el Rötliengendes, criterio que es compartido por VILLENA (1971). RAMOS et al (1976) dan una edad Autuniense en base a las asociaciones palinológicas que contiene.

1.3.2 Fm. Montesoro. Lutitas rojas, areniscas, conglomerados, cineritas, tobas volcánicas y suelos calcimorfos (7). Saxoniense

Ha sido estudiada en el corte de Montesoro (x: 755.600; y: 696.850) situado en las proximidades de la Venta de dicho nombre. Normalmente la formación aparece muy recubierta por derrubios de gravas provenientes de los conglomerados de la base del Buntsandstein o de depósitos neógenos y glaciares cuaternarios. Por tratarse de materiales fácilmente erosionables dan origen a zonas con fuerte incisión lineal con desarrollo de *cárcavas* o "*bad-lands*".

Regionalmente esta formación se sitúa sobre la formación de la Ermita mediante una discordancia angular que ha sido atribuida a la fase Saálica por RAMOS et al (1976).

En la columna de Montesoro se han medido alrededor de 100 m.

El término mayoritario de la serie viene dado por materiales finos del tamaño de las lutitas que presentan intensas coloraciones rojo violáceas oscuras. Se trata fundamentalmente de cineritas de naturaleza lítico-cristalina con fragmentos riolíticos dominantes, dacíticos y de rocas silicificadas, así como fragmentos de cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita de origen volcánico, englobados en una abundante pasta microcristalina. Estos materiales han sufrido un proceso de reelaboración sedimentaria sin aporte de materiales detríticos nuevos.

En toda la serie son muy abundantes las intercalaciones de niveles decimétricos de tobas lítico-cristalinas de grano fino a medio y de composición semejante a la de las cineritas que presentan una gran continuidad lateral. Normalmente son masivas pero en algunos casos puede observarse estratifi-

cación cruzada de tipo planar y bajo ángulo que de nuevo nos indican un proceso de reelaboración sedimentaria. En los niveles inferiores tanto las tobas como las cineritas han sufrido importantes procesos de ferruginización. En las partes altas de la serie son frecuentes las carbonataciones de las que se hablará más adelante.

En los tramos superiores de la columna de Montesoro son frecuentes las intercalaciones decimétricas de las lavas o "diques capa" de composición riolítica. Presentan textura porfídica hipocristalina, con fenocristales de plagioclasas (algunos carbonatados), biotita, anfíboles (ferruginizados) y cuarzo corroído, en pasta microcristalina o microlítica fluidal rica en feldespato potásico. Por su concordancia con los niveles piroclásticos pueden interpretarse como coladas.

Otro elemento importante en la serie de Montesoro son los niveles de carbonatos de aspecto noduloso, originados por carbonataciones (dolomita y dolomita ferrosa) de las plagioclasas y fragmentos de rocas volcánicas, que en ocasiones pueden sustituir casi completamente a la roca original, e ir acompañados o no de ferruginización. Han sido interpretados como carbonatos de origen pedogenético por similitud con otras series de la Ibérica (IGME 1980). Sin embargo, el estudio microscópico parece indicar un origen más bien hidrotermal en relación con la fase final de actividad volcánica del Pérmico.

En el área ocupada por la hoja de Odón y en el sector de Molina de Aragón aparecen en la Formación Montesoro niveles asimilables a depósitos de transporte en masa y cuerpos canalizados (IGME 1980). Los depósitos de transporte en masa vienen dados por capas del orden del metro de "lutitas" rojas con abundantes cantos de cuarcita y pizarra (*mud-flow*) o de brechas rojas de cuarcita y pizarra con alta proporción de matriz estando los cantos en contacto (*debris-flow*) o no (*matrix-support*) que se intercalan entre las cineritas.

Los cuerpos canalizados tienen espesores decimétricos o del orden del metro y base marcadamente erosiva. Se trata de niveles de gravas mal clasificadas de cuarcita y pizarras angulosas o subangulosas, con estratificación cruzada planar o de surco mal definida, que en ocasiones pasan lateral o verticalmente a areniscas de grano medio a grueso con estratificación cruzada de surco. A veces estos niveles tienen a techo areniscas de grano grueso con laminación paralela de alta energía (secuencias *coarsening and fining upward*). En estos depósitos de relleno de canal también aparecen areniscas de grano medio a fino y limos arenosos con estratificación cruzada de pequeña escala debida a *ripples* de corriente o con laminación paralela de decantación. Las características de las facies de transporte en masa y facies

canalizadas antes descritas, la presencia de abundante material piroclástico (transportado o no) y la existencia de coladas de lavas indican que la sedimentación tuvo lugar mediante un mecanismo de abanicos aluviales coalescentes (dada la gran extensión lateral de las facies) en un clima árido o semiárido, al mismo tiempo que se producía una intensa actividad volcánica, fundamentalmente explosiva, con formación de productos piroclásticos y emisión de algunas lavas. Estos productos volcánicos serían posteriormente reelaborados, como único material disponible, en los citados abanicos, que para el área de Molina-Odón son de facies proximal, dadas las características de los sedimentos transportados en masa. En las series estudiadas en la hoja dominan los productos volcánicos reelaborados.

Se trata de una unidad totalmente azoica, y se atribuye al Pérmico inferior siendo muy semejante al Saxoniense de toda Europa Occidental.

1.4 TRIASICO

Sobre el Triásico de la hoja de Odón y zonas próximas destacan los trabajos llevados a cabo por RIBA(1959), VILLENA (1971), RAMOS (1979).

También son muy numerosos los trabajos de índole petrográfica, aparecidos en la década de los 70, sobre el Muschelkalk y Keuper. Desde el punto de vista estratigráfico, sedimentológico y paleográfico destaca el informe del IGME (1980).

1.4.1 Facies Buntsandstein

RAMOS (1979) divide el Buntsandstein del Oeste de Molina de Aragón en seis unidades litoestratigráficas de carácter informal, de las cuales la superior es asimilable a nuestra unidad cartográfica de tránsito entre las Facies Buntsandstein y Muschelkalk, con presencia de delgados niveles dolo-míticos. Según esta autora el comienzo de la sedimentación de las Facies Buntsandstein se sitúa, de acuerdo con las asociaciones palinológicas que contiene, en el Pérmico superior (Thuringiense). Este límite inferior debe ser fuertemente diacrónico en base a las fuertes reducciones de espesor que presenta la serie. El límite superior lo incluimos de manera tentativa en el Ladiniense (Trías medio de facies Alpina).

1.4.1.1 Conglomerados (8). Facies Buntsandstein inferior

Afloran en el cuadrante suroccidental, constituyendo los frentes de

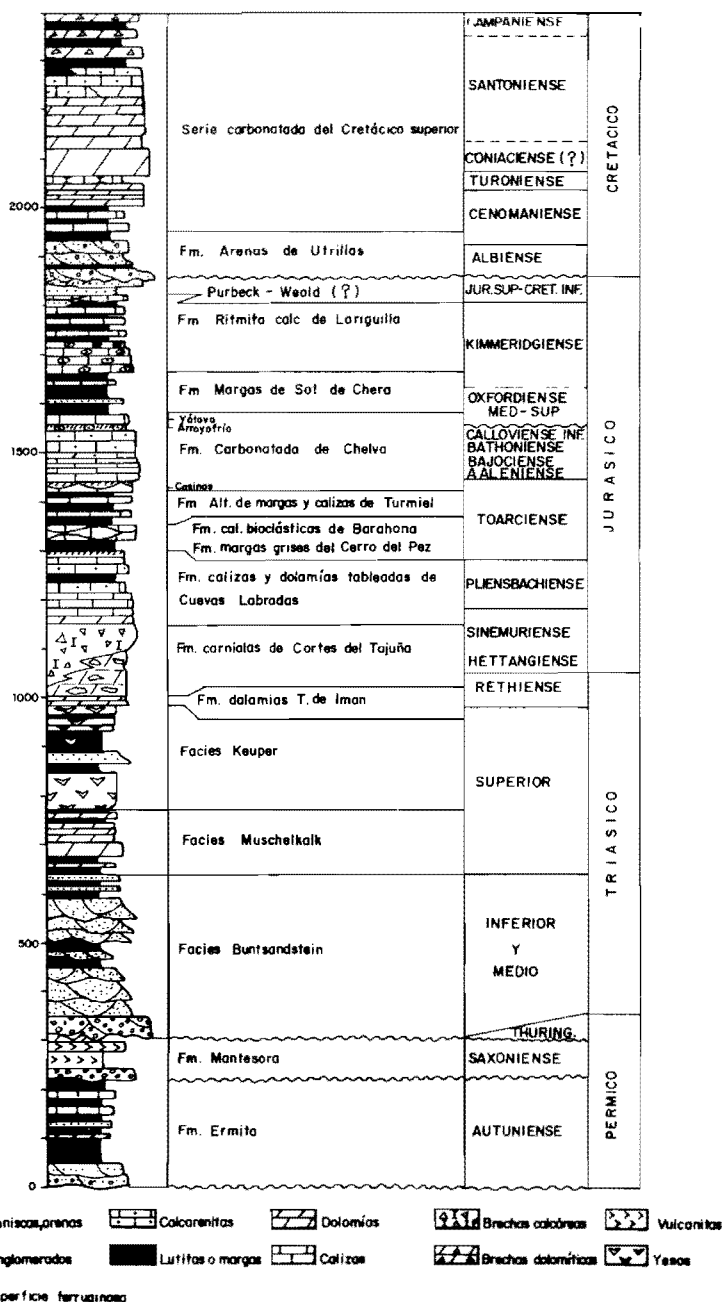


Fig. 2.— Columna estratigráfica sintética del Pérmico, Triásico, Jurásico y Cretácico.

Cuestas y *Chevrons* complejos originados por la facies Muschelkalk. Ha sido estudiado en la columna de Piedra Blanca (x: 766.650; y: 695.050) situada en el borde sur de la hoja en donde se han medido 98 metros. El espesor se reduce a unos 70 metros hacia el Oeste.

La unidad cartográfica está compuesta por conglomerados con los cantos en contacto (ortoconglomerados, *clast supported*), que presentan huellas de presión-solución. Se intercalan niveles de areniscas de potencia decimétrica y ocasionalmente métrica (1-2 m), con cantos cuarcíticos dispersos, que son más abundantes en la mitad superior.

Los clastos son de cuarcita, subredondeados y redondeados con un tamaño medio comprendido entre los 5 y 15 cms y un centilo de 25-30 cm. Tienen una escasa matriz arenosa compuesta fundamentalmente por cuarzo. También existen algunos niveles de conglomerados de menor granulometría que los descritos.

Las areniscas son lenticulares y tienen coloraciones rojizas. Son de grano medio a grueso, subangulosas a subredondeadas. Al microscopio son litarenitas compuestas fundamentalmente por granos de cuarzo, fragmentos de cuarcitas y pizarras y algunos clastos de rocas silíceas (probablemente volcánicas). Pueden contener micas (Biotita, Moscovita) en proporciones variables, desde accesorios hasta 5-10%. Se aprecian ocasionalmente reliquias de feldespatos. Contienen una matriz de sericita-caolinita y están cementadas por óxidos de hierro y sílice en crecimientos secundarios. Como minerales accesorios hay circón, turmalina y rutilo. La proporción de fragmentos de rocas aumenta desde la base (5-10%) hacia el techo (15-30%) al mismo tiempo que predominan más los fragmentos de cuarcitas sobre las pizarras.

Los conglomerados se disponen en capas de 0,5 a 2 m y suelen tener la base ondulada o ligeramente erosiva, siendo frecuentes las cicatrices erosivas internas. Presentan imbricación de cantos o estratificación cruzada de gran escala en las granulometrías finas (barras). Los niveles delgados de areniscas pueden ser masivos y se adaptan a la morfología de los techos de los conglomerados (relleno de canal). Las areniscas más potentes tienen estratificación cruzada de gran escala, con cantos dispersos en las láminas (barras y canales).

Las direcciones de corrientes medidas oscilan entre los 90° y 230°, siempre hacia el Sur.

Las características expuestas encajan perfectamente en un modelo fluvial de tipo *braided*, pero dada la extensión lateral de los conglomerados deben integrarse en aparatos de sedimentación de mayor extensión geográfica ((RAMOS, 1979, IGME, 1980). Los materiales de esta unidad se interpretan como depositados, en ambiente continental, mediante un sistema de

abanicos aluviales coalescentes en clima húmedo (facies proximales y medias), formado por corrientes de tipo *braided*.

1.4.1.2 Areniscas, conglomerados y lutitas rojas (9). Facies Buntsandstein media

Afloran extensamente en todo el cuadrante suroeste constituyendo las elevaciones de la Sierra de los Caldereros, (Sierra del Pobo). Ha sido estudiada en las columnas de Piedra Blanca y Anchuela del Pedregal (x: 760.750; y: 695.000) en las que están representados el muro y la base de la unidad, que tiene un espesor total próximo a los 400 metros.

Pueden distinguirse cuatro tramos litológicos bien diferenciados que de muro a techo son:

- 1) Areniscas rojas con estratificación cruzada de gran escala (Aprox. 150 m).
- 2) Alternancia de lutitas y areniscas rojas, violáceas. (Aprox. 50 m).
- 3) Areniscas rojas, blancas y amarillentas con estratificación cruzada de gran escala (Aprox. 170 m).
- 4) Areniscas rojas con clastos subangulosos de cuarcita y estratificación cruzada de gran escala (Aprox. 30 m).

Estos tramos se conservan bien en toda la hoja reduciéndose algo sus espesores hacia el Oeste.

Los tramos 1 y 3 son muy semejantes, constituidos por areniscas de grano medio, ocasionalmente fino o medio-grueso, con estratificación cruzada de gran escala, y niveles de cantos de cuarcita concentrados en las láminas, que a veces dan origen a auténticos niveles conglomeráticos. Ocasionalmente aparece algún nivel delgado de lutitas rojas. En la base de la unidad son fundamentalmente litarenitas con un 15-30% de fragmentos de rocas en los que dominan ligeramente los de naturaleza cuarcítica sobre los de pizarras (Base del tramo 1). En el resto del tramo 1 y 3 aumenta la proporción de feldespatos (hasta el 30%) al mismo tiempo que disminuye el contenido en fragmentos tratándose fundamentalmente de litarkosas y subarkosas con matriz de sericita-caolinita y cemento silíceo y/o ferruginoso.

Las areniscas suelen tener bases erosivas y presentarse en niveles de orden métrico, en los que abundan las cicatrices erosivas internas con cantos blandos o de cuarcita. Domina sobre todas las estructuras sedimentarias la estratificación cruzada de gran escala y tipo festoneado (*trough*), siendo menos frecuente la tabular y la estratificación cruzada de pequeña escala debida a *ripples* en areniscas finas. Normalmente se distribuyen en secuen-

cias granodecrecientes. Las direcciones de corriente observadas varían entre 100 y 220° con sentido hacia el Sur y Suroeste.

Según RAMOS (1979) estos materiales corresponden a sedimentos de zona distal de abanicos aluviales en el que se implanta un régimen de numerosas corrientes *braided* someras. Sin embargo en el informe del IGME (1980), basándose en aspectos como la existencia de superficies de reactivación de las dunas y presencia de posibles *herring-bone*, se interpretan como un abanico deltaico con influencia de mareas, considerando ésta como "una interpretación muy general del modelo ya que localmente pueden encontrarse sedimentos claramente continentales".

En el tramo 2 alternan areniscas y lutitas rojo-violáceas. Las areniscas son de tamaño de grano medio a fino, subangulosas a subredondeadas y se trata de litarkosas y en menor proporción de arkosas con matriz arcillosa. Destaca la existencia de niveles de areniscas y limos muy carbonatados, con aspecto noduloso.

Las areniscas pueden tener base erosiva y estratificación cruzada de gran escala. Destaca la gran abundancia de cantos blandos concentrados en las cicatrices erosivas. Areniscas y limos presentan a veces estratificación cruzada de pequeña escala (*ripples*). La bioturbación es muy intensa y afecta tanto a los niveles de areniscas como de limos. Normalmente las litologías se disponen en secuencias granodecrecientes. La dispersión de paleocorrientes es muy elevada desde 350° a 190° con sentidos Norte, Este y Sur.

RAMOS (1979) interpreta estos depósitos como originados por corrientes de alta sinuosidad, correspondiendo los finos a facies de llanura de inundación y los carbonatos a procesos edáficos. El modelo encaja, excepción hecha de la ausencia de estratificación cruzada sigmoidal (tipo *epsilon*) desarrollada en superficies de acreción.

En el informe del IGME (1980) se precisa más sobre la geometría de parte de las areniscas no canalizadas, que suelen tener un contacto inferior neto y erosivo, con cantos blandos techo convexo u ondulado, a veces erosionado, con estructura interna de trenes de dunas separados por superficies de reactivación (*sigmoides*), y que parecen corresponder a barras submareales. Interpretan la unidad como sedimentada mediante un abanico deltaico con influencia de mareas (delta-destructivo) en un medio de estuario.

En el tramo 4 dominan las areniscas de grano medio y medio a grueso, con estratificación cruzada de gran escala de tipo tabular preferentemente y cantos blandos y de cuarcita subangulosa, concentrados en las cicatrices erosivas o dispersos en la laminación. Se disponen en capas del orden del metro y son fundamentalmente litarkosas, con matriz de sericita-caolinita,

cemento de óxidos de hierro (poropelicular) y sílice en crecimientos secundarios. Los techos de las capas se encuentran frecuentemente seccionados, apareciendo estratificación cruzada de orientación contraria (340° hacia el NO) a la parte inferior de la barra (120° hacia el SE). En estos niveles el retoque marea de los materiales se hace muy patente.

1.4.1.3 *Lutitas rojo vinosas y areniscas (10). Facies Buntsandstein superior*

Estos materiales aparecen en el borde sureste de la hoja de Odón y dan origen a formas de tipo *chevron* en las series monoclinales del Buntsandstein. Por ser menos resistentes a la erosión sobre ellas se desarrollan valles de tipo subsecuente. Se estudia en la citada columna de Anchuela del Pedregal, en la que se han medido 45 metros de la unidad, que puede llegar a tener cerca de 100 metros.

Se trata de una alternancia de capas extensas, de orden decimétrico y eventualmente métrico, de areniscas de grano fino y lutitas (dominante-mente limos) de tonos rojo violáceos. Son arkosas de granos subangulosos a subredondeados de cuarzo con abundante feldespato potásico (25%) y matriz de caolinita más o menos impregnada en óxidos de hierro. Hay cementaciones locales de calcita poikilotópica originadas durante la diagénesis.

Tanto las areniscas como los limos presentan abundante bioturbación. Existen cuerpos arenosos canalizados con bases erosivas y algunos formados por trenes de dunas con superficies de reactivación, ambos con estratificación cruzada de gran escala. Predominan las capas extensas de areniscas masivas (bioturbadas), con techos, y *ripples* de oscilación. En zonas próximas se han encontrado, moldes de cristales de sal, grietas de desecación y estratificación *flaser*.

Esta unidad ha sido depositada en una llanura de mareas.

1.4.2 **Facies Muschelkalk**

El informe del IGME (1980), se divide la "Formación carbonatada media" del Triásico o Facies Muschelkalk en cuatro unidades o tramos que de muro a techo son:

- 1) Dolomías y limos.
- 2) Dolomías en capas gruesas.
- 3) Dolomías en capas finas.
- 4) Alternancia de margas y dolomías.

Aflora exclusivamente en el suroeste de la hoja y se alcanzan espesores totales del orden de 100-125 metros. Se reconocen bien los cuatro tramos

destacando la presencia de brechas dolomíticas en el nivel 2. Dichos tramos (1; 2+3 y 4) han sido agrupadas en 3 unidades cartográficas.

En el citado informe se estudian las columnas de Morenilla y Castellar de la Muela situadas en la hoja de El Pobo de Dueñas, situada el Sur. En la de Odón ha sido estudiado mediante muestras sueltas.

1.4.2.1 *Lutitas, areniscas, margas y dolomías tableadas (11). Facies Muschelkalk inferior*

Sus afloramientos constituyen la base de los frentes de *Cuestas* y *Hog-backs* originados por las dolomías superiores.

Está constituida por lutitas (limos) rojas con abundantes intercalaciones de dolomías en capas de orden centimétrico a decimétrico. Hacia el techo aparecen margas grises. Entre los limos pueden aparecer niveles de areniscas en capas finas. Tiene un espesor del orden de 30 metros.

Las dolomías tienen textura densa y son de grano medio, con distinto tamaño de cristal, formando bandeados ondulados. Las areniscas suelen ser arkosas ricas en feldespato potásico.

Se encuentran estructuras de laminación estromatolítica, con las láminas rotas o no, *ripples* de oscilación y ocasionalmente *tepees* y moldes de cristales de sal.

Se interpretan como depósitos de llanura de mareas (intermareal alto a supramareal).

En la hoja ha resultado totalmente azoica, observándose únicamente estructuras algales y pistas (bioturbación).

1.4.2.2 *Dolomías (12). Facies Muschelkalk media*

Originan un resalte morfológico muy típico constituyendo los frentes y reversos de *Cuestas* y *Hog-backs* muy característicos.

La unidad cartográfica comprende los niveles de "Dolomías en capas gruesas" y "Dolomías en capas finas".

Los 25 primeros metros se estratifican en capas de orden decimétrico y métrico, con estratificación difusa que le confieren un aspecto masivo. Originalmente son microdolomías (dolomitización penecontemporánea a la sedimentación) que han sufrido recristalización con formación de cristales finos a medios (40-100 micras) que forman un mosaico denso, subidiomorfo dejando reliquias de fósiles (Crinoídes, Lamelibranquios, Gasterópodos) y texturas bandeadas referibles a *estromatolitos*. También se observan silicificaciones. Presentan laminación cruzada de gran escala y bajo ángulo, ob-

servándose en algunos bancos la morfología de las barras y canales e incluso la base erosiva de éstos. A veces aparecen *ripples* de oscilación. En el borde Sur de la hoja y hacia el techo se intercalan niveles de brechas de potencia métrica, con cantos dolomíticos y base erosiva. El depósito parece haberse llevado a cabo en una llanura de mareas, con acción de oleaje; las barras y dunas podían dejar zonas protegidas hipersalinas (sílex). En esta zona existen canales (brechas) que drenaban la llanura.

Los 40 metros superiores vienen dados por una sucesión de dolomías cristalinas grises y beige, bien estratificadas, en capas de orden centimétrico y decimétrico (3-50 cm). A veces presentan planos de estratificación ondulados que le confieren aspecto noduloso y juntas margosas. Predominan las microdolomías con estructura bandeada algal. Suelen estar recristalizadas y tener un aspecto semejante a las del tramo inferior. En la parte inferior abundan las laminaciones estromatolíticas, rotas o no y aparece localmente porosidad fenestral. En toda la serie domina la laminación cruzada de pequeña escala debida a *ripples* de oscilación y es muy abundante la bioturbación. Son frecuentes las concentraciones de Bivalvos y Gasterópodos a techo de algunas capas. Estos materiales se han depositado en una plataforma somera en una zona intermareal con episodios intermareales altos a supramareales hacia la base.

Sólo se ha observado la presencia de Lamelibranquios de tipo *Myophoria* y Gasterópodos, frecuentemente citados en el Muschelkalk de la Cordillera.

1.4.2.3 Dolomías, calizas dolomíticas y margas (13). *Facies Muschelkalk superior*

Forma los reversos de las *Cuestas* y *Hog-backs* del Muschelkalk dando origen a formas de tipo *Chevron*.

Tiene un espesor aproximado de 25 metros. Se trata de una alternancia irregular de margas (dolomíticas?) grises y verdes (entre las que se intercalan niveles delgados de dolomías arcillosas) y bancos de dolomías, dolomías arcillosas y calizas muy dolomíticas estratificadas en capas decimétricas. Dominan las microdolomías con abundantes restos de Lamelibranquios, y parches de calcita que forman un relleno gravitatorio mostrando su origen vadoso.

Regionalmente (IGME 1980) en la parte inferior dominan la bioturbación y *ripples* de oscilación así como los niveles de Bivalvos y Gasterópodos. A veces aparecen cuerpos con morfología de barras. En la parte superior hay niveles estromatolíticos con láminas rotas, y moldes de cristales de sal. En

zonas próximas a la hoja de Odón (corte de Castellar de la Muela, IGME 1980) aparecen en la parte media domos estromatolíticos y estructuras de *slumping*.

Se trata de materiales depositados en una plataforma somera en la zona intermareal alta y con tendencia supramareal hacia el techo, como paso a las condiciones de *sebkha* litoral del Keuper.

Los fósiles encontrados son semejantes a los descritos en el apartado anterior.

1.4.3 Arcillas y margas varioladas. Yesos (14). Facies Keuper

Aparece siempre muy recubierto por derrubios y coluviones, formando los núcleos de *combes* complejas y arrasadas. No ha podido ser estudiado en ninguna columna estratigráfica.

Está constituido fundamentalmente por arcillas abigarradas (rojas, verdes, grises, etc.), yesos con texturas secundarias (fibrosas, nodulosos, alabastinos), existen algunos niveles de margas y dolomías. Es bastante frecuente la presencia de un nivel de arenas finas de potencia métrica hacia la parte media de la unidad. Regionalmente es característica la presencia de minerales de tipo autigénico: aragonitos, jacintos de Compostela.

Los materiales de la Facies Keuper se depositan en una llanura próxima al litoral, que temporalmente sufría pequeñas transgresiones marinas, que dejaban sedimentos de llanura de marea. En esta llanura se desarrollaban lagos efímeros, semejantes a las playas o *sebkhas* continentales (yesos). Esporádicamente la llanura estaba surcada por pequeños canales (IGME 1980).

La unidad es normalmente azoica, sólo se han encontrado lumaquelas con pequeños Lamelibranquios en niveles dolomíticos presentes en la hoja de Ateca (25-17).

Se les atribuye tentativamente una edad Triásico superior probablemente Noriense.

1.5 TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

El Jurásico de este sector de la cordillera Ibérica ha sido estudiado desde muy antiguo destacando los trabajos de TRICALINOS (1928), RIBA (1959), VILLENA (1967), VILLENA (1971), GOY et al (1976), YEBENES (1973) y GOMEZ et al (1979).

En los trabajos de GOY et al y GOMEZ et al se definen varias unidades litoestratigráficas que convenientemente agrupadas constituyen las unidades cartográficas distinguidas en la hoja.

1.5.1 Fm. Dolomías tableadas de Imon. Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña. Brechas y carniolas. Dolomías tableadas en la base (15). Retihiense-Hettangiense-Sinemuriense inf - med.?

Esta unidad cartográfica aflora en forma de manchas aisladas en los dos tercios septentrionales de la hoja, constituyendo principalmente, núcleos fallados de estructuras anticlinales. Morfológicamente forman parte de las zonas internas de *Combes* complejas. En otras ocasiones se encuentra arrasada por las superficies de erosión pliocenas, o por las superficies basales de los glaciares cuaternarios en la zona de la Laguna de Gallocanta.

Ha sido estudiada parcialmente en la columna estratigráfica de Tortuera Sur (x: 758.900; y: 707.100), donde aparecen los términos de brechas. El miembro "Carniolas" y la formación inferior de "Dolomías de Imon" no presentan características favorables para el levantamiento de secciones estratigráficas.

De muro a techo se encuentran las siguientes litofacies:

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

Regionalmente se consideran como depósitos de *lagoon* y llanura de mareas.

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, que en la hoja de Odón no ha podido ser evaluada con exactitud.

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

Se interpretan como depósitos de *lagoon* restringido hipersalino.

El miembro Brechas, se encuentra en parte en cambio lateral con las "carniolas" y tiene espesores muy variables, habiéndose medido unos 40 m

sin llegar a la base en el corte de Tortuera Sur y 85 metros totales en la hoja colindante de Calamocha. 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 cms 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. De modo tentativo puede indicarse que las Dolomías tableadas de Imón pertenecen al Triásico superior, debiendo situarse el límite Triásico-Jurásico dentro de las Carniolas de Cortes del Tajuña.

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

Los afloramientos más importantes se sitúan en la parte centro occidental de la hoja, y constituyen una superficie de arrasamiento compleja y poligénica, generada durante los últimos tiempos del Plioceno. Para su estudio se ha levantado la columna estratigráfica de Tortuera Sur.

En esta zona los procesos de dolomitización afectan intensamente a los dos tercios inferiores de la unidad, y sin embargo petrográfica y sedimentológicamente puede correlacionarse con otras series del Lías de zonas próximas.

De muro a techo pueden distinguirse:

- 30 metros de dolomías brechoides bien estratificadas o masivas que en la base tienen laminación paralela y restos de laminación criptagal. Son dolomías de textura subidiomorfa a idiomorfa con cristales de tamaño medio a grueso y con cemento intersticial de calcita poikilotópica. Se observan algunos cristales en proceso de dedolomitización. La dolomitización afectaría a calizas microcristalinas (micritas y biomicritas).

- 75 metros de dolomías grises y blanquecinas bien estratificadas en capas de orden decimétrico, aunque existen algunos niveles del orden de 1 metro. Son semejantes a las anteriores pero se aprecian sombras de intraclas-

tos, oolitos, etc. que muestran su origen calcarenítico. En la parte alta del tramo aparecen cristales de hasta 3 mm que corresponden a restos de Crinoideos cementados por calcita poikilotópica.

Se observan secuencias de capas gruesas con base erosiva y estratificación cruzada de gran escala sobre otras más finas y laminadas con estratificación cruzada de pequeña escala debida a la migración de *ripples*.

- 18 metros de calizas microcristalinas (*mudstones* o *packstones*) en capas decimétricas. Son biomicritas con fragmentos de Crinoideos, Braquiópodos y Gasterópodos que suelen estar orientados paralelamente. Hacia la base tienen estratificación ondulada.

- 21 metros, muy cubiertos y precedidos de una costra ferruginosa, de margas grises y calizas arcillosas estratificadas en capas decimétricas. En las calizas arcillosas aparece estratificación *linsen* de gran tamaño por migración de *ripples* o pequeñas dunas de bioclastos (*grainstones* en *mudstones*). A techo pueden estar dolomitizados.

- Más de 5 metros de calcarenitas (*grainstones*) constituidas por intraclastos, oolitos, Foraminíferos, fragmentos de Crinoideos, Moluscos, Braquiópodos, pelets, cementados por esparita drusiforme y sintaxial (Intraoosparitas). Presentan estratificación cruzada de gran escala, tabular y ocasionalmente en surco, con frecuentes superficies de reactivación que separan las barras y canales.

Aunque no se han estudiado en el corte de Tortuera Sur por encima de las calcarenitas aparecen de 10 a 15 metros de dolomías y calcarenitas más o menos dolomitizadas con intercalaciones de margas. A techo se sitúan varias costras limonitizadas con concentración de fauna de Braquiópodos y Ammonites, que nos hablan de interrupciones en la sedimentación.

Fundamentalmente la unidad corresponde a depósitos de plataforma restringida: *tidal-flat-lagoon* con episodios de barras y canales.

Hay que señalar que la dolomitización es muy posterior a la sedimentación y la dedolomitización, con relleno de la porosidad de dolomitización por calcita de precipitación se produce por movilización de aguas carbonatadas durante el plegamiento/fracturación.

Los tramos superiores de la serie de Tortuera Sur continen: *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ.); *L. cf. tenera* BORN.; *Mayncina* cf. *termeri* HOTT y *Pseudopfenderina* sp. que puede pertenecer al Pliensbachense inferior o Carixiense. Las muestras sueltas recogidas en el techo de la unidad cartográfica son *grainstones-packstones* (biomicruditas con intraclastos) con *Lituosepta* cf. *recoarensis* CATI, *Haurania deserta* HENSON; *H. cf. amiji* HENSON e *Involutina liassica* JONES, que también pueden pertenecer al Pliensbachense.

En esta hoja no se ha recogido macrofauna, pero en las hojas colindantes de Used y Monreal en términos relativamente bajos de la unidad, se ha encontrado abundante fauna de Braquiópodos del Carixiense inferior, datándose la unidad suprayacente (Fm. Margas grises del Cerro del Pez) como del Pliensbachiense superior (Domeriense basal en ocasiones). Así la edad de esta unidad cartográfica, queda comprendida entre el Sinemuriense (probablemente sólo superior) y Pliensbachiense inferior (Carixiense).

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

Sus afloramientos se sitúan en el cuadrante noroccidental de la hoja. Por condiciones de afloramiento no ha podido ser levantada ninguna columna estratigráfica detallada, basándose su estudio en muestras sueltas. Morfológicamente se encuentran arrasadas por la superficie de erosión del Plioceno o forman parte de los núcleos de amplias *combes* como la existente al Suroeste de Tortuera.

La parte inferior de la unidad cartográfica está constituida por la "Fm. Margas Grises del Cerro del Pez" que tiene un espesor comprendido entre 8 y 10 m. Se trata de margas grises con algunas intercalaciones decimétricas de calizas arcillosas, *mudstones* y *wackstones* con fósiles (biomicritas algo arcillosas). Contienen abundantes fósiles, sobre todo Braquiópodos y Ammonites, que en zonas próximas (Used, Monreal del Campo) pertenecen al Domeriense inferior (Pliensbachiense superior).

La Fm. superior de "Calizas Bioclásticas de Barahona" es muy característica y viene dada por 18-20 m de calizas bioclásticas, nodulosas de color pardo o pardo-anaranjado, estratificadas en capas de orden decimétrico (5-40 cm). Ocasionalmente tienen juntas margosas. Terminan a techo con una superficie ferruginosa. Normalmente son *packstones* bioclásticos (biomicruditas y biomicritas) con abundante fauna: Ammonites, Braquiópodos, Belemnites, Equinodermos, Ostrácodos y Foraminíferos. La bioturbación es bastante intensa. En la hoja de Odón contienen: *Zeilleria* (*Zeilleria*) *quadrida* (LAM.); *Aulacothyris resupinata* (SOW.); *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON); "*Terebratula*" cf. *thomarensis* CHOFF.; *Tetrahynchia subconcima* (DAVIDSON); *T. tetrahedra* (SOW.) y *Rhychonella dumbletonensis* DAVIDSON que datan un Domeriense superior. Sin embargo, en la hoja de Used, situada inmediatamente al Norte, hacia techo de la Formación se encuentra el límite entre el Pliensbachiense y Toarciense, incluyendo las calizas bioclásticas hasta la Zona *Tenuicostatum* (Toarciense inferior), por lo

que consideramos que, al menos hacia el norte de la hoja de Odón se debe alcanzar esta edad.

Las "Margas del Cerro del Pez" se depositaron en una plataforma abierta, con condiciones normales de salinidad (Ammonites y Braquiópodos). Las "Calizas Bioclásticas" representan también condiciones de plataforma abierta de menor profundidad que las margas y corresponde a depósitos de barras y dunas bioclásticas (*shoals*). En conjunto la unidad cartográfica constituye por sí sola una megasecuencia de tipo *shoaling-upward* de mayor a menor profundidad.

1.5.4 Fm. Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel. Alternancia de margas y calizas arcillosas (18). Toarciense

Sus principales afloramientos se encuentran en el cuadrante noroeste de la hoja. Forman los frentes de las *Cuestas* y vertientes de las *Mesas* desarrolladas sobre las calizas tableadas suprayacentes u otros materiales más recientes. Normalmente se encuentran afectadas por una fuerte regularización y recubiertas por depósitos de ladera muy modernos. Ha sido estudiada mediante muestras sueltas.

Son margas y arcillas de colores grises y verdes alternantes con niveles decimétricos de calizas arcillosas del tipo *mudstones* y *wackstones* normalmente arcillosos (biomicritas y biopelmicritas).

Normalmente 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. Contienen fauna abundante y diversificada: Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Lamelibranquios, Equinodermos, Esponjas y abundante Microfauna.

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

Los niveles margosos contienen la siguiente microfauna: *Citharina longuemari* (TERQ.); *Lenticulina d'orbigny* (ROEM.); *Citherella toarcensis* BIZON; *Monoceratina unguina* TRIEB. y *Procytheridea bucki* BIZON que definen el Toarciense.

Se han recogido tres muestras de Macrofauna que han permitido reconocer la existencia de, al menos, las siguientes zonas de Ammonites.

Zona *Bifrons* (Toarciense medio): *Hildoceras lusitanicum* MEISTER; *H. sublevisoni* FUCINI; *Phymatoceras narbonensis* BUCKMAN; "*Terebratula*" *wittnichi* CHOFFAT; y *Homoeorhynchia batalleri* (DUBAR).

Zona *Insigne* (Toarciense superior). *Hammatoceras* cf. *insigne* (ZIETEN); *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE); *Gruneria gruneri* (DU-

MORTIER); *Pseudolillia* sp.; *Aulacothyris blakei* (SHARPE); y "*Terebratula*" *infraoolithica* DESLONGCHAMPS.

Zona *Aalensis* (Toarciense superior): *Cotteswoldia distans* BUCKMAN; *Pleydellia subcompta* (BRANCO) y *Walkericeras lotharinoica* (BRANCO).

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

Aparecen fundamentalmente en el cuarto noroeste de la hoja. Dan origen a relieves tabulares de tipo *Mesas* y a *Cuestas* bien desarrolladas en los alrededores de Cillas y Tortuera.

Las erosiones neokimméricas y áustricas han desmantelado todo el Jurásico superior y ocasionalmente todo el medio, encontrándose la Fm. de Chelva muy incompleta.

Dentro de esta unidad se distinguen dos tramos. Uno inferior, a continuación con las Margas de Turmiel, definido por unos 4-6 m de calizas con planos de estratificación ondulados que le confieren aspecto noduloso, bien estratificadas en capas de 5 a 30 cm. Son *mudstones* y *wackstones* a *packstones* (biomicritas) con Bivalvos, Braquiópodos, Crinoides, etc. Este tramo suele acabar con una superficie de ferruginización y concentración de fauna. Se trata del "Miembro Calizas Nodulosas de Casinos". Este tramo o miembro se reconoce muy mal en la hoja de Odón por haber pasado lateralmente, en su parte inferior a formaciones margosas asimilables a las "Margas de Turmiel".

A continuación viene un conjunto de calizas tableadas, grises y beige, bien estratificadas en capas de 10-30 cm, con ocasionales juntas margosas y frecuentes niveles de nódulos de sílex. Normalmente dominan las calizas de tipo *mudstone*, *wackstone*, *packstone* (micritas y biomicritas). Contienen restos de Equinodermos, Moluscos, Serpúlidos, Braquiópodos, Ammonites, Microfilamentos y Foraminíferos. Algunos niveles sobre todo a techo pueden ser oolíticos, tratándose de *grainstones*, aunque es poco frecuente. El máximo espesor observado es de unos 50 metros.

Los materiales del "Miembro Casinos" se interpretan como un depósito de plataforma en régimen de circulación abierta y representan una débil regresión con respecto de la Fm. Turmiel. Para una correcta interpretación sedimentológica este tramo debe incluirse en el ciclo superior del Liásico, formado por las "Margas de Turmiel" y el "Miembro Casinos".

Las calizas tableadas se depositaron en una plataforma normalmente abierta. Localmente aparecen niveles oolíticos que constituyen episodios de barras y canales.

En la hoja no se ha recogido macrofauna pero de acuerdo con los trabajos de GOY et al (1976) y GOMEZ et al (1979) podemos indicar que las "calizas nodulosas de Casinos", en la localidad tipo, representa al Toarciense superior. En nuestra zona puede llegar incluso a faltar por paso lateral a facies margosas. Todo esto nos indica que el límite inferior de la unidad cartográfica es fuertemente diacrónico.

La "Fm. Arenas de Utrillas" descansa erosivamente sobre diferentes términos de Lías y Dogger en la hoja de Odón. Los procesos erosivos previos a la sedimentación de Utrillas han desmantelado la "Fm. Carbonatada de Chelva", de manera que siempre aparecen sedimentos inferiores a la "Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío" (hiato Callovo-Oxfordiense) por lo que no deben aflorar materiales por encima del Calloviense inferior como máximo.

1.5.6 Brechas, dolomías, calizas, calizas bioclásticas y margas. (20). Re-thiense-Hettangiense-Sinemuriense y Pliensbachense

Se trata de una unidad comprensiva suma de las 15, 16 y 17 descritas en los apartados 1.5.1. a 1.5.3. Ha sido cartografiada en la zona situada al Norte de Odón (borde Sur del cuadrante nor-oriental), en donde las series carbonatadas del Lías, afloran afectadas por una superficie de erosión que las arrasa totalmente, haciendo imposible su división en otras unidades cartográficas.

Desde el punto de vista litológico, petrográfico, sedimentológico y paleontológico, es válido todo lo indicado en apartados anteriores.

1.6 CRETACICO

En la hoja de Odón 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 regionales de RIBA (1959), VILLENA (1971), destacan además 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-Turonense mediante Ammonites en la zona de Nuévalos y Alhama de Aragón, FLOQUET (1979) sobre el Cretácico superior de Soria, 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 al Oeste de nuestra hoja.

Aflora en las mitades Este y Norte de la hoja. El Cretácico de esta hoja ha sido estudiado en las columnas de Ermita de la Concepción (x: 754.300; y: 710.450) y Río Piedra (x: 768.900; y: 711.450).

1.6.1 Fm. Arenas de Utrillas. Arenas conglomeráticas y lutitas (21). Albiense. Cenomaniense inferior

Sus materiales se encuentran siempre muy recubiertos y afloran en los núcleos de *combes* (anticlinales) o en las vertientes bajo los escarpes de los materiales duros del Cretácico superior. Ha sido estudiado parcialmente en sus niveles superiores en la columna de la Ermita de la Concepción.

Regionalmente su potencia oscila entre 60 y 105 metros. Yace mediante una suave discordancia angular (cartográfica) sobre diferentes términos del Lías y Dogger, aunque en zonas próximas (hoja 25-18: Used) 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, rojas, 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 poikilítica generada durante tiempos avanzados de la diagénesis. La matriz caolínica es con toda probabilidad sedimentaria. Presentan, morfología tabular, a escala de afloramiento, estratificación cruzada de gran escala, con niveles de gravas concentradas en cicatrices internas y dispersas en los sets. Otros niveles tienen base ligeramente erosiva y estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo. Con estos datos obtenidos de la columna de Ermita de la Concepción poco se puede decir sobre la interpretación sedimentológica de la unidad. En la hoja de Used (25-18), situada al Norte, se ha levantado la Columna de Abanto 1 en la que se puede observar una sucesión completa de

la Formación. A techo aparecen secuencias típicas de llanura de mareas con estratificación *flaser* y *linsen* y superficies ferruginosas. El resto no encaja de forma clara en un modelo netamente fluvial (véase memoria de la hoja 25-18 Used). Modernamente se interpreta como un modelo fluvio-deltaico sometido al influjo de las mareas (submareal), es decir un delta destructivo elaborado en parte por las mareas en una paleogeomorfología de estuario constituido por el pasillo del aulacógeno celtibérico (véase capítulo 2 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 (22). Cenomaniense

Constituye la base del resalte morfológico originado por el nivel de dolomías bien estratificadas suprayacentes (23), por lo que forma los bordes de las *combes* anticlinales, o los frentes de *cuestas*. La potencia de la unidad oscila entre 30 y 35 metros.

Litológicamente muy compleja, dominando las litologías híbridas de carácter detrítico-carbonatado. Dominan las calizas dolomíticas arenosas, grises y ocre, estratificadas en capas de potencia decimétrica, que alternan con niveles margosos. Es muy constante hacia la parte media del tramo la presencia de un nivel métrico de margas verdes, y son frecuentes los niveles de arenas de aspecto "utrilloide" en la parte inferior. También suele haber capas decimétricas de areniscas calcáreas y calizas arcillosas.

Normalmente son dolomías de recristalización con granos de cuarzo y feldespato (10-40%), y más esporádicamente dolomicritas peletoides con elementos terrígenos y óxidos de hierro. Son relativamente frecuentes las dolomías con huecos de disolución rellenos de calcita (en relación con bioclastos) y la presencia de calcita intercrystalina relleno la porosidad de dolomitización.

Las areniscas son arkosas de grano medio, ricas en feldespato potásico, con moscovita y biotita, matriz poral caolínica y cemento de calcita poikilítica.

Las estructuras más frecuentes son la laminación de tipo estromatolítico con *ripples* de oscilación sobreimpuestos que conservan frecuentemente su morfología a techo de las capas. Ocasionalmente (Río Piedra) las láminas pueden estar rotas. Algunas capas tienen estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo, siendo más frecuente la laminación paralela. La

bioturbación es bastante abundante, así como los restos de Ostreidos, Pectínidos, Equinodermos y algunos Gasterópodos. Suele terminar con una superficie ferruginizada con concentración de fauna (Caprínidos).

Estos materiales se depositaron en una plataforma somera, con una clara influencia de aportes detríticos continentales (*tidal-flat-lagoon*).

Los Ostreidos corresponden a diversas especies de *Exogira*, (*flabellata*, *columba* etc.). Las láminas contienen secciones de *Cuneolina* cf. *pavonia* D'ORB., y *Gaudryina* sp. Los levigados han proporcionado *Buccicrenata subgoodlandensis* (VANDERP.), *Pseudocyclammina* sp., *Schuleridea jonesiana* (BOSQ.), *Cythereis luermannae* TRIEB., *Platycythereis minuta* DAM., y *Cytherella ovata* (ROEM.). La asociación define el Cenomaniense para toda la unidad cartográfica.

1.6.3 Dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas (23). Cenomaniense-Turonense

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 30 metros (Río Piedra). Regionalmente (hoja 25-17: Ateca) puede llegar a los 45.

Dominan las dolomías, siendo menos frecuentes las calizas dolomíticas y calizas cristalinas. 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 predominantemente microdolomías más o menos recrystalizadas, con restos de Ostrácodos, Foraminíferos, óxidos de hierro y tendencia peletóide. A veces son cristalinas de grano medio a grueso con porosidad intercrystalina rellena parcialmente por calcita poikilítica. La calcita también puede rellenar vacuolas de disolución de fósiles, mediante grandes cristales.

A pesar de que en la hoja la recrystalización enmascara en gran parte las estructuras puede distinguirse un tramo inferior con laminación algal y *ripples* de oscilación sobreimpuestos y conservados a techo de las capas y otro superior con dolomías bioturbadas que ocasionalmente tienen laminación estromatolítica y *ripples* de oscilación. Algunos bancos tienen laminación paralela o cruzada de gran escala y bajo ángulo.

Se interpretan como depósitos de llanura de mareas.

No ha aparecido microfauna y en las láminas tan sólo se han observado secciones de Ostrácodos, Lamelibranquios, Gasterópodos y sombras de Foraminíferos indeterminados.

1.6.4 Calizas nodulosas, margas y arenas a techo (24). 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 20 metros. Son calizas nodulosas de color gris claro estratificadas en bancos de 0,2 a 0,5 m con tramos dolomíticos y recrystalizados. 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. Las dolomías tienen textura en mosaico de cristales subidiomorfos, en cuyos núcleos hay restos de micrita, cementados por calcita poikilotópica.

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, Equínidos, Crinoides, etc.

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 Cenomaniense-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).

En la hoja de Odón aparecen foraminíferos bentónicos y planctónicos como *Biplanata peneropliformis* HAM. y SAINT-MARC, *Biconcava bentori* HAM. y SAINT-MARC, *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp. y Discórbidos que definen un Turoniense.

1.6.5 Dolomías masivas, dolomías y calizas dolomíticas (25). Coniaciense-Santoniense

Constituyen un importante resalte morfológico. Frecuentemente forma parte de las vertientes escarpadas de profundas gargantas y hoces (Río Piedra). En la mitad Este de la hoja se encuentra muy arrasada, dando origen a una extensa penillanura (Superficie de erosión fundamental del Plioceno).

En la columna de Río Piedra tiene un espesor de unos 70 metros hasta la aparición de las primeras calcarenitas con Miliólidos de la unidad superior. Hay que señalar que este límite es totalmente diacrónico ya que las barras de *grainstones* bioclásticos, aparecen a diferentes niveles en los últimos metros del Cretácico superior carbonatado no margoso.

Pueden distinguirse dos tramos. De muro a techo:

— 40-45 m. Dolomías beiges masivas, con algunos niveles con estratificación difusa. Contienen geodas de calcita y restos de Rudistas muy recristalizados. Son dolomías de grano grueso a muy grueso, en algunos niveles con porosidad intercrystalina, en otros con depósito de calcita poikilitica y/o chamosita y óxidos de hierro. Hay señales de disolución, de dedolomitización y karstificación. Localmente aparecen estructuras consistentes en estratificación cruzada de gran escala que se interpretan como correspondientes a los flancos de los biohermes de Rudistas. Se trata de depósitos de plataforma interna restringida en los que se podrían distinguir subambientes de arrecife, talud arrecifal y sedimentos interarrecifales. La dolomitización impide una identificación clara de estos subambientes.

— 25 metros de dolomías y calizas más o menos cristalinas bien estratificadas en capas de 0,3 a 1 m. Las calizas son *wackstones*, a veces recristalizados, es decir biomicritas (Ostrácodos, Miliólidos, Foraminíferos). Las dolomías son dolomías cristalinas y dolomicritas recristalizadas, con trazas de Ostrácodos y Gasterópodos y tal vez estructuras algáceas. Se observa estratificación nodulosa y planos de estratificación ondulados. Regionalmente se interpretan como depósitos de plataforma interna restringida (*lagoon*).

En el tramo inferior sólo aparecen sombras de Rudistas, Equinodermos y Ostrácodos. En la parte inferior del tramo inferior del tramo superior, se han clasificado: *Ataxophragmium* sp., *Rotalina* cf. *cayeuxi* y *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI). El conjunto de la microfacies se da como Santoniense para esta zona. La parte superior es azoica. Aunque paleontológicamente no se haya detectado el Coniaciense debe estar representado en el nivel masivo con Rudistas. Así la unidad se data tentativamente como Coniaciense-Santoniense.

1.6.6 Dolomías, calizas con Miliólidos y margas (26). Santoniense

Afloran en las hoces y gargantas del Río Piedra y más extensamente en amplias penillanuras generadas por los arrasamientos generalizados de edad pliocena.

En la columna de Río Piedra se han medido 53 m sin que se haya alcanzado el techo. El espesor total debe cifrarse en unos 65 metros. Como ya se ha indicado su límite inferior es diacrónico.

El límite con la unidad superior, es gradual, por intercalación de margas blancas entre las barras de calcarenitas con Miliólidos.

Aparecen dos niveles de calizas bien estratificadas, en capas de 0.2 a 1.5 metros, bioclásticas en el inferior y con grandes Miliólidos en el superior

(*packstones-grainstones* bioclásticos), separados por 20 metros de dolomías con estratificación difusa y restos de laminación paralela. Las calizas inferiores son biointraesparitas con fragmentos de Rudistas, Moluscos y abundantes Miliólidos, que contienen intraclastos micríticos y algún oolito. Las superiores son biomicritas muy ricas en grandes Miliólidos, con fragmentos de Rudistas, Ostrácodos, Algas y abundantes Foraminíferos bentónicos. En las muestras de algunos bancos se observan intraclastos micríticos y cemento de esparita. Hay señales de dedolomitización. Las dolomías son dolomicritas recrystalizadas con sombras de fósiles (Algas cianofíceas, Discórbidos, Miliólidos), bioturbación y señales de dedolomitización.

Las calizas presentan planos de estratificación ondulados y estratificación cruzada de gran escala, conservándose en ocasiones morfologías de barras y canales.

Los materiales de la unidad se depositaron en una plataforma interna restringida en la que pueden reconocerse sedimentos de *lagoon* (dolomías). Los *grainstones* de Miliólidos corresponden a barras, dunas y canales desarrollados en dicho ambiente de aguas someras (*Bioclastic sand-shoal*).

Las calizas superiores contienen *Lacazina* cf. *elongata* MUN-CHALM.; *Idalina antiqua* D'ORB.; *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO, *Dic-tyopsella kiliani* MUN-CHALM y *Dicyclina schlumbergeri* MUN-CHALM. que definen un Santoniense. Por microfacies las calizas inferiores pertenecen también a dicha edad.

1.6.7 Dolomías brechoides, brechas dolomíticas y margas dolomíticas (27). Santoniense-Campaniense (?) (Senoniense)

Los afloramientos de esta unidad en la hoja de Odón son parciales, encontrándose siempre muy recubiertos por depósitos de ladera. No ha sido levantada ninguna columna estratigráfica de detalle.

Afloran más de doscientos metros en los que alternan margas y margas dolomíticas blanquecinas y gris verdosas con niveles decimétricos de dolomías brechoides, brechas dolomíticas y ocasionalmente, y sobre todo a techo calizas. Son calizas recrystalizadas, con reliquias de microestratificación paralela y brechificación por fracturas rellenas de calcita, dolomías cristalinas de grano grueso, también brechificadas; dolomicritas recrystalizadas y micritas con Ostrácodos. Hacia el techo aparecen niveles de *packstones* (intra bioesparitas) con Miliólidos, intraclastos y algunos oolitos y *wackstones-packstones* (biomicritas) algo arenosos con bioturbación debida a tubos de Anélidos. En la hoja de Used (25-18), colindante por el Norte con la de Odón, las microfacies de las calizas indican una edad Senoniense (probablemente

Santoniense). En los levigados se reconocen asociaciones de Foraminíferos, Ostrácodos y Algas dasycladáceas claramente marinos con Characeas de hábitat lacustre.

Estos materiales se depositaron en una plataforma somera restringida, en un ambiente de *lagoon* semicerrado con gran influencia de aguas dulces del continente.

1.7 Terciario

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

Los trabajos realizados sobre el Terciario de la hoja de Odón y zonas próximas se reducen a la tesis doctoral de VILLENA (1971) y al informe del IGME (1980).

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:

T_1 — Unidad concordante con el Cretácico. Puede incluir, en su base, Cretácico en facies continentales. Consta de una serie inferior evaporítico-terrágena y otra superior calco-margosa (detrítica 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).

T_2 — Unidad detrítica, discordante sobre la anterior, cuya edad está comprendida entre el Oligoceno superior y Mioceno inferior (Ageniense).

T_3 — 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 T_1 y T_2 ha sido denominada "Castellana" (PEREZ GONZALEZ et al 1971) y la que separa T_2 y T_3 "Neocastellana" (AGUIRRE et al 1976). Una importante actividad tectónica distensiva 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).

La prospección de micromamíferos fósiles ha resultado negativa en la hoja de Odón. Basándonos en criterios estructurales se han separado tres conjuntos separados por discordancias mayores. De abajo a arriba:

- Eoceno superior-Oligoceno inferior.— Serie Calco-margosa.
- Oligoceno superior-Mioceno inferior.— Serie detrítica.
- Mioceno inferior-Plioceno inferior.— Serie conglomerática.

1.7.1 Eoceno superior-Oligoceno inferior

Aflora en la zona centro-norte de la hoja en el área sinclinal que va desde Odón a Embid, con dirección NO-SE. Dentro de esta unidad se encuentran otras discordancias menores, bien porque algunos de sus términos son “extensivos” durante el relleno o se trata de suaves discordancias progresivas que rápidamente desaparecen.

Ha sido estudiado en la columna de Embid (x: 766.000; y: 709.900).

Las litofacies diferenciadas pueden agruparse en dos conjuntos:

- Inferior: Constituido por calizas de oncolitos y algas (28) con una intercalación de fangos rojos y conglomerados (29) que pasan lateralmente a conglomerados calcáreos cementados (30).

- Superior: Formado por fangos rojos y ocreos con niveles de areniscas conglomeráticas y conglomerados (31) que tienen intercaladas o pasa lateralmente a calizas de algas alternantes con margas (32).

Ambos conjuntos están separados por una suave discordancia que se hace más patente en el borde oriental de los afloramientos desapareciendo hacia el noroeste.

1.7.1.1 Calizas de oncolitos, calizas de algas (28)

Dan origen a fuertes resaltes morfológicos, a modo de relieves tabulares y *cuestas* en el área de Embid. Existen al menos dos niveles que reposan discordantes sobre las calizas de Miliólidos (26), siendo el segundo extensivo sobre las unidades anteriores.

El nivel inferior tiene unos 12 metros de potencia de calizas de aspecto brechoide con oncolitos y niveles de calizas de algas. Normalmente se encuentran mal estratificadas en bancos masivos de 8 y 4 metros. Normalmente son *mudstones* algo recrystalizados. Al microscopio son biomicritas con limo de cuarzo (5-10%). Los “bioclastos” son estructuras algáceas grumosas de tendencia oncolítica, que tienen bordes (a veces cortezas) bien definidos de esparita.

El nivel superior tiene de 16 a 25 metros y son calizas, a veces recrís-

talizadas, blancas y beige, en ocasiones oncolíticas, brechoides algales, con caliches laminados y karstificación en planos. (*Mudstones* y *packstones* recristalizados). Son dismicritas con grumos algales poco definidos respecto a la matriz. La esparita aparece en grietas irregulares subparalelas como resultado de procesos de disolución precipitación en diagénesis vadosa. Aparecen niveles de biolinitas algáceas a techo.

Estos materiales se han depositado en un ambiente lacustre-palustre.

1.7.1.2 *Fangos rojos y conglomerados (29)*

Constituyen las vertientes de los relieves tabulares y *cuestas* originados por las calizas de algas. Se encuentran siempre muy recubiertos.

Tiene un espesor del orden de 20 metros. Es una unidad extensiva sobre el nivel inferior de calizas, llegando a apoyarse directamente sobre el Mesozoico.

Se trata de fangos arcillosos, es decir lutitas con una escasa proporción de arena en las que domina la fracción arcillosa, con tonos rojizo anaranjados. Son frecuentes los niveles edafizados de tendencia *pseudogley*. A techo y bajo los niveles calcáreos aparecen además carbonataciones de probable génesis vadoso-freática, durante los encharcamientos previos a la instalación del ambiente lacustre.

Los niveles de conglomerados tienen un espesor del orden del metro. Están constituidos por clastos de calizas, dolomías y cuarcita, subredondeados con un tamaño medio de 5 cms en una matriz areno-limosa. Los clastos suelen estar en contacto. No se han observado buenos afloramientos pero suelen tratarse de cuerpos extensos, con la base de tendencia plana, ligeramente erosiva. Son prácticamente inexistentes en el área de Embid y tanto más abundantes cuanto más hacia el sureste.

La unidad se ha depositado mediante un mecanismo de abanicos aluviales en facies proximales o medias e incluso distales (Embid). Se trataría de abanicos de corto desarrollo que rellenarían pequeñas cuencas o cubetas en un clima semiárido.

En los levigados de los fangos arcillosos se han reconocido diversas especies de Characeas paleógenas: *Rhabdochara major* GRAMB. y PAUL, *Tectochara meriani* GRAMB., *Chara* aff. *brongniarti* BRAUM., *Gyrogonia* cf. *medicaginula* LAM., y *Psilochara* sp.

1.7.1.3 *Conglomerados cementados (30)*

Sus mejores afloramientos se sitúan en el sinclinal del Barranco del Pozo

de Montalbán, situado al Norte de Odón y en la Rambla de la Torre al Sur de Embid.

El espesor máximo medido es de unos 130 metros. Son conglomerados de aspecto masivo, con estratificación difusa en capas de 1-2 metros. Los clastos están en ocasiones en contacto y son exclusivamente calizos y dolomíticos en la base, subredondeados y con un centilo del orden de 1 metro. Están fuertemente cementados por carbonatos. En la mitad superior empiezan a intercalarse niveles delgados de limos y arcillas rojas, aparecen clastos cuarcíticos y existen algunos niveles canalizados de conglomerados finos con estratificación cruzada de surco.

Pasan lateralmente, de forma muy rápida, a calizas de algas alternantes con arcillas rojas. En conjunto forma una secuencia de energía decreciente desde conglomerados masivos depositados por corrientes de tipo *debris-flow*, a una alternancia de niveles de coladas fangosas y depósitos también de *debris-flow*. Hacia el techo aparecen facies canalizadas y de lóbulos.

Se trata de depósitos de abanicos aluviales muy cortos en los que se pasa rápidamente de facies proximales a distales, e incluso a facies lacustres. A techo de la unidad se instalan una red anastomosada de canales que drenarían los abanicos.

1.7.1.4 *Fangos ocre y rojizos. Areniscas conglomeráticas y conglomerados (31)*

Aparecen siempre cubiertos, en vertientes afectadas por una fuerte regularización. Hacia el sureste son discordantes sobre los términos infrayacentes, presentando las granulometrías más gruesas y pasan lateralmente a litologías carbonatadas (31) hacia el noroeste.

En el área de Embid tiene un espesor de 21 metros aumentando a más de 100 metros hacia el sureste.

Debido al gran recubrimiento no han podido diferenciarse subfacies en la cartografía.

El término mayoritario de la serie son los fangos (limo y arcilla en mayor proporción que arena) de tonos ocre y rojizos.

En la parte oriental se intercalan conglomerados de clastos silíceos y calcáreos de tamaños medios de 4-5 cm en capas de orden decimétrico a métrico y aparecen algunos banquitos de calizas palustres y/o suelos calci-morfos. Una secuencia ideal podría ser conglomerado/fango/fangos con niveles carbonatados.

Hacia el área de Embid disminuye la proporción de conglomerados y son frecuentes las areniscas calcáreas conglomeráticas, de base canalizada,

con estratificación cruzada de surco, en capas decimétricas. Son litarenitas con un 35% de fragmentos de rocas en los que dominan las calizas sobre las cuarcitas y 5% de feldespatos. El cemento calcáreo alcanza el 25%.

La unidad pasa de Oeste a Este, de facies medias y distales de abanicos aluviales a facies distales en las que se instalan canales que drenan el abanico, para pasar lateralmente a sedimentos de ambiente lacustre (Calizas y margas (32)).

1.7.1.5 *Calizas de algas alternantes con margas (32)*

Sus mejores afloramientos se encuentran al Sur de Embid. Constituyen resaltes morfológicos dando origen en ocasiones a frentes y reversos de *cuestas*.

En la columna de Embid se han medido 16 metros sin llegar al techo. El espesor total puede cifrarse en unos 40 metros.

Se trata de una alternancia de niveles métricos de calizas de algas más o menos recristalizadas y margas blanquecinas tanto más abundantes cuanto más a techo de la unidad. Las margas pueden tener niveles variolados ocre y grisáceos que corresponden probablemente a edafizaciones.

Las calizas (*mudstones*, y *wackstones-packstones*) se estratifican hacia el techo de los bancos en capas de 0,4 a 0,6 metros siendo masivas y ocasionalmente brechoides en la base. Son esencialmente dismicritas con grumos algales poco definidos con respecto a la matriz, y abundante esparita en grietas irregulares subparalelas (disolución/precipitación en diagénesis vadosa). Son frecuentes las biomicritas algales con las algas individualizadas en matriz micrítica algo recristalizada por la acción algácea.

Estos materiales se depositaron en un ambiente de tránsito entre playas (edafizaciones) y medios lacustres más o menos estabilizados.

1.7.2 Oligoceno superior-Mioceno inferior

Aflora exclusivamente en el cuadrante noroeste de la hoja al suroeste de Embid.

Como se ha indicado la atribución de la edad se hace basándose en criterios tectónicos, teniendo en cuenta las discordancias de ámbito regional.

1.7.2.1 *Fangos ocre y rojizos, areniscas conglomeráticas y conglomerados cementados, calizas (33). Arverniense-Ageniense*

Sus materiales se encuentran fuertemente socavados por barrancos de

incisión lineal.

Ha sido estudiada mediante muestras sueltas, y observaciones parciales. Tiene una potencia máxima observada de unos 60 metros.

El término mayoritario lo constituyen fangos arcillosos con escasa proporción de limo y arena en la base, algo más limo-arenosos hacia el techo. Presentan coloraciones dominantes ocre con algún nivel rojizo. Las arcillas son predominantemente illitas con escasa proporción de caolinita e indicios de interestratificados.

Hacia la base existen niveles de areniscas conglomeráticas calcáreas, de potencia métrica y geometría canalizada, con estratificación cruzada de gran escala de tipo planar y surco y cicatrices erosivas internas y niveles de calizas palustre-lacustres.

Hacia el techo aumenta la granulometría y el espesor de los detríticos gruesos. Localmente aparecen capas más o menos extensas de gravas con clastos de cuarzo, cuarcita y caliza.

Las calizas son dismicritas con grumos algáceos que contienen trazas de limo de cuarzo mal clasificado. Las areniscas y areniscas microconglomeráticas están formadas por granos subangulosos de cuarzo (20-35%) y fragmentos de rocas calizas (50-65%), con cemento de calcita.

Los fragmentos calizos son normalmente de calizas de algas y grumos algáceos. En el cemento calcáreo aparecen localmente zonas irregulares micríticas en que los grumos algales parecen haberse depositado *in situ*.

En conjunto la serie forma una secuencia estrato y grano creciente. Las direcciones de aporte predominantes son hacia el sureste.

La geometría y estructuras presentes en algunos de los cuerpos arenosos, sobre todo hacia la base, corresponden a depósitos canalizados de tipo fluvial (*braided*). Sin embargo, los conglomerados calcáreos superiores en capas extensas de base prácticamente plana, con estratificación cruzada de gran escala no pueden asimilarse a depósitos fluviales netos.

La unidad debió depositarse en un ambiente fluvio-lacustre, con mayor influencia fluvial hacia la base, formando una secuencia de energía creciente, con aporte de detríticos más gruesos, hacia el techo.

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 (área de Embid). El término superior finaliza con una superficie de colmatación-erosión perfectamente correlacionable con la del Rusciniense medio-superior

de la Cuenca de Calatayud-Teruel (Ver hoja 26-18: Daroca).

Se han distinguido las siguientes litofacies:

1.7.3.1 *Fangos rojos y conglomerados sueltos (34). Fangos ocre y brechas cuarcíticas sueltas (35). Ajeniense (superior)-Rusciniense*

Aflora en todo el ámbito de la hoja, frecuentemente fosilizada por depósitos de *glacis* y de regularización de vertientes. Al Sur de Odón constituye una extensa planicie, suavemente alomada, afectada por procesos de deflacción intensos.

Alternan niveles métricos de fangos arcillosos rojos y conglomerados sueltos.

La fracción arcillosa está compuesta por illita (dominante) y caolinita. Los conglomerados tienen cantos, bolos y bloques subredondeados de cuarcita, calizas y dolomías mesozoicas con un centilo que puede llegar a los 70 cm en el área de Odón. Presentan los clastos en contacto y tienen una abundante matriz arenosa. Presentan geometría tabular con la base ligeramente erosiva.

Existen algunas variaciones litológicas dependientes de las áreas fuente. Así en el cuadrante suroccidental, con áreas madres constituidas por series del Buntsandstein, los clastos son exclusivamente cuarcíticos, redondeados y con tamaños medios del orden de 5-6 cm.

En el ángulo suroccidental de la hoja y en relación con aportes provenientes del Paleozoico cuarcítico-pizarroso, los fangos toman tonalidades ocre y los niveles clásticos contienen cantos subangulosos exclusivamente cuarcíticos de hasta 30 cms. Estos últimos materiales se han diferenciado en la cartografía (35).

Las unidades se han depositado mediante un mecanismo de abanicos aluviales coalescentes, en facies proximales y medias, que rellenaron un surco o depresión, alargado según la dirección NO-SE, situado en el centro de la hoja de Odón.

1.7.3.2 *Fangos ocre, arenas y suelos calcimorfos (36) Ajeniense (superior) Rusciniense*

Afloran desconectados del resto del Terciario de la misma edad, en el ángulo suroeste de la hoja, al otro, en la vertiente Sur de la Sierra de Caldereros. Son correlacionables con las unidades antes descritas por ocupar la misma posición estratigráfica y tener características estructurales muy semejantes.

Son fangos normalmente arcillosos ocre entre los que se intercalan niveles decimétricos a métricos de arenas de grano medio y horizontales carbonatados de tipo calizas palustres/suelos calcimorfos.

Las arenas son litarenitas y litarenitas feldespáticas con un 30% de matriz arcillosa.

Los horizontes carbonatados tienen un 35-45% de cemento calcáreo que engloba granos de cuarzo, feldespato y fragmentos de rocas.

Los cuerpos arenosos tienen geometría canalizada con estratificación cruzada de gran escala. Una secuencia ideal podría ser: Canal arenoso, fango, fangos con horizontes carbonatados.

Se trata de sedimentos canalizados de tipo fluvial instalados en zonas distales de abanicos, sin que podamos precisar más dada la escasez de afloramientos.

1.7.3.3 *Conglomerados cuarcíticos sueltos con abundante matriz fangosa (37) Rusciniense*

Morfológicamente da origen a extensas plataformas culminadas por una superficie de colmatación-erosión, en la que son muy frecuentes las lagunas temporales o "Navajos".

Se sitúan discordantes sobre Mesozoico y Paleozoico o sobre términos terciarios más antiguos. Tiene una potencia, máxima medida sobre mapa de 20-30 m.

No se han observado buenos cortes sobre el terreno, pero de las observaciones parciales efectuadas se puede indicar que están constituidas por una abundante matriz fangoso-arenosa, de coloraciones rojizas, que en superficie toma tonos verdosos por alteración (halloisitas). Engloba clastos de naturaleza fundamentalmente cuarcítica, subangulosos a subredondeados, granulometría variable según las zonas. En el tercio occidental de la hoja tienen tamaños medios de 4-5 cm de centilo del orden de 15 cms siendo muy escasos en la parte Norte. En el centro se alcanzan centilos del orden de los 80 centímetros.

Se trata de depósitos en masa (*mud-flow*) correspondientes a facies proximales y medias 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 incluido en el mapa de depósitos superficiales con la sigla MP₄P.

CUADRO RESUMEN DE FORMACIONES SUPERFICIALES

Unidad. Cartog.	Interv. Espe.M.	Textura	Ambiente sedimentario	Excavabilidad y cementación	Posición fisiográfica topográfica	Drenaje-Erodebilidad		Riesgos	Cronología	Usos						
F ₁ h	1-4	Gravas y bloques de cuarcita y cuarzo	Fluvial Llanuras aluviales	Fácilmente excavables No cementados	Fondo de valle Terreno plano	Excesivamente drenado Erosión hídrica moderada con surcos		Avenidas e Inundaciones	Holoceno	Aridos						
F ₂ h	1-5	Gravas de cuarcita y cuarzo				Bien drenados Erosión hídrica moderada en surcos	Aridos Forestal									
F ₃ h		Arenas y gravas de cuarcita														
F ₄ h	1-6	Limo-arcilla con niveles de gravas				Fluvial. Fondos de vaguada y llanuras aluviales	Cono de deyección Pendiente convexa Terreno ondulado			Avenidas	Aridos Forestal					
F ₅ h	1-4	Limo-arcilla	Aridos Forestal													
F ₆ h	1-3	Limo-arcilla con niveles de gravas		Aridos Forestal												
F ₇ h	1-10	Arenas y gravas de cuarcita			Aridos Forestal											
F ₈ s	1-4	Gravas y bloques de cuarcita y cuarzo				Fluvial	Terraza Terreno plano	Excesivamente drenado Erosión hídrica moderada en surcos	Pleistoceno superior	Aridos						
F ₉ s	0.5-3	Limo-arcilla con niveles de gravas	Terrazas							Bien drenado	Aridos Agrícola					
L ₁ h	1-6	Arcilla-limo con materia orgánica. Gravas		Fácilmente excavables. Débilmente cementados								Planicie deprimida Terreno plano	Muy escasamente drenados Erosión hídrica ligera laminar	Inundaciones	Holoceno	
L ₃ s	1-5	Arcilla-limo con arena y gravas			Fondos endorreicos											Fácilmente excavables o por medios mecánicos
L ₂ h	0.5-4	Limo-arcilla con niveles de gravas de cuarcita y caliza				Lacustre	Terrazas Terreno plano	Erosión hídrica ligera laminar	Holoceno							
L ₄ m	2-5		Terrazas fluvio-lacust.							Cementaciones extremadas locales	Pleistoceno medio					
L ₅ i	1-8											Pleistoceno inferior				
K ₁ p	0.5-2	Arcilla-limo			Kárstico								Depresión Terreno plano	Muy escasamente drenado	Inundación	Plioceno (y Pleisto.)
GR ₁ h	0.5-2,5	Gravas y bloques con matriz limosa escasa			Gravedad-vertiente	Fácilmente excavables No cementados	Pendiente cóncava Colinado a fuertemente socavado	Bien drenados a excesivamente drenados. Erosión hídrica moderada en surcos	Deslizamientos				Holoceno	Agrícola Forestal Aridos		
GR ₂ h	0.5-3	Gravas de cuarcita con escasa matriz														
GR ₃ h	1-10	Arenas y gravas de cuarcita														
GR ₄ h	0.5-3	Limo-arcilla con gravas de cuarcita														
GR ₅ h	0.5-10	Marga-limo con gravas escasas			Pendiente cóncava Ondulada a colinado	Imperfectamente drenados Erosión hídrica ligera en surcos										
MP ₄ p MP ₁ m	0.5-20	Gravas y bloques con matriz	Depósitos distales de abanicos y depósitos de glacia	Fácilmente excavables o por medios mecánicos Cementación extr. locales	Mesetas y pendientes suaves. Terreno plano o casi plano	Escasa a imp. drenado	Tendencia a la pedregosidad por deflación Erosión del suelo	Plioceno								
MP ₂ p		Gravas de cuarcita				Bien drenado a exc. dreña.										
MP ₃ p	0.5-3	Gravas y bloques con matriz de limo-arcilla	Depósitos distales de abanicos y de grave. vertiente.	Fácilmente excavables No cementados	Planicie Terreno ondulado	Escasa a imp. drenado										

LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES

-  Crestas
-  Cuestas y hog-bacas
-  Chevrans
-  Línea de capa dura
-  Sentido de buzamiento
-  Fallas con expresión morfológica atenuada

SUPERFICIES DE EROSION

-  Superficies de erosión sobre Mesozoico

MODELADOS DEPOSICIONALES

-  Superficie de colmatación-erosión fundamental (Plioceno s.l.)
-  Glacis
-  Glacis degradada
-  Superficies con depósitos
-  Áreas endorreicas
-  Terrazas fluviales
-  Valles de fondo plana
-  Conos de deyección
-  Relieve residual entre depósitos cuaternarios y/o pliocuaternarios

VERTIENTES

-  Vertientes regularizadas

RED FLUVIAL

-  Gargantas, haces
-  Barrancos de incisión (hacia)
-  Carcavas
-  Lagunas temporales

FORMAS KARSTICAS

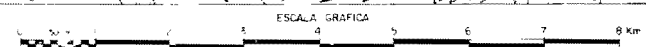
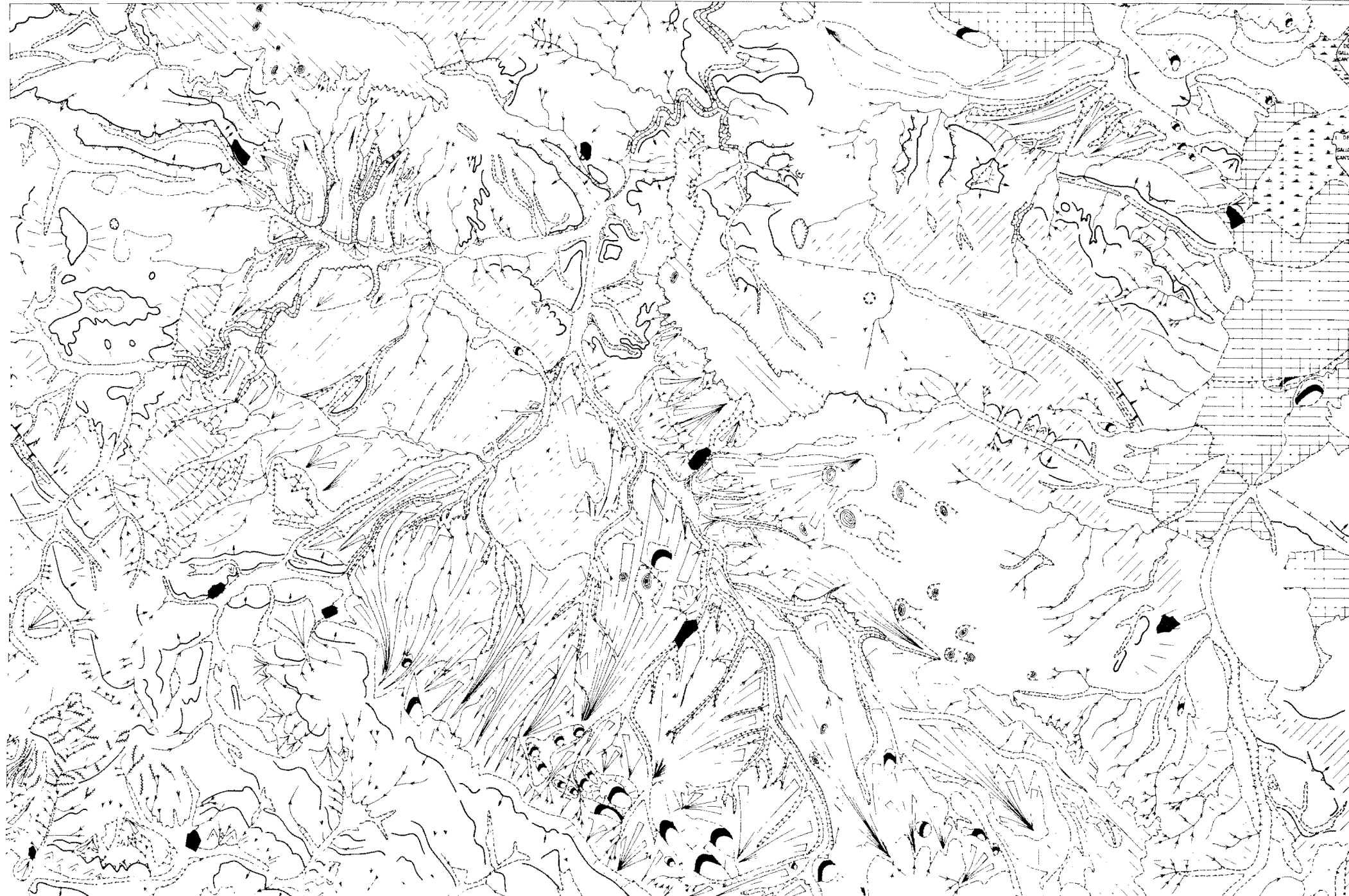
-  Dolinas
-  Dolinas oruviales

ESCARPES

-  Escarpe nuevo (glacis, terrazas, superficies, etc.)
-  Escarpe degradado (glacis, terrazas, superficies, etc.)

MODELADO ANTROPICO

-  Núcleos urbanos
-  Canteros



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 diferencian 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, Drenaje, Erodabilidad, Riesgos, Usos etc. Los parámetros de cementación, posición fisiográfica, topografía, drenajes y erodabilidad se expresan en el sentido de la: "Guía para de la descripción de perfiles de suelos de la F.A.O 1977."

Se describen los depósitos que han sido diferenciados tanto en el Mapa Geológico como en el de Formaciones Superficiales. Los que sólo están representados en este último quedan suficientemente definidos mediante la Leyenda y Cuadro Resumen de Formaciones Superficiales.

1.8.1 Conglomerados cuarcíticos sueltos (38) (MP_{2p} y MP_{4p}) Plioceno superior-Pleistoceno inferior (Villanyense)

Aparecen muy bien representados en el sector central de la hoja. Dan origen a extensas morfologías de *glacis*.

De acuerdo con su procedencia presenta dos litofacies:

— Proveniente de conglomerados del Buntsandstein o de conglomerados redondeados del Mioceno o del Plioceno, (MP_{2p}). Son gravas redondeadas a subredondeadas de cuarcita y cuarzo con matriz predominantemente arenosa (limo-arcilla-arena). (MP_{4p}).

— Provenientes de conglomerados de bolos y bloques subangulosos del Mioceno y Plioceno o de sedimentos paleozoicos. Son gravas y bloques subangulosos a subredondeados de cuarcita y cuarzo, a veces caliza. Con matriz de limo-arcilla y arena.

Ambos pueden presentar localmente horizontes muy cementados por carbonatados de origen edáfico.

Presentan geometrías de barras y canales con abundantes cicatrices erosivas internas que pueden asimilarse a depósitos fluviales de tipo *braided* en las partes distales.

1.8.2 Conglomerados y microconglomerados sueltos (39) (L_{5c} y F_{8s}) Pleistoceno

Afloran al Sur de la Laguna de Gallocanta. Constituye una plataforma elevada de 10 a 15 m sobre el nivel actual de la Laguna de Gallocanta, o sobre el nivel actual de la Rambla de los Pazuelos.

Aparecen frecuentes niveles de gravas de cuarcita y cuarzo subredondeadas o subangulosas intercalados en facies finas de limo-arcilla con arena. Son muy frecuentes las cementaciones por carbonatos edáficos sobre todo a techo de la unidad. En las proximidades de afloramientos mesozoicos pueden contener cantos calizos. En la Rambla de Pazuelos aumenta la granulometría llegándose al tamaño bloque y disminuyendo la proporción de matriz.

Se pueden interpretar como "terrazas lacustres" en relación con variaciones de extensión superficial de la Laguna de Gallocanta y como terrazas fluviales en relación con la red actual. Los depósitos aportados por la red fluvial más o menos jerarquizados, quedarían a modo de terrazas al disminuir la extensión de la laguna y por tanto bajar el nivel de base de la zona.

1.8.3 Conglomerados cuarcíticos, fangos. Cementaciones locales (40) (MP_{1m} , L_{4m} , F_{9s}) Pleistoceno

Afloran en las mismas zonas que la unidad y texturalmente son semejantes. Morfológicamente constituyen glacis, más o menos degradados, plataformas o superficies con depósito y terrazas.

Se agrupan pues unidades con litofacies semejantes pero de génesis diversa: asociadas a glacis (MP_{1m}), depósitos de terrazas lacustres (L_{4m}) y de terrazas fluviales (F_{9s}) que tienen en común pertenecer al complejo aparato deposicional del área endorreica de la Laguna de Gallocanta. Son frecuentes los encostramientos calcáreos de origen edáfico.

1.8.4 Limos, arcillas y conglomerados (41) (L_{3s}) Pleistoceno

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

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

1.8.5 Gravas cuarcíticas (42) (F_{8s} y F_{9s}). Pleistoceno

Se sitúan en el área central de la hoja, y en su borde Este. Forman niveles de terrazas fluviales colgadas sobre los cauces de las ramblas actuales.

Están constituidas por gravas (y bloques) subangulosos a subredondeados de cuarcita y cuarzo, con escasa matriz, llegándose a centilos del orden de 30 centímetros (F_{8s}). En algunos puntos existen depósitos de inundación y abundan los niveles finos de arcilla-limo con arena entre los que se intercalan depósitos de gravas la misma naturaleza (F_{9s}).

1.8.6 Arenas y gravas cuarcíticas (43) (GR_3h). Pleistoceno-Holoceno

Constituyen los coluviones desarrollados sobre facies de arenas y areniscas (Buntsandstein y Fm. Arenas de Utrillas). Están normalmente asociados a fenómenos de regularización de vertientes.

Son fundamentalmente arenas de cuarzo de tamaño medio a grueso con gravas, normalmente dispersas de cuarzo y cuarcita. Cuando se sitúan sobre la Fm. de Utrillas existe matriz limoso-margosa y son frecuentes los clastos angulosos de caliza/dolomía.

1.8.7 Gravas y brechas cuarcíticas sueltas (44) (GR_1h , GR_2h y GR_4h)

Son depósitos coluviales desarrollados sobre distintos materiales y de procedencia muy diversa. Se asocian siempre a procesos de gravedad vertiente en relación con fenómenos de regularización de vertientes.

En el Mapa de Formaciones superficiales se han distinguido varios tipos de acuerdo con la proporción de matriz y el grado de redondez de los clastos (GR_1h , GR_2h y GR_4h).

En la hoja dominan los constituidos por gravas (y/o bloques) subredondeados a redondeados de cuarcita, en una matriz de limo-arcilla, con más o menos arena.

1.8.8 Arenas y gravas cuarcíticas (45) (F_7h) Holoceno

Afloran en el cuadrante suroeste de la hoja. Son depósitos asociados a

formas de Conos de deyección o Abanicos aluviales, originados a partir de materiales arenosos del Buntsandstein.

Están compuestos por arenas de grano medio a grueso, con abundantes clastos de cuarcita y cuarzo redondeado dispersos o concentrados en niveles.

1.8.9 Gravas cuarcíticas (46) (F₆h). Holoceno

Genéticamente son semejantes a los anteriores, pero provienen de áreas fuentes distintas: sedimentos detríticos gruesos del Terciario.

Dominan los finos de limo-arcilla con arena entre los que se intercalan niveles decimétricos lenticulares de gravas cuarcíticas con abundante matriz arenosa.

1.8.10 Limos y gravas con materia orgánica (47) (L₁h). Holoceno

Aparecen en el ángulo noreste de la hoja. Dan origen a extensas planicies, potencialmente encharcables, en relación con las áreas endorreicas actuales de la Laguna de Gallocanta.

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...).

1.8.11 Gravas cuarcíticas y limos (48) (F₁h, F₂h y L₂h). Limos y gravas (49) (F₄h y F₅h). Arenas (50) (F₃h). 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 Gallocanta, teniendo un carácter híbrido fluvio-lacustres (L₂h).

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 (F₂h). Niveles de gravas alternantes con depósitos de limo-arcilla de inundación (F₄h y L₂h). En otros casos dominan las arenas medias a gruesas con clastos cuarcíticos, derivadas de las areniscas del Buntsandstein (F₃h).

1.8.12 Otras Formaciones superficiales cartografiadas únicamente en el Mapa de Formaciones Superficiales

En algunas ocasiones se han hecho precisiones sobre la composición

textural de algunos depósitos aluviales (49), cuando el predominio de la matriz limo-margosa era muy patente (F_5h), como ocurre en los aluviones desarrollados sobre margas del Jurásico.

Se han diferenciado depósitos de alteración kárstica sobre materiales calcáreos, como son las arcillas de descalcificación (K_1p).

Los coluviones derivados de margas jurásicas y glacia o superficies con canturreal cuarcítico plioceno, que tienen una composición esencialmente margosa (GR_5h) se han cartografiado en el cuadrante noroeste de la hoja. Los materiales resultantes del remodelado en vertientes de gravas y bloques de cuarcita y caliza alternantes con fangos (Mioceno-Plioceno inferior) difíciles de separar del sustrato, se han cartografiado como una formación superficial de génesis compleja al suroeste de Odón (MP_3p).

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 SO, de la Cadena Celtibérica. Esta cadena está clasificada por JULIVERT et al, (1974) como una cadena de tipo intermedio entre las áreas de plataforma y los orógenos alpinos ortotectónicos pues, a pesar de la a veces intensa deformación de los materiales mesozoico-terciarios, no presenta las características del orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico en forma de mantos. Carece, por otra parte, de metamorfismo y la actividad magmática, si bien presente (volcanismos 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 Trias hasta finales del Jurásico; esta evolución fue interrumpida por los movimientos tectónicos neokimérricos y austrícos, cuyo carácter fue esencialmente de tipo vertical. Durante el Cretácico superior la evolución muestra algunos rasgos del anterior desarrollo tipo aulacógeno, pero esto definitivamente terminó cuando fue intensamente acortado y plegado como consecuencia de los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península desde las zonas móviles pirenaica y bética.

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

2.1.1 Tectónica del zócalo hercínico

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

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

Localmente se han localizado micropliegues que afectan a la esquistosidad S1 y que, por lo tanto, corresponden a una segunda fase de plegamiento. Fuera del área investigada, como por ejemplo en la región de Calatayud Paracuellos de Jalón, se encuentran también datos que muestran la existencia de dos fases de plegamiento, como figuras de interferencia tipo cartón de huevos y una esquistosidad incipiente S2. En esa misma área existe una tectónica de cabalgamientos vergentes al NE, que fue interpretada primeramente (LOTZE, 1945) como hercínica y después como alpina (JULIVERT et al 1974) al afectar también a las series mesozoicas. Alguno de estos cabalgamientos producen en el zócalo diferente desplazamiento que en la cobertera mesozoica, lo que parece apoyar la posibilidad de que sean cabalgamientos hercínicos, posteriores a la fase principal S1, que fueron reactivados.

vados en el ciclo alpino. Lo más probable es que se relacione con los micropliegues y la esquistosidad incipiente de la 2ª fase. El último episodio relacionado con el ciclo hercínico es una etapa de fracturación intensa, equivalente a la fracturación tardihercínica descrita para el Macizo Hespérico (PARGA, 1969) y para el resto de Europa (ARTHAUD y MATTE, 1975, 1977). Esta fracturación, de edad permocarbonífera, se relaciona con la actividad magmática responsable de los vulcanismos pérmicos que se localiza también en la región. Las fallas tardihercínicas, cuyas direcciones principales son NE-SO y SO-SE, son las que, al reactivarse durante el Mesozoico controlaron la sedimentación alpina, y todavía durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel esencial.

2.1.2 Tectónica Alpina

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

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

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

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

3.— **Etapla de transición.** Al aumentar el estiramiento los movimientos verticales según las fallas que limitaban el *graben*, perdieron importancia relativa, los bordes de la Cuenca se 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 cuartejan la corteza adelgazada. En términos de fenómenos desarrollados en el área investigada se produce la sedimentación arcillo-yesífera del Keuper. Las ofitas, que se localizan en ciertas áreas de la Cadena Celtibérica represen-

tan el magmatismo básico del modelo.

4.— **Etapas 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 Celtibérica, sincrónicamente con la sedimentación molásica continental del Terciario.

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

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

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

2.2 DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

Desde el punto de vista tectónico los materiales aflorantes en la hoja pueden agruparse en las siguientes unidades, como en el resto de la Cadena Celtibérica (IGME 1980).

- **Basamento.** Constituido por las series del Paleozoico afectadas por las fases hercínicas (hasta el Carbonífero).
- **Tegumento.** Formado por el Pérmico, Buntsandstein y Muschelkalk que presentan una tectónica de revestimiento por adaptación al basamento.
- **Nivel de despegue.** Originado por el Keuper margo-yesífero.
- **Cobertera.** Constituida por sedimentos del Jurásico, Cretácico y Terciario. Podemos distinguir una Cobertera formada por los dos primeros, una Cobertera terciaria plegada y una Cobertera postorogénica terciaria.

En la hoja de Odón podemos distinguir los siguientes dominios estructurales.

- **Basamento y Tegumento del tercio suroccidental.** Este dominio está limitado al noreste por una importante falla inversa no cartografiada debido al recubrimiento neógeno-cuaternario del área.

Existen dos estructuras anticlinales amplias, de dirección general NO-SE separadas por una falla inversa de dirección NNO-SSE con fuerte componente de desgarre sinistral.

- **Cobertera Jurásico-Cretácica.** Está estructurada según una dirección dominante NO-SE encontrándose intensamente compartimentada por fallas. A nivel de jurásico aparecen pliegues NNE-SSO y N-S ligeramente vergentes hacia el Este, que no se reflejan en el Cretácico suprayacente.

La dirección Guadarrama NE-SO está presente en el cuadrante noroccidental de la hoja. Está deformada por fases posteriores. En algunos pliegues gira hasta ENE-OSO (al Norte de Embid) presentando claras vergencias hacia el Sur, con morfologías de pliegues en “rodilla”.

Los pliegues dominantes tienen dirección Ibérica NO-SE y son fundamentalmente vergentes hacia el NE, llegando a estructuras con morfología de "rodilla". Ocasionalmente los anticlinales están afectados por fallas inversas de gran ángulo en sus flancos septentrionales.

En el área situada al Sur y Este de Las Cuerlas aparecen pliegues en "Cofre", de directriz Ibérica, debidos a despegue tectónico a partir del Keuper.

— **Cobertera terciaria plegada** (Paleógeno y Mioceno inferior).

Se reconocen pliegues con directriz Ibérica, vergentes al NE. Al Oeste de Odón hay direcciones NE-SO (Dirección Guadarrama).

— **Cobertera terciaria postorogénica** (Mioceno medio-Plioceno).

Se encuentra en disposición subhorizontal o débilmente basculada. Sólo se reconocen pliegues muy suaves de directriz Ibérica al Suroeste de Embid.

3 GEOMORFOLOGIA

De acuerdo con el pliego de condiciones técnicas del proyecto, se ha confeccionado un mapa geomorfológico, de características morfográficas, a escala 1:50.000. Acompaña a esta memoria una reducción del mismo a escala aproximada de 1/100.000. Los términos utilizados en la leyenda del Mapa se subrayan en esta descripción.

Desde el punto de vista geomorfológico pueden diferenciarse cuatro dominios. El primero de ellos coincide con los afloramientos de materiales triásicos y paleozoicos del suroeste y tiene un control claramente morfoestructural. Otro dominio está definido por las áreas con afloramientos del Keuper, Jurásico, Cretácico y Paleógeno, con modelado estructural muy suavizado por el desarrollo de extensas superficies de erosión. El tercer dominio lo constituyen las zonas rellenas por materiales neógenos fuertemente influidos por un modelado deposicional de *glacis*. Por último el cuarto de ellos corresponde a la depresión endorreica del sistema de Gallocanta, situado en el ángulo noreste de la hoja.

El primer dominio tiene como substrato fundamental potentes series de conglomerados, areniscas y limolitas del Buntsandstein y las dolomías del Muschelkalk. También aparecen afloramientos de cuarcitas y pizarras paleozoicas y sedimentos volcánicos finos (cineritas) y areniscas del Pérmico. Existen algunos recubrimientos de sedimentos detríticos sueltos del Neógeno.

Se han cartografiado los resaltes debidos a la presencia de niveles resistentes como *líneas de capa dura*, que en ocasiones llegan a constituir *cuestas*, *hog-backs* y *crestas*, desarrollándose en los niveles altos del Buntsandstein buenos ejemplos de *chevrons*. También existen modelados deposicionales con presencia de la *superficie* pliocena de *colmatación-erosión fundamental* y *glacis* semejantes a los que se describirán más adelante.

En este dominio la red fluvial cuaternaria se encaja dando origen a numerosos *barrancos de incisión lineal*. Esta incisión es mucho más intensa sobre los materiales blandos del Pérmico y Plioceno desarrollándose una compleja red dendrítica a base de *cárcavas*. En las salidas de algunos barrancos se acumulan los materiales arenosos de erosión del Buntsandstein dando lugar a morfologías del tipo *cono de deyección*.

La acción de los procesos periglaciares, en fases frías del Cuaternario, ha quedado impresa en este dominio en forma de valles de fondo plano, que presentan una clara concavidad de enlace basal en las cabeceras situadas en la "Sierra del Calderero" (1100-1440 m). La acción de estas fases frías también se manifiesta en las vertientes modeladas sobre materiales blandos del Pérmico y Plioceno. Son relativamente frecuentes las vertientes regularizadas, que están tapizadas por una fina capa de detritus normalmente a base de conglomerados del Buntsandstein o del propio Plioceno.

Existen al menos dos etapas de regularización de vertientes, como queda de manifiesto en los alrededores de la Venta de Montesoros. La incisión lineal y *cárcavas* penetran profundamente sobre estas vertientes.

El dominio ocupado por los materiales del Keuper, Jurásico, Cretácico y Paleógeno se extiende por la mitad Norte de la hoja de Odón, está caracterizado por la presencia de una extensa superficie de erosión que decapita gran parte las estructuras alpinas (relieve apalachense). La incisión posterior de esta superficie ha dado lugar a nuevas y espectaculares formas estructurales.

Así pues sobre la propia superficie de erosión y sobre todo debidas al posterior encajamiento de la red aparecen formas típicas de *combes*, *ruzes* y sinclinales colgados que en detalle corresponden a alineaciones de *crestas*, *cuestas*, *hog-backs* y resaltes de *capa dura* (en ocasiones con tendencia a dar relieves tabulares).

La *superficie de erosión sobre Mesozoico*, o superficie de erosión fundamental es sin duda poligénica. Aparece entre las cotas de 1100 y 1180 metros. La edad final de su elaboración resulta problemática. El noroeste de la localidad de Odón se trata en parte de una superficie intrapaleógena remodelada. Por los datos que disponemos, y que se cumplen regionalmente podemos indicar que la etapa óptima de su desarrollo corresponde con la

deposición del primer nivel de caliza los páramos (Rusciniense inferior). Se produce una nueva reactivación del relieve que culmina con la sedimentación en la cuenca del segunda nivel de caliza de los páramos (Rusciniense superior), y la creación de la superficie de colmatación-erosión fundamental con depósitos detríticos groseros en los márgenes. En estas épocas queda perfectamente establecida la superficie de erosión, pero como es conocido, posteriores reactivaciones durante el Plioceno, de gran importancia morfogenética, traen consigo la degradación de la superficie anterior y la elaboración de un nuevo ciclo de erosión. Se trata pues de una superficie compleja, poligénica, generada y deformada durante el Plioceno.

Durante la génesis de esta superficie, y fundamentalmente después, tienen lugar sobre ella importantes fenómenos de karstificación que en esta zona vienen dados por *dolinas* y *dolinas aluviales*, de dimensiones hectométricas.

La red fluvial cuaternaria se encaja profundamente produciendo espectaculares meandros encajados por un fenómeno de epigenia. Da lugar a parajes de gran belleza, de interés ecológico notable como son las Hoces de Torralba de los Frailes (en el centro-norte de la hoja). El río Piedra excava profundamente los materiales carbonatados del Cretácico dando origen a *gargantas* y *hoces* de abruptas laderas. En esta zona la incisión lineal lateral a las gargantas tiene un gran desarrollo. También quedan patentes los procesos periglaciares, de las fases frías cuaternarias, mediante *valles de fondo plano* y *vertientes regularizadas* modelados sobre materiales poco resistentes del Keuper, margas del Toarciense, arenas de Utrillas y detríticos finos del Paleógeno. Las laderas formadas por materiales duros se presentan por lo general desnudas, excepto en las paredes de las gargantas en donde aparecen los típicos canchales.

El tercer dominio coincide con las zonas de afloramientos de sedimentos continentales neógenos, que fosilizan las estructuras de compresión alpina y se encuentran en disposición prácticamente subhorizontal. Ocupan una gran cubeta de dirección NO-SE en el centro de la hoja. Este dominio se caracteriza por un modelado centrípeto a base de *glacis* por derrame o acumulación, de edad pliocuaternaria que tienden a nivelar el relieve generado en las últimas fases morfogenéticas del Plioceno, posteriores a la génesis de la *superficie de colmatación-erosión fundamental* (de la que quedan algunos testigos en este dominio sobre las cotas de 1150-1170 metros) y en la cual se encajan.

Las glacis arrancan de los relieves de la Sierra del Calderero en el borde suroeste de este dominio. Tienen fuertes pendientes, del orden del 10% en la cabecera y del 1-2% en las partes distales. En la zona Sur y noreste del

dominio, enraízan en Paleozoico y en la superficie de colmatación-erosión respectivamente y tienen pendientes más suaves. Abundan los *relieves residuales*, constituidos por suaves lomas en las que afloran materiales del Paleozoico y Jurásico.

Están constituidos por gravas cuarcíticas y alcanzan hasta 6-8 metros de espesor, encontrándose frecuentemente encostrados.

En la zona central aparecen algunos niveles de glacis encajados en el fundamental, en relación con los primeros procesos de jerarquización de la red fluvial.

La red fluvial se encaja profundamente en los glacis y en el substrato neógeno mediante barrancos de incisión lineal y cursos mayores de fondo plano (ramblas). Como resultado de este encajamiento aparecen *terrazas fluviales* entre los *escarpes* dejados por los glacis y el cauce actual.

Un rasgo característico de este dominio es la presencia de *lagunas temporales*, cuya génesis es muy problemática siendo probablemente pluvial en algunos casos. En otros es posible que se trate de cuencas de deflacción por presentar ejes alargados y estar abiertas en un sentido que indicaría un dominio de vientos fuertes del noroeste (cierzo).

Como siempre la acción periglaciaria queda reflejada a través de los valles de fondo plano en las cabeceras y de los procesos de regularización de vertientes.

En el noreste de la hoja se desarrolla el cuarto y último dominio constituido por el área endorreica de la laguna de Gallocanta, extendido a las hojas colindantes de Used (25-18) Daroca (26-18) y Calamocha (26-19). Ocupa una extensión muy considerable y tiene un indudable interés desde diversos puntos de vista científicos (Sedimentológico, Geomorfológico, Geográfico, Ecológico, etc.).

Ha sido estudiada desde muy antiguo. HERNANDEZ PACHECO y ARANEGUI (1926) señalan la presencia de una antigua terraza. DANTIN CERCEA (1941) analiza sus circunstancias geográfico-geológicas. CALVO et al (1978) estudian la sedimentación carbonatada de la laguna. Actualmente se efectúan trabajos minuciosos con fines fundamentalmente ecológicos.

La génesis del endorreismo de Gallocanta es problemática. Como hipótesis más probable cabe indicar un origen inicial tectónico para la misma, a partir de un bloque hundido limitado al noreste por las elevaciones paleozoicas de las hojas de Calamocha, Daroca y Used, que constituyen un bloque muy levantado, con respecto al que está situado en el suroeste, formado por materiales del Jurásico y Cretácico, afectados por la superficie de erosión pliocena. Esta etapa de fracturación estaría en relación temporal

con las álgidas de generación de la fosa del Jiloca y tendría una edad plio-cuaternaria.

En estas condiciones se crearía un sistema deposicional cerrado que tendría como nivel de base la laguna, que como veremos ha sufrido importantes variaciones de nivel y extensión. El relleno de esta cubeta se realizaría a partir de depósitos en unos casos transportados en grandes abanicos, que dejan impresas morfologías sucesivamente encajadas de *glacis degradados* por la erosión posterior. En otros casos son de origen fluvial o fluvio-lacustre que se conservan como *superficies con depósito* escalonadas. ,

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 o menor extensión que ha adquirido el perímetro de la Laguna. Se reconocen tres niveles situados a diferentes alturas (superficies con depósito), que aparecen escalonados en un intervalo de unos 20 metros aproximadamente. Estos niveles se diferencian con dificultad debido a la degradación de los escarpes que los separan.

En cuanto a los sedimentos recientes se diferencian los típicamente fluviales (valles de fondo plano y parte de las superficies con depósito), de naturaleza conglomerática y arenosa, que proceden de la actividad de los afluentes de alimentación superficial a la laguna. Por otra parte existen depósitos fangosos con materia orgánica y gravas en los márgenes que dan zonas pantanosas con morfología plana (*áreas endorreicas*). Actualmente hay sedimentación evaporítica de tipo carbonatado en el área lacustre.

La alimentación de la laguna se realiza en su mayor parte por escorrentía superficial y en parte por flujo subálveo a través de los depósitos clásticos marginales. No puede descartarse la posibilidad de alimentación kárstica en el borde occidental, lo que podría estar confirmado por la tendencia circular o elíptica de sus bordes en probable relación con colapsos por karstificación subyacente.

Como se ha señalado la laguna ha tenido etapas de mayor extensión. Deben relacionarse con períodos de mayor precipitación/menor evaporación en etapas "pluviales" s.a. de difícil situación cronológica durante el Cuaternario.

Las diferentes formas encontradas en la hoja son el resultado de una evolución geomorfológica compleja. Además de diversas superficies de erosión anteriores, se desarrolla en la zona una superficie de erosión poligénica de edad pliocena, que se corresponde en parte con las de colmatación de los dos niveles de calizas de los páramos existentes en las cuencas. Posteriormente tiene lugar la deformación de la misma en una etapa de fracturación de edad Plioceno medio-superior (Fase Iberomanchega), de gran importancia morfogénica, y que tuvo como consecuencia la creación de la Fosa del Jiloca,

inicio del área endorreica de Gallocanta y levantamiento de la sierra del Calderero en el borde suroeste de la hoja. La fase principal de karstificación se produjo sobre los materiales calizos de esta superficie deformada. Inmediatamente tendió a rellenarse el relieve creado mediante sistemas de abanicos aluviales, desarrollándose en épocas "áridas" los glacis de edad plio-cuaternaria. Se produce posteriormente el encajamiento de la red fluvial, con algunos niveles de terrazas. En la zona endorreica de Gallocanta las variaciones climáticas se manifiestan por los sistemas de glacis encajados y la aparición de niveles aterrazados en los márgenes de la laguna. Las etapas frías del Cuaternario se manifiestan al menos en dos épocas, por una regularización de vertientes y aparición de valles de fondo plano. En épocas recientes se produce una importante fase de incisión lineal que evacúa parcialmente los depósitos de los valles de fondo plano y de las vertientes.

Los procesos activos no son muy importantes en la hoja. Destaca la incisión activa de barrancos y cárcavas en los materiales blandos del suroeste. Es también importante la erosión del suelo por deflacción en los llanos y plataformas situados en el centro de la hoja, agudizada por la deforestación del monte bajo que se realiza actualmente para extender los terrenos de cultivo.

Hay que señalar la importancia ecológica y geográfica que tienen las Hoces de Torralba y la Laguna de Gallocanta de cara a su preservación y posible explotación turística racional.

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 también 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 depositaría 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 megasecuencias negativas de finos a arenas (Huérmeda 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 Briozos. Termina con el depósito de las Calizas de Cistoideos que representan episodios de constructores de carácter "arrecifal s.a" limitados al Ashgillense 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 Ashgillense, 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 Asíntica. 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 ashgillenses).

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 sinistralas 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 Saxoniense (fase Saálica). Una etapa de intensa alteración del zócalo precede a la sedimentación de Saxoniense (suelos ferralíticos en el área de Fombuena, hoja 26-18 Daroca). Continúa la sedimentación en régimen continental, rellenando 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 tardihercínicas (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 Bunt-

sandstein. En el centro de la hoja de Dároca, 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 fluvioforrenciales.

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 atestado 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 Rethuense y Lías. finaliza con el oolito ferruginoso del tránsito Lías-Dogger o sus equivalentes laterales. Dentro de ella se reconocen una serie de

LEYENDA

-  Evaporitas
-  Brechas
-  Carniolas
-  Dolomías
-  Calizas
-  Calizas con esponjas
-  Calizas bioclásticas
-  Calizas oncolíticas
-  Calizas oolíticas
-  Ritmita
-  Margocalizas
-  Margas
-  Arrecifes de esponjas
-  Areniscas
-  Superficie ferruginosa perforada (hard-ground)
-  Oolito ferruginoso

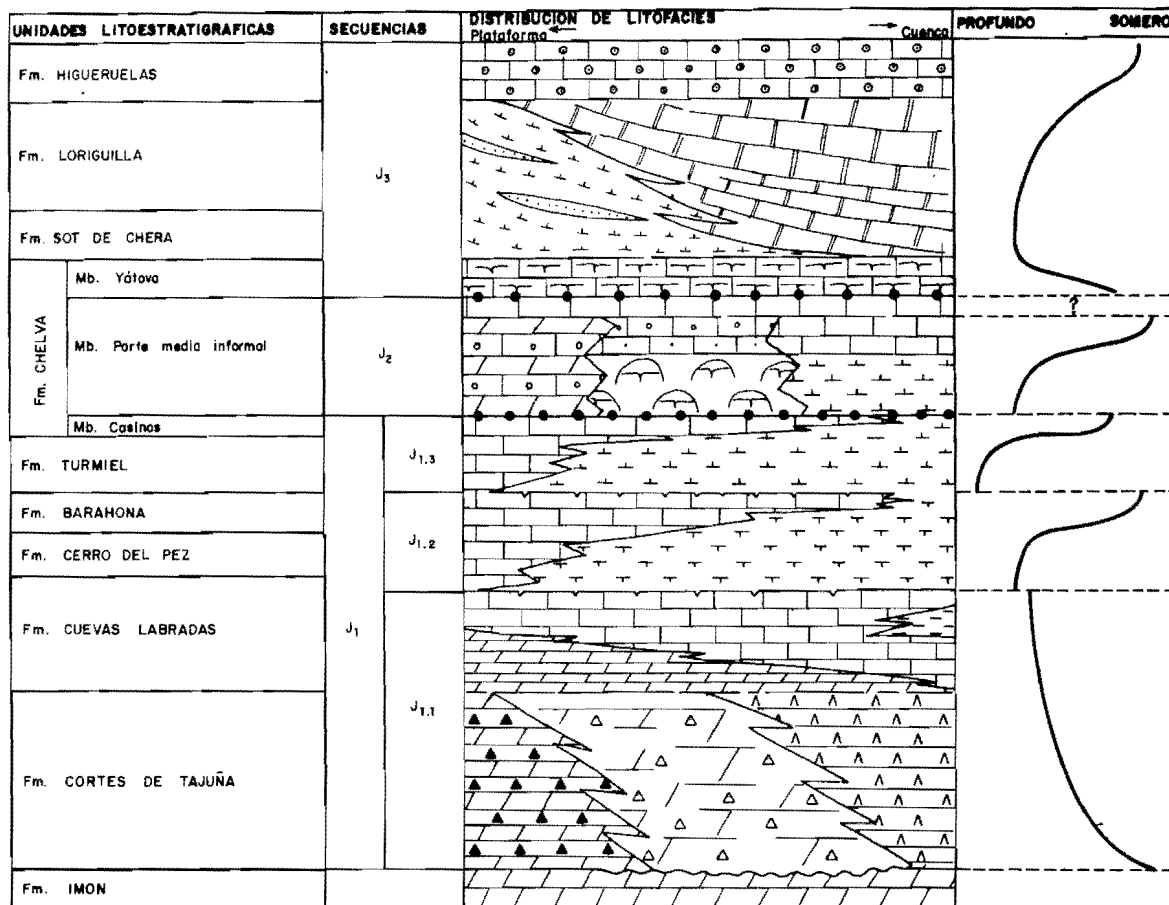


Fig. 3.— Secuencias deposicionales y distribución de litofacies del Trías más superior y Jurásico

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 desarrollen 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 sólo 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-Tithonico. Está constituida por el Mb. Yátova de la Fm. Chelva, Fm. Sot de Chera, Fm. Loriguilla y Fm. Higuieruelas.

En la vertical, las secuencias J_2 y J_3 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 más 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.

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 Neokimmerica 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 continen-

te (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 han 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 Monreal).

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 (Monreal, 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, Calamocha

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 prelude 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 detríticos. 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 detríticos 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 (Hojas 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 Toros-Santed (Used-Daroca-Calamocha), Sierra de Vicor-Algairén (Paniza-Daroca), Sierra de Lidón (Monreal). El relieve creado tiende a rellenarse mediante abanicos aluviales, con morfología de glaciis durante el Plioceno superior y Cuaternario más inferior.

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

Hay evidencia de neotectónica reciente en la hoja de Monreal, en donde las fallas afectan a coluviones del Plioceno superior — 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 endorreísmo 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 y 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 acarcamientos de tiempos muy recientes probablemente protohistórico-históricos.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

El máximo interés minero de esta hoja lo presenta la concesión "Rocío fracción V" perteneciente a la Compañía Minera Sierra Menera, S.A. con una extensión de 2.362 Has. en los términos municipales de Campillo de Dueñas, Anchuela del Pedregal, Cubillejo de la Sierra, la Yunta y Odón.

El mineral a explotar son las limonitas, sideritas y ankeritas que aparecen intercaladas en las series cuarcíticas y carbonáticas del Ashgiliense, con potencias máximas de 70-80 m.

En la actualidad, están a punto de comenzar las tareas preparatorias de explotación a cielo abierto de las masas metalíferas cuyas reservas se calculan en unos 6.000.000 de Tm. con leyes superiores al 40%.

Interesando el borde S. de la hoja, aunque fundamentalmente se sitúa en la de Pobo de Dueñas (515), existe la concesión "Pobo I" de la "Agrupación Minera, S.A. ,

El mineral explotado también es hierro, pero actualmente la producción se encuentra paralizada y se realizan labores de investigación geoquímica y sondeos, con el fin de determinar la posible rentabilidad económica de la extracción de masas de magnesita enclavadas asimismo en las series ordo-vícicas.

Las rocas industriales apenas han sido explotadas en la hoja de Odón.

Existen graveras paralizadas al SO de la Yunta en la zona del Alto de La Venta y en la esquina SO de la hoja, junto a Novella.

Posibilidades de explotación, por ejemplo, tienen las calizas del Ceno-maniense - Senoniense en el sector que va de Embid a la laguna de Gallocanta con reservas muy cuantiosas.

También pueden ser potencialmente explotables las arenas caoliníferas de la formación Utrillas, de las que hay indicios positivos al N de Cillas y en Las Cuestas.

5.2 HIDROGEOLOGIA

En la hoja de Odón, se independizan dos acuíferos principales que tienen valor regional.

El primero de ellos está constituido por las series de carniolas, brechas, dolomías y calizas de las formaciones de Imón, Cortes del Tajuña y Cuevas Labradas. Tiene como impermeables a muro y techo el Keuper y las margas del Cerro del Pez y Turmiel respectivamente.

El segundo viene dado por las series calizo-dolomíticas del Cretácico superior, independizadas en una base por la formación arenas de Utrillas y a techo por las margas y dolomías del Santoniense-Campaniense o por el Terciario continental arcilloso. En ambos casos la permeabilidad es elevada por fracturación y sobre todo por karstificación.

Ambos acuíferos se encuentran en muchos casos conectados por la compartimentación tectónica en bloques.

Sin duda es en los alrededores de la Laguna de Gallocanta donde podrían obtenerse las mejores captaciones, dadas las extensas áreas de recarga circundantes. Como se ha indicado en el capítulo de Geomorfología no puede descartarse la posibilidad de alimentación kárstica de la Laguna.

Pequeños acuíferos en arenas y conglomerados pueden encontrarse en los materiales detríticos del Terciario y glacia, por permeabilidad intergranular restringida. Normalmente se encuentran muy drenados.

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 décrochements 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. Amm. 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 Superieur 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 Chains (N.E. Spain) and the distribution of its Spiriferacea, Acastarinae 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 chronostratigraphique 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 (Zara-

- goza). "*Est. Geográf.*" núm. 3, pp. 269-301.
- DESPARMET, A. (1967).— "Etude geologique 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 (Chaînes 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 fauna of the Hipparion beds in the Calatayud-Teruel basin (prov. Zaragoza, Spain)". *Kowk. Ned. A.K. Wetten.* V. 69, núm. 2, pp. 296-317.
- GAUTIER, F. y MOUTERDE, R. (1964).— "Lacunes et irregularite des dépôts à la limite du Jurassique moyen de la bordure Nord des Chaînes 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 Catalanides, 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 versetzung 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 Menara (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 Grudgebirges (Spanien) *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 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. 1ª Parte". *Mem I.G.M.E.* V. 75, pp. 1-256.
- LOTZE, F. y SUDZY, K. (1961).— "Das Kambrium Spaniens. Teil 2, Trilobiten". *Abh. Math. Natur. Kl. Jahr.* núm. 7, pp. 1-594.
- MANSOURIAN, E. (1974).— "Erläuterungen zur geologischen kasierung des gebietes im raum. Murero-Ateca-Montón in der Westlichen Iberischen ketten (N.E. Spanien)". *Dipl. Arb. Würzburg.* 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 Cambricos de la península Hispánica". *Inst. Cienc. Nat. José de Acosta. Serv. Geol. T. 1.* pp. 1-119.
- MENSINK, M. (1966).— "Stratigraphie und paläogeographie des marinen 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 umgebung 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: *J. Congr. Hisp. Luso 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 Aibense 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 fesin stratigraphie des unterkambriums in dem Iberischen ketten (Nordest-Spanien)". *Univ. Diss. Wurzburg*, 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 AGRONÓMICO NACIONAL MIN. AGRICULTURA (1970).— "Mapa Geológico de la provincia de Teruel". Escala 1:200.000". *Min. Agricultura*.
- TEYSSENT, T. (1980).— "Erläuterungen 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. Berlín.
- 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 Chaîne Iberique Sud-Occidentale". *Tesis Univ. Toulouse*.
- VIALLARD, P. (1978).— "Tectogenese de la Chaîne Iberique: Relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasee." *C.R. Acad. Sc. Paris*. T. 287. pp. 1103-1106.
- VIALLARD, P. (1979).— "La Chaîne 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 Chaîne 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 Ordovícico 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 carníolas 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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA