



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PANIZA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PANIZA

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: A. Olivé (C.G.S.), P. del Olmo (C.G.S.), J.M. Portero (C.G.S.), P. Carls (Univ. Braunschweig), K. Sdzuy, C.V. Collande, S. Kolb y T. Teyssen (Univ. Wurzburg).

Geomorfología: A. Olivé, P. del Olmo y M. Gutiérrez (Univ. de Zaragoza).

Formaciones superficiales: A. Olivé y P. del Olmo.

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

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

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

Macropaleontología: Ammonites y Braquiópodos: A. Goy y M.J. Coma (Univ. Madrid). Micromamíferos: R. Adrover (Univ. Lyon).

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

Memoria: P. del Olmo y A. Olivé con la colaboración de M. Gutiérrez (Geomorfología), M.J. Aguilar, M.C. Leal y J.M. Portero.

Coordinador: 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. 30.952 - 1983

I.S.B.N.: 84-7474-219-6

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

INTRODUCCION

La hoja de Paniza está situada en la Cordillera Ibérica correspondiendo la totalidad del área que abarca a la provincia de Zaragoza y formando parte de las cuencas de los ríos Jiloca, Perejiles y Huerva (Cuenca del Ebro).

Desde el punto de vista del relieve se caracteriza por dos unidades netamente diferentes. En la mitad nororiental aparece un relieve accidentado caracterizado por valles y sierras con dirección NO-SE que se desarrollan entre los 600 y 1.275 m. La mitad suroccidental se caracteriza por un relieve esencialmente plano, únicamente interrumpido por los valles de los ríos y arroyos que se encajan en una superficie desarrollada a los 950 m de altitud.

La red fluvial está constituida por los ríos Jiloca y Perejiles que discurren por la mitad occidental de la hoja y por los ríos Grío, Frasno y Huerva que lo hacen por el tercio nororiental de la misma.

La densidad de población es baja, siendo los núcleos más importantes las localidades de Paniza, Miedes y Villafeliche. Se trata de una zona en donde dominan los cultivos agrícolas de secano quedando el regadío restringido a las vegas de los ríos. La extensión de terrenos desprovista de vegetación es importante, con un interesante potencial forestal, habiéndose repoblado ya extensas áreas en la mitad nororiental 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 NE-SO (Directriz Guadarrama) y NNE-SSO. Se conservan numerosas cuencas internas con 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). Por lo que respecta al Paleozoico, LOTZE distingue entre las Cadenas Ibéricas Orientales y Occidentales a uno y otro lado de la citada Cuenca.

Los trabajos de mayor interés sobre el Paleozoico de la región son los de los geólogos de la escuela alemana TRICALINOS (1928), LOTZE (1929, 1954, 1961, 1969), LOTZE y SDZUY (1961), CARLS (1962, 1965), BARTSCH (1966), QUARCH (1967) SCHMIDT-THOME (1968), ALIAGA (1968), SCHEUPLEIN (1970), SDZUY (1971), SCHMITZ (1971), JOSOPAIT (1972), MANSOURIAN (1974) y WOLF (1980) entre otros muy numerosos. En ellos se estudia la estratigrafía, paleontología y estructura del Cámbrico, Ordovícico, Silúrico y Devónico de la región.

No existen referencias bibliográficas sobre el Mesozoico de la hoja. En zonas próximas es de destacar el informe del IGME (1980) con un exhaustivo estudio de la sedimentología, paleogeografía y evolución tectónica del ciclo alpino de un amplio sector de la Cordillera Ibérica.

Sobre el Neógeno destacan los trabajos de CRUSAFONT et al. (1957, 1960, 1964 y 1966) sobre la paleontología y estratigrafía del Mioceno de la Cuenca de Calatayud-Teruel. FREUDENTHAL (1966) estudia la estratigrafía y fauna de micromamíferos de un sector de la Cuenca de Calatayud en parte incluido en esta hoja. BOMER (1960) estudia aspectos geomorfológicos y estratigráficos de la Cuenca en un amplio sector en el que queda

incluida la hoja de Paniza. ADROVER et al. (1978) precisan la cronoestratigráfia de algunas formaciones neógenas en base a la datación de micromamíferos en el borde sur de la Cuenca de Calatayud y en la de Teruel-Alfambra. MOISSENET (1979) establece las bases de la evolución tectónica y geomorfológica reciente en las mismas áreas que ADROVER et al (op. cit.).

La morfología de la región tiene un claro control estructural con desarrollo de relieve tabulares ("Páramos") sobre gran parte del Neógeno. Sobre el Paleozoico y Mesozoico se desarrollan relieve estructurales, suavizados, debidos a la alternancia de capas plegadas duras y blandas.

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

Las dataciones del Terciario continental se apoyan en el estudio de microvertebrados fósiles obtenidos mediante el lavado y tamizado de gran cantidad de sedimentos.

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

1 ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Paniza afloran materiales que pertenecen al Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico, Triásico, Jurásico, Eoceno, Oligoceno, Mioceno, Plioceno y Cuaternario. Al mismo tiempo se reconocen algunos afloramientos de rocas volcánicas y diques de cuarzo. (figs. 1 y 2)

1.1 PRECAMBRICO

1.1.1 **Pizarras de Paracuellos. Pizarras con intercalaciones cuarcíticas (3) Precámbrico**

El nombre de la formación es debido a un afloramiento existente entre

las localidades de Paracuellos de la Rivera, Saviñán y Mores (Hoja núm. 25-16. Calatayud) ya conocido desde hace muchos años.

Dentro de la hoja de Paniza existe un pequeño afloramiento de esta unidad, unos 500 m al sur de la localidad de Codos, descrito por BARTSCH (1966) y TEYSSEN (1978).

Se trata de secuencias muy monótonas de pizarras gris oscuro y verdosas en las que se intercalan delgados niveles de cuarcita; son frecuentes las diaclasas llenas de cuarzo.

En el afloramiento de Codos solamente aparecen los términos superiores de la serie no observándose el muro de la formación.

Los distintos autores dan una potencia superior a los 100 m para esta formación y un aumento progresivo de la fracción arena sobre la fracción arcilla a medida que se asciende en la serie estratigráfica.

Las pizarras del afloramiento de Codos, tienen un 60% de cuarzo, un 25% de fracción arcillosa y un 15% de feldespatos calco-sódicos.

A techo de la formación aumenta el cemento cuarcítico y comienzan a aparecer pequeños cantos de cuarzo, hasta llegar a los primeros bancos de cuarcitas blancas con grandes cantos de cuarzo, sin que aparentemente exista discordancia entre las pizarras y las cuarcitas que ya se atribuyen al Cámbrico inferior.

TEYSSEN (1980) también descarta la existencia de una discordancia Asíntica en este mismo afloramiento.

En los afloramientos de Paracuellos de la Rivera (Hoja 25-16. Calatayud) no se observa el tránsito Precámbrico-Cámbrico inferior al estar mecanizado el contacto entre ambas formaciones.

1.2 CAMBRICO

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

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

Otras aportaciones al estudio del Cámbrico de la Ibérica, se deben a P. CARLS (1962), BARTSCH (1966), QUARCH (1967), SHMIDT-THOME (1968), ALIAGA (1968), SCHEUPLEIN (1970), SCHMITZ (1971), JOSO-PAIT (1972), MANSOURIAN (1974), WIEMER (1975) y WOLF (1980) entre otros.

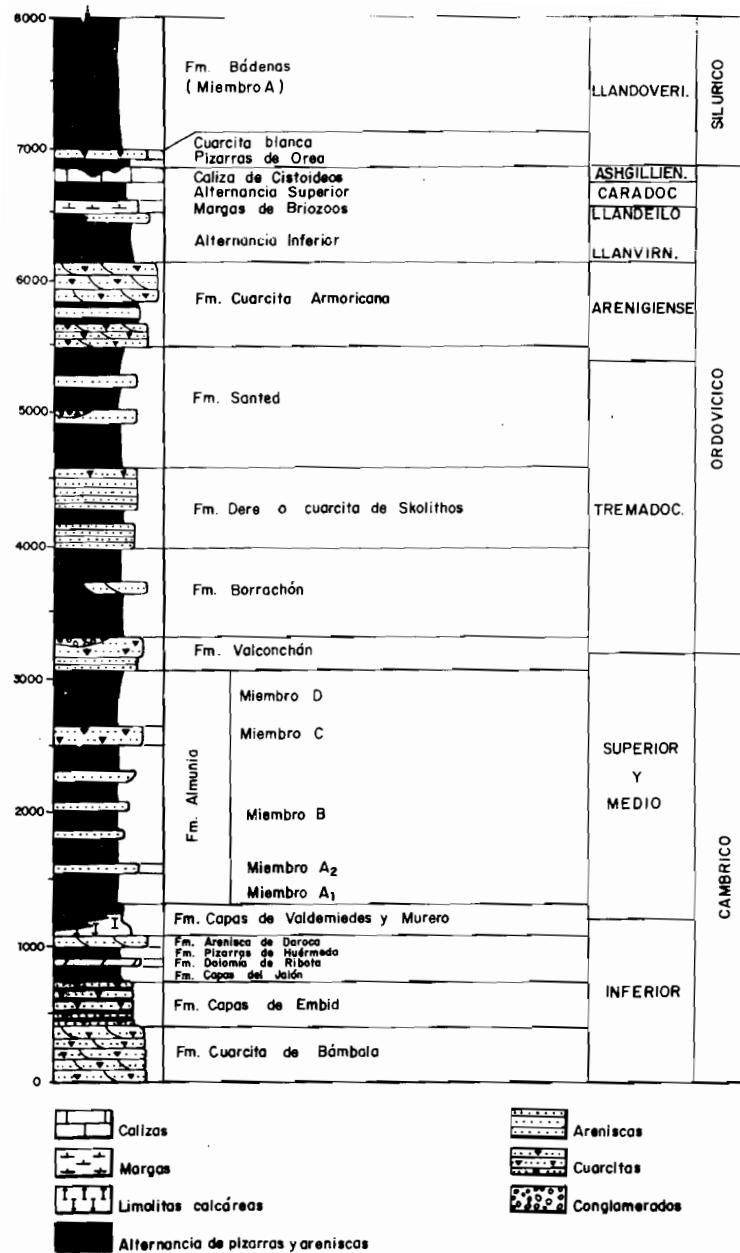


Fig. 1.— Columna estratigráfica sintética del Cámbrico-Ordovícico.

La subdivisión estratigráfica utilizada para el Cámbrico y Ordovícico inferior, resumida en la fig. 1 se debe a LOTZE y SDZUY (1961), JOSOPAIT (1972) y WOLF (1980).

1.2.1 Cuarcita de Bámbola. Cuarcitas y cuarcitas conglomeráticas (4) Cámbrico inferior

Aflora en forma discontinua en una franja que con dirección NO-SE se sitúa paralela al SO del curso del río Grío y que forma la Sierra del Espigar y la Sierra de los Pilones. El perfil típico de esta formación se sitúa fuera de la hoja de Paniza, entre las localidades de Huérmeda y Embid, en el valle del río Jalón, donde por primera vez fue estudiada por SCHMIDT-THOME.

Dentro de la hoja de Paniza sus afloramientos están muy enmascarados por formaciones superficiales cuaternarias, por lo que no ha podido realizarse más que una sección estratigráfica parcial (CODOS x: 794250; y: 745.100) en donde se han reconocido 100 metros de sedimentos. La base de la formación no es visible debido a la tectónica que la afecta, pudiendo cifrar la potencia de sedimentos aflorantes en unos 400 m.

Está compuesta por areniscas cuarcíticas y cuarcitas microconglomeráticas abundantes, con cantos de cuarzo lechoso más pequeños que los que aparecen en la localidad tipo de la formación, las cuarcitas en capas de 0,40 a 1 m están formadas por clastos de cuarzo policristalinos (probablemente volcánicos "estallados") en matriz sericítica muy cristalina y algo orientada (20%). En algunas muestras los cuarzos policristalinos llegan a soldarse unos a otros formando una textura granoblástica separada por reliquias de matriz sericítica. Aparecen, en la matriz, agregados de clorita roja, cromífera (kotschubeíta) e idiocrasa en pequeños blastos. Existe neoformación de agregados de turmalina y son accesorios, el circón, la turmalina, el rutilo y minerales opacos.

La presencia de turmalina, clorita roja e idiocrasa, se explica por metasomatismo de tipo neumatolítico hidrotermal en relación con silicificación en fases tardías de volcanismo pérmico.

El carácter policristalino de los cuarzos puede ser un carácter diferenciador de las cuarcitas de esta formación respecto al resto de formaciones cuarcíticas del Paleozoico.

Son muy frecuentes las estratificaciones cruzadas de gran escala que, a escala regional, señalan un aporte clástico importante en relación con la degradación de un relieve importante que, por las direcciones de aporte, se situaría hacia el NE, señalando un área fuente que tradicionalmente viene siendo denominado "Macizo del Ebro".

La Cuarcita de Bámbola se deposita en un ambiente de estuario (submareal) probablemente por destrucción de aparatos deltaicos sometidos al influjo de mareas y oleaje.

1.2.2 Capas de Embid. Cuarcitas, areniscas y pizarras (5) Cámbrico inferior

Sus afloramientos se sitúan en la parte centro-norte de la hoja en forma de franja discontinua al SO del valle del río Grío. Son afloramientos muy locales delimitados por fallas y muy enmascarados por sedimentos cuaternarios, lo que hace prácticamente imposible el levantamiento de secciones estratigráficas en esta unidad.

El tránsito Bámbola-Embíid se observa a 1,7 km al E-NE de la localidad de Torralbilla quedando el techo de la formación enmascarado por tierra de labor 2 km al NE de la misma localidad. La potencia de 250-280 m citada por TEYSSEN (1980) en la zona de Codos parece ser la que corresponde a esta formación aunque debido al intenso plegamiento que presenta, así como las repeticiones mediante fallas hace muy difícil el precisar la misma.

La parte inferior de la formación de Embid está compuesta por una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras que pasan gradualmente a las cuarcitas de Bámbola, siendo frecuentes las bases y techos ondulados en los estratos cuarcíticos.

En la parte media predominan las cuarcitas y pizarras y en la parte superior alternan las areniscas y pizarras.

El espesor de bancos es de 0,50 m de potencia media y son frecuentes los *ripples* de oscilación en la parte alta de la formación, en las proximidades de las capas del Jalón suprayacentes.

Se trata de una unidad depositada en una plataforma somera, con predominio de términos submareales (hacia la base) e intermareales (hacia el techo).

1.2.3 Capas del Jalón. Pizarras y areniscas, niveles dolomíticos a techo (6) Cámbrico inferior

En la parte centro-norte de la hoja existen tres afloramientos de esta formación, en forma de estrecha franja de dirección NO-SE. No existen cortes continuos debido al alto grado de enmascaramiento por formaciones superficiales que presenta la unidad.

En la colina de El Ronchal, 2 km al NE de la localidad de Torralbilla, afloran alrededor de 150 m de sedimentos en los que predominan limolitas arenosas abigarradas en la base de la formación. Esta coloración roj-

violácea dominante se debe a la presencia de hierro en forma de carbonatos, óxidos y sulfuros. A techo de la formación se intercalan bancos de dolomías y niveles de areniscas en estratos lenticulares con *ripple-marks*, *load cast*, marcas de escape de fluidos, pistas orgánicas, estratificación cruzada y laminación estromatolítica.

Estos depósitos se interpretan como sedimentados en un ambiente marino poco profundo (*tidal flat-lagoon*), dominando los términos de *mixed-falt*, con sedimentación episódica de calizas hacia el techo.

1.2.4 Dolomías de Ribota. (7) Cámbrico inferior

Aflora en el cuarto noroccidental de la hoja en la ladera norte de la Sierra del Espigar, estando sus afloramientos muy enmascarados por coluviones y monte bajo, que hacen imposible el levantamiento de secciones estratigráficas en esta unidad.

Son dolomías tableadas y dolomías masivas, a veces brechoides, ocres en superficie y gris oscuro en fractura fresca, con algunas intercalaciones de calizas margosas y/o arenosas. Hacia la base contiene abundantes nodulitos de pirita y sólo localmente pueden estar silicificadas.

En la hoja de Daroca, situada inmediatamente al Sur, tiene una potencia de 125 m de dolomías tableadas y masivas. En las primeras alternan capas con *ripple-marks* con otras en las que predominan las laminaciones algales (*algalmat*) y porosidad fenestral. En las masivas, generalmente brechoides, se encuentran en ocasiones *ripple-marks* y estromatolitos muy borrados por la dolomitización. Las dolomías son dolomías en mosaico heterograngular de grano medio y grueso de cristales de dolomita. Hay geodas llenas de calcita, cuarzo y óxido de hierro.

Estos materiales corresponden a ciclos de *tidal flat* en una plataforma carbonatada, con predominio de los términos intermareales e intermareales altos.

1.2.5. Pizarras de Huérmeda. Pizarras y areniscas cuarcíticas (8) Cámbrico inferior

De esta formación existen tres pequeños afloramientos en el cuadrante noroccidental de la hoja, así como afloramientos aislados en la margen izquierda del valle del río Huerva en el cuadrante suroriental de la misma.

Debido a la fuerte tectónica y los recubrimientos que presentan los afloramientos es prácticamente imposible la realización de un corte estratigráfico representativo de esta formación, que está constituida por piza-

rras verdes y grises esencialmente arcillosas y muy blandas. Hacia el techo se intercalan capas de areniscas cuarcíticas.

No se ha encontrado fauna en los afloramientos de esta formación dentro de la hoja de Paniza y su identificación se basa en la posición estratigráfica con respecto a la unidad suprayacente.

La potencia aproximada reconocida regionalmente es de unos 100 m.

1.2.6 Areniscas de Daroca. (9) Cámbrico inferior

Está representada en cuatro pequeños afloramientos aislados dentro de la hoja. En el que se sitúa dos kilómetros al Norte de la localidad de Mainar, afloran unos 50 m de areniscas muy recubiertos por tierra de labor y que se atribuyen a esta formación.

Están formadas por areniscas de color gris claro a blanquecinas, algo amarillentas, distribuidas en bancos de unos 30 cm, con intercalaciones de pizarras verdes, tanto menos frecuentes cuanto más a techo de la formación.

Debido a la falta de buenos afloramientos no ha sido posible levantar ninguna columna estratigráfica.

La potencia oscila entre 50 m y 100 m.

1.2.7 Capas de Valdemiedes. Dolomías y limolitas calcáreas con nódulos de carbonatos (10) Cámbrico inferior-medio.

Existen dos pequeños afloramientos de esta unidad, 2,5 km al N-NE de la localidad de Mainar, muy cubiertos por una cobertura cuaternaria de tierra de labor. En ellos se identifican nódulos y lentejones de dolomías dentro de limolitas verdes y blanquecinas.

En el borde norte de la hoja, margen izquierda del río Grío, existe otro afloramiento en forma de estrecha franja con dirección NO-SE, en donde los materiales también aparecen muy cubiertos por coluviones cuaternarios.

En el ángulo suroeste de la hoja esta formación aflora en forma de estrecha banda con dirección NO-SE que sigue paralelamente el curso del río Jiloca; esta banda se continúa en la hoja de Daroca, situada inmediatamente al Sur de la hoja de Paniza, donde se ha estudiado en la sección estratigráfica de Manchones (x: 785.750; y: 730.400) en donde se han estudiado aproximadamente 100 m del techo de esta unidad, que está formada por 70 m de limolitas calcáreas tableadas, a veces laminadas, de colores grises y verdosos con intercalaciones de areniscas calcáreas de grano muy fino. Son frecuentes los nódulos dolomíticos, que a veces se disponen en lentejones de forma arrosetada. Hay niveles con restos de fauna. Por encima se sitúan 30 m de

areniscas de grano muy fino a limolitas, con intercalaciones de limolitas calcáreas. Continúan en este tramo los nódulos de dolomías y de pirita.

En cuanto a las características petrográficas de las rocas estudiadas corresponden a limolitas de grano medio formadas por granos de cuarzo (40-60%), láminas de moscovita (10%), y matriz de sericita-clorita (15-35%) más o menos impregnada por óxidos de hierro dispersos (15%). Se aprecia microbandeado con orientación paralela y acumulación de óxido de hierro en nivellos algo lenticulares. La moscovita está ligeramente cloritizada. Se observa alguna fracturilla rellena de clorita.

En toda la unidad predomina la laminación paralela con escasos niveles con *ripples, wavy bedding* y bioturbación.

Se interpretan como depósitos de plataforma abierta muy somera.

La fauna clasificada es la siguiente: Trilobites: *Mimacca* sp. *Termierella*; *Lusatiops* sp.; *Hematolenus (H) ibericus* SDZUY; *Hematolenus (Lotzeia) Lotzei* SDZUY; *Alueva undulata* SDZUY; *Alanisia hastata* SDZUY; *Strenuaeva Sampelayoii moratrix* SDZUY; *Paradoxidos mureroensis* SDZUY; *Agnostacea*. Braquíópodos: *Trematobolus simplex*; *Lingulella?* sp.

Esta asociación es típica de la parte superior del Bilbiliense.

1.2.8 Pizarras, areniscas, cuarcitas y dolomías indiferenciados (11) Cámbrico inferior y medio

En esta unidad cartográfica se han agrupado los materiales de Cámbrico Inferior y medio que debido al intenso enmascaramiento que presentan por el recubrimiento de materiales cuaternarios y terciarios hace imposible su diferenciación cartográfica.

Existen dos afloramientos de esta unidad. Uno situado en el centro de la hoja al Norte de la localidad de Langa del Castillo y otro en el ángulo sureste en la margen derecha del río Huerva.

En esta unidad cartográfica quedan incluidos sedimentos comprendidos entre las capas de Embid (5) y las capas de Valdemiedes (10).

1.2.9 Capas de Murero. Pizarras, areniscas y limolitas calcáreas (12) Cámbrico medio

Aflora en el ángulo suroeste de la hoja, en una estrecha franja que con dirección NO-SE sigue el curso del río Jiloca que se encuentra profundamente encajado en los sedimentos que constituyen esta formación.

Este afloramiento se continúa en la vecina hoja de Daroca (26.18) situada inmediatamente al Sur y en ella se ha estudiado con detalle la

formación en la sección estratigráfica de Manchones (x: 785.750, y: 730.400).

Se reconocen 110 m de serie correspondientes a la base de la unidad (regionalmente tienen una potencia de 120 a 130 m). Los 20 m inferiores corresponden a areniscas de grano muy fino a fino en capas centimétricas, con laminación de *ripples* y más raramente laminación paralela, con intercalaciones de pizarras. En los tinos los niveles arenosos dan lugar a estratificación "*linsen*" y ocasionalmente en los niveles arenosos aparece estratificación "*flaser*". En algunos puntos se observan granoselección positiva y cantos blandos. Por encima se sitúan 55 m de pizarras, localmente calcáreas, grises. Son limolitas formadas por granos de cuarzo (50%), moscovita (15%) y matriz clorítica (25%) con óxido de hierro disperso (10%), con microbandeado granulométrico. En las areniscas se observan *ripples* y a veces laminación paralela. A techo de las capas hay morfología de *ripples* de oscilación. En los bancos más potentes hay estratificación cruzada de gran escala, en ocasiones con superficies de reactivación. Localmente este tramo está bioturbado. A techo de la serie se encuentran 30 m de areniscas de grano muy fino de características semejantes a las de la base.

Estos tramos se interpretan como depositados en un ambiente de plataforma somera.

La fauna clasificada en la hoja de Daroca (26-18) (Murero-Valdemiedes) es la siguiente:

Trilobites: *Conocoryphe* sp.; *Conocoryphe* (P). *Languedocensis* THORAL; *Conocoryphe* (C) *heberte* MUN-CHALM&BERG; *Agraulos longicephalus* HICKS; *Badulegia granieri* THORAL; *Badulegia paschi* SDZUY; *Badulegia juliverte* SDZUY; *Ctenocephalus* (Hartella) *antiquus*; *Ctenocephalus* (C) *bergeroni* THORAL; *Paradoxides* sp.; *Paradoxides brachyrhachis* LINNARSSON; *Paradoxides rouvillei* MIQUEL; *Paradoxides pradoanus* VERNEUIL&BARRANDE; *Paradoxides mediterraneus* POMPECKJ; *Paradoxides* cf. *granulosus* COURTESSOLE; *Pardahilhania hispanica* SDZUY; *Pardahilhania hispida* THORAL; *Condylopyge ret.* BARRANDE; *Peronopsis fallax* LINNARSSON; *Solenopleuropsis simula* SDZUY; *Solenopleuropsis marginata* SDZUY; *Agnostacea*.

Así como Braquiópodos articulados e inarticulados *Lingulella* sp, Equinodermos, Graptolitos, Ortocerátidos e Hyolitos.

1.2.10 Fm. Almunia, Miembro A₁. Pizarras y areniscas (13) - Cámbrico medio-superior

Altura en el angulo SO de la hoja en una banda con dirección NO-SE

que se continúa con igual dirección en la hoja de Daroca (26.18) donde se ha estudiado en la sección estratigráfica de Murero (x: 783.550, y: 731.450) situada en la carretera de Acered a Daroca.

En esta columna se han medido 90 m correspondientes al techo de la unidad. Regionalmente tiene una potencia aproximada de 350 m. Son areniscas de grano fino o muy fino, grises, con intercalaciones de limolitas y pizarras grises.

Los 12 metros inferiores están formados por capas centimétricas de areniscas grises de grano fino, en secuencias granodecrecientes, con estructura interna de *ripples* y laminación paralela, con techos ondulados que alternan con limolitas y arcillas grises.

Siguen 44 m de un tramo arenoso, constituido por areniscas de grano fino, excepcionalmente de grano medio, grises, en capas de escasos centímetros a 0,40 m con estructuras internas de *ripples* y *flaser* dispersos entre las láminas. Estos materiales están ligeramente bioturbados, a excepción de algunas capas en los que la bioturbación ha borrado todo tipo de estructuras. Las areniscas están formadas por granos de cuarzo (25-75%), feldespatos (plagioclasas dominantemente) muy alterados a sericitita-clorita (0-20%), moscovita (5-10%) y matriz clorítica (10-35%) más o menos impregnado por óxidos de hierro. Como accesorios circón, turmalina y rutilo. Se desarrollan contactos de presión solución, con ligera movilización de sílice en los contactos.

A techo alternan areniscas y pizarras (34 m), en capas de 10 a 30 cm. Las areniscas son de grano fino, a muy fino con estratificación cruzada de pequeña escala. En los finos se intercalan lentejones (*linsen*) de areniscas. En algunos bancos la estratificación es cruzada de bajo ángulo. En conjunto la bioturbación aumenta hacia el techo.

Estos depósitos definen una megasecuencia de energía creciente. Se interpretan como sedimentos de plataforma somera.

1.2.11 Fm. Almunia, Miembro A₂. Areniscas cuarcíticas y pizarras (14). (Cámbrico medio-superior). Diques de cuarzo (1).

Aflora únicamente en el ángulo SO de la hoja.

Igual que el miembro A₁ descrito en el capítulo anterior, el miembro A₂ de la formación Almunia ha sido estudiado en el ángulo NO de la vecina hoja de Daroca (26.18) a partir de la sección estratigráfica de Murero.

Está constituida por areniscas cuarcíticas con algunas intercalaciones de pizarras gris oscuras.

El conjunto de 285 metros, se puede subdividir en dos tramos. El

inferior forma una megasecuencia estrato-creciente constituida en la base por areniscas de grano fino, rara vez de grano medio, de colores grises a verdosas, en capas de 0,10 a 0,30 m que dan un aspecto tableado, con *ripples* y *flaser*. Con menor frecuencia se observan bases erosivas, bancos con laminación paralela y con estratificación cruzada de bajo ángulo. El conjunto se encuentra ligeramente bioturbado. A techo del tramo las areniscas se disponen en bancos de 0,5 a 1,20 m de potencia y en ellos no se observan estructuras sedimentarias debido a la intensa bioturbación. Son areniscas formadas por granos de cuarzo (50%), feldespatos (plagioclasa dominante) muy alterados a sericit-clorita (20%) y matriz clorítica (20%), impregnada por óxidos de hierro (10%).

El segundo tramo está formado por cuatro megasecuencias crecientes tanto en el tamaño del grano como en la potencia de los estratos, aunque interiormente se observan otras secuencias de menor entidad de carácter positivo, o granodecrecientes. En la parte inferior de las secuencias las areniscas tienen aspecto lajeado con estratificaciones cruzadas de pequeña escala y ocasionalmente *flaser*. Hacia el techo las areniscas en bancos de 0,50 a 1 m presentan estructuras de mayor energía, estratificaciones cruzadas de surco, a veces planas con techos ondulados y superficies de reactivación. Se encuentran ligeramente bioturbadas y en algún punto hay estructuras de *convoluted bedding*. Las areniscas están formadas por granos de cuarzo (25-60%) feldespatos (plagioclasa dominante) muy alterados a sericit-clorita (10-15%) y matriz clorítica (20-35%), más o menos impregnada por óxidos de hierro. En los niveles superiores de las secuencias se intercalan pizarras y limolitas entre los bancos de areniscas.

Esta unidad se ha interpretado como sedimentada en un ambiente de plataforma somera.

En el afloramiento del ángulo SO de la hoja aparece un dique de cuarzo lechoso que con dirección NO-SE aflora afectando a los sedimentos del miembro A₂ de la formación Almunia. Este dique ha sido representado en la cartografía (1).

1.2.12 Fm. Almunia. Miembro B. Pizarras y areniscas (15) Cámbrico medio-superior

Su afloramiento queda restringido únicamente a la esquina suroccidental de la hoja de Paniza, continuando el mismo en las hojas vecinas de Ateca (25-17) y Daroca (26-18). En esta última ha sido estudiado en la sección de Murero, ya citada en los capítulos anteriores y la de Valdehorna (x: 790.100, y: 721.600).

Está formado por pizarras y areniscas de grano muy fino, disminuyendo hacia el techo el porcentaje de arenas. Los colores son grises y verde oscuro a negruzcos.

En la sección de Murero, se cortan únicamente los 95 m de la base. Son areniscas de grano muy fino a limolíticas.

En la mitad inferior predominan la estratificación cruzada de pequeña escala con algunos niveles muy bioturbados. En la mitad superior las areniscas son, en general, de grano más fino o limolíticas, con estructuras de tipo *flaser*, y muy bioturbadas.

En la sección de Valdehorna este miembro tiene 800 m. Está constituido por megasecuencias de energía creciente. En la base de éstas predominan las pizarras y limolitas ligeramente bioturbadas con cuerpos lenticulares de arenisca (*linsen*) y con intercalaciones de capas centimétricas de areniscas de grano fino. En estos cuerpos arenosos se encuentran estratificaciones cruzadas de pequeña escala debidas a *ripples* de oscilación. En algunos niveles arenosos se encuentran entre las láminas de crecimiento de los *ripples* arcillas de decantación (*flaser*). El tramo superior arenoso está formado por bancos de hasta 1 m de potencia de areniscas de grano fino a medio, en secuencias generalmente granocrecientes. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son debidas a *ripples* generalmente de oscilación, a veces aparece *flaser*. Otros bancos tienen estratificación cruzada de gran escala en ocasiones con *ripples* sobreimpuestos, y superficies de reactivación. Es frecuente la bioturbación en los tramos arenosos, que en ocasiones borran todo tipo de estructuras anteriores, dando un aspecto masivo al banco.

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

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

1.2.13 Fm. Almunia. Miembro C. Cuarcitas (16) Cámbrico medio-superior

En el cuadrante suroriental de la hoja existe una afloramiento de cuarcitas, muy cubierta por formaciones cuaternarias, 4 km al N de la localidad de Mainar, en donde es prácticamente imposible la realización de una sección estratigráfica detallada. Este afloramiento está delimitado hacia el Oeste por la falla de Datos.

Pueden reconocerse unos 200 m aproximadamente de cuarcitas recristalizadas en bancos gruesos de 1 a 1,50 m; a techo de las cuarcitas se reconoce un banco de 5 m de conglomerados y con continuidad a lo largo de todo el afloramiento, constituido por cantos de cuarzo bien redondeados de 1 a 5 cm de diámetro, existiendo también algunos cantos de lidita.

A techo de esta formación se encuentra *Oryctoconus sp.* Hasta hoy los *Oryctoconus* solamente se habían encontrado a techo de la Fm. Vaiconchán, más alta estratigráficamente.

Se interpretan como depósitos de barras en una plataforma somera.

1.2.14 Fm. Almunia. Miembro D. Pizarras y areniscas (17) Cámbrico medio-superior

Aflora en el cuadrante suroriental de la hoja en una estrecha franja con dirección NO-SE que se interrumpe por la falla de Datos. Se han reconocido dos afloramientos situados, uno a 4 km al Norte de la localidad de Mainar, y otro a 1 km al NE de la de Villarreal. Debido a la tectónica que presentan los afloramientos así como el recubrimiento que los enmascara, no es posible la realización de una serie estratigráfica de detalle en este miembro de la Fm. Almunia.

En el primer afloramiento la base se identifica bien gracias al contraste de los sedimentos de pizarras con las cuarcitas de la unidad subyacente y el conglomerado que marca el límite entre ambas. El techo está muy recubierto. Por encima se sitúa la Fm. Valconchán a la que pasa insensiblemente la Fm. Almunia. En este afloramiento la potencia del miembro D puede cifrarse alrededor de los 200 m. En el segundo afloramiento (1 km al NE de Villarreal) KOLB (1978) da una potencia de 250 m.

Está constituido por pizarras gris oscuras a veces negruzcas con intercalaciones de areniscas en un porcentaje menor del 10%. En la base de la formación los bancos arenosos constituyen rellenos de paleocanales de 1 metro de potencia que se acuñan lateralmente a los 3-5 m. En el cuarto superior dominan las intercalaciones de delgados niveles de areniscas originando una alternancia en la que son frecuentes las estructuras de tipo "flaser" en los niveles de areniscas.

La finura del grano de las pizarras, las estructuras "flaser" en las areniscas y los paleocanales de la base de este miembro D es un criterio para diferenciación de esta unidad cartográfica que podría confundirse con la fm. Borrachón, estratigráficamente más alta, y que describiremos más adelante.

Se interpretan como depósitos de una llanura de mareas con predominio de los términos correspondientes al *mud-flat*.

1.3 CAMBRICO-ORDOVICICO

1.3.1 Fm. Valconchán. Cuarcitas, areniscas y niveles pizarrosos (18) Cámbrico superior-Tremadociense

Aflora en la parte central de la hoja en una amplia franja que con dirección NO-SE se sitúa paralelamente al trazado de la falla de Datos. En la parte centro-norte de la hoja, el afloramiento de esta unidad se encuentra afectado por un sistema de fallas que dan origen a un conjunto de afloramientos discontinuos y de forma rectangular limitados por fallas.

El nombre de la formación se debe a que el corte tipo de la misma se localiza en la localidad de Valconchán situada en la vecina hoja de Daroca (26-18).

La potencia de la formación oscila alrededor de los 900 m en las proximidades del Puerto de Mainar (parte central de la hoja) disminuyendo progresivamente en dirección SE aunque el replegamiento de la serie dificulta el control de las potencias.

Se ha estudiado en la sección estratigráfica de Río Grío (x: 798.300, y: 740.950) que corresponde a los 110 m de la base de la formación.

Está compuesta por una alternancia de areniscas cuarcitas y pizarras, muy parecida a los sedimentos de la Fm. Deré que se sitúan por encima.

Las areniscas de grano fino, llegan a sobrepasar el metro de potencia, y están compuestas por granos de cuarzo (55-70%), feldespatos potásicos (5, 10%) plagioclasas (0,5%) y matriz intersticial clorítica. Los contactos entre granos son de presión-solución con niveles en que hay crecimientos secundarios de cuarzo. Se observa biotita ferruginizada y como accesorios hay circon, turmalina, rutilo y opacos. En algunas muestras en la matriz aparecen agregados de clorita roja, similar a los que aparecen en las cuarcitas de Bambola ya descritas, lo que puede significar un metasomatismo inducido a través de la falla de Datos por el volcanismo pérmino, que puede ir acompañado de mineralizaciones de óxidos de Fe a través de fracturas.

Son frecuentes los “*ripples*”, a veces con *flaser*, y la estratificación cruzada de gran escala. Los bancos de cuarcitas (ortocuarcitas frecuentemente) se presentan de forma masiva, superando los 10 m de potencia y con estratificación difusa. Los tramos intercalados de pizarras con niveles de areniscas son muy parecidos a los que aparecen en la Fm. Borrachón suprayacente.

No se encuentran conglomerados en esta formación, únicamente a techo de la misma aparece un paleocanal de un metro de potencia, formado por cuarcitas blancas que presenta en la base cantos de cuarzo de 1 a 2 cm de diámetro.

Unos 150 m por debajo del techo de la formación se encuentra un nivel de *Oryctoconus* en cuarcitas. Con vistas a la correlación bioestratigráfica regional hubiera sido deseable trazar el techo de esta unidad en el nivel de *Oryctoconus*, pero litológicamente termina la formación unos 150 m por encima de dicho nivel. Son muy frecuentes los niveles con *Scolithus* y *Cruziana*.

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

Se interpretan como depósitos de plataforma somera con predominio de términos de *sand-flat* en algunos tramos y desarrollo de barras en otros.

1.4 ORDOVICICO

1.4.1 Fm. Borrachón. Pizarras y cuarcitas (19) Tremadociense

Aflora en el tercio nororiental de la hoja en forma de bandas con dirección NO-SE que se ven interrumpidas por las fallas de dirección NE-SO.

El nombre de la formación procede de la colina de Borrachón situada al Sur del Val de San Martín en la vecina hoja de Daroca, en donde tiene una potencia de 620 m y se pueden diferenciar tres tramos.

El inferior y el superior están formados por pizarras y limolitas verdosas a negruzcas, con intercalaciones de areniscas de grano muy fino, en capas desde lenticulares hasta de 25 cm. Las estructuras visibles son *ripples* de oscilación y ocasionalmente *flaser*. En el tramo superior, con mayor porcentaje en fracción arenosa, continúan estas estructuras, a las que se añaden laminación paralela y bioturbación, que en ocasiones es muy intensa. El tramo intermedio de 190 m de potencia, está formado por areniscas de grano fino, localmente de grano medio, con escasas intercalaciones de pizarras y limolitas.

La potencia media en la hoja de Paniza es de 600 m, disminuyendo en dirección SE.

Unicamente han podido estudiarse los 40 m del techo de la formación en la sección de Puerto Paniza 1 (x: 804.300, y: 743.500) estando constituida por areniscas y cuarcitas en secuencias estratocrecientes terminando en un paleocanal de 12 m de potencia con estratificación cruzada y superficies de reactivación.

Las muestras estudiadas son areniscas de grano medio, con algún tramo

de gravilla, de granos de cuarzo en matriz poropelicular de clorita más o menos impregnada por óxidos de Fe según niveles. Se aprecia la presencia de biotita cloritizada y como accesorios, circón, turmalina y rutilo. Presentan microestratificación paralela y se desarrollan contactos de presión-solución.

La formación es estéril en fósiles aparte de presentar ocasionalmente bioturbaciones dudosas.

El medio de sedimentación se ha interpretado como una llanura de mareas con términos de *mixed flat* y *sand-flat*. La existencia, en algunos puntos de esta formación, de bancos de cuarcita del orden de 4 a 5 m de potencia, con estructura interna de estratificación cruzada de surco con base canalizada y superficies de acreción lateral, se han interpretado como cañales mareas. Otros cuerpos arenosos son asimilables a barras desarrolladas sobre el *tidal-flat*.

1.4.2 Fm Cuarcita de *Scolithus* (Deré-Aladrén) Areniscas y cuarcitas, niveles pizarrosos (20) Tremadociense

Tiene amplia representación en el tercio nororiental de la hoja, donde sus afloramientos están constituidos por una serie de bandas de dirección NO-SE que normalmente están delimitadas por fallas.

La potencia máxima de la formación en la parte central de la hoja de Paniza es de unos 900 m. Hacia el SE pasa a tener 600 m (KOLB 1978), mientras que al NE oscila alrededor de los 300 m (TEYSSEN 1980). Al Sur de la localidad de Paniza tiene una potencia de 350 m. Estas variaciones en la potencia de la formación son debidas al diacronismo que presenta la base de la misma, acuñándose las barras cuarcíticas en dirección NO y pasando lateralmente a sedimentos similares a los de la Fm Borrachón.

Litológicamente está constituida por una alternancia de bancos de areniscas y pizarras, los tramos arenosos pueden sobrepasar los 50 m de potencia, siendo fundamentalmente ortocuarcitas similares a la Cuarcita Armoricana por la potencia de los bancos y la recristalización dominante, abunda la estratificación cruzada y los cuerpos cuarcíticos tienen morfología de barras. En el tercio superior de la formación se localiza un nivel conglomerático de 1 m de potencia con escasos cantos de cuarzo de 1 cm de diámetro.

Esta unidad ha sido estudiada en las secciones estratigráficas de Puerto de Paniza 1 y 2 (x: 804.300, y: 743.500) donde están representadas respectivamente la base y el techo de la formación.

En la base se reconocen cuarcitas en bancos de 20 a 30 cm con intercalaciones de limos arenosos y pizarras de 2 a 5 cm. A techo aflora un

conjunto de cuarcitas bien estratificadas con juntas pizarrosas en secuencias estrato y grano crecientes; son frecuentes las estratificaciones cruzadas y los *ripples* con estructuras *flaser*.

Las muestras corresponden a areniscas cuarcíticas de grano fino a medio, formadas por granos de cuarzo, trazas de feldespatos alterados y matriz poropelicular de clorita con impregnaciones de óxidos de Fe, en todas ellas se desarrolla una textura cuarcítica con intensa cementación de sílice en crecimientos secundarios. Como accesorios aparece círcón, turmalina, rutilo y opacos y suele observarse microestratificación paralela.

El ambiente de sedimentación se ha interpretado como una llanura de mareas con importante desarrollo de barras sobre la misma.

1.4.3 Fm. Santed. Cuarcitas y pizarras (21) Tremadociense-Areniense

Sus afloramientos son idénticos a los de la Cuarcita de *Scolithus* descrita en el apartado anterior.

Esta formación alcanza su máximo de potencia en la hoja de Paniza donde llega a tener 1.000 m y puede subdividirse en tres miembros de características litológicas distintas. El tramo inferior está formado por 500 m de pizarras más blandas que las de la Fm. Borrachón, y que tienen un 10-20% de intercalaciones ocasionales de areniscas. En la zona situada al NE del vértice Atalaya (1.236 m) a los 200 m de la base se localiza un banco de unos 12 m de cuarcitas que disminuye de potencia en direcciones NNO y SSE y que llega a desaparecer.

El tramo intermedio está constituido por areniscas cuarcíticas de tonos claros con una potencia estimada entre 400 y 550 m. Este tramo intermedio se ha estudiado parcialmente en la sección de Puerto de Paniza 3 (x: 804.300, y: 743.500) donde se describe una secuencia estrato y grano creciente de 40 m de areniscas cuarcíticas formadas por granos de cuarzo y matriz fina de clorita-sericitas que proviene en gran parte de la alteración diagenética de fragmentos lábiles y feldespatos; en esta matriz se observan agregados muy poco cristalinos de clorita roja. La estratificación cruzada de gran escala y las superficies de reactivación son muy frecuentes en este tramo intermedio. A techo de este tramo se encuentra un cuerpo conglomerático de unos 20 m de potencia, que representa la acumulación conglomerática más potente de la serie Ibérica. El miembro superior de la formación está constituido por 100 m de pizarras gris oscuras.

El miembro medio arenoso es un depósito local dentro de la geología regional de esta formación y puede dar origen a confusiones con la Fm. Cuarcita de *Scolithus*.

Estos materiales se interpretan como depósitos de plataforma somera con predominio de las llanuras de marea y desarrollo de barras y canales mareales.

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

1.4.4 Fm. Cuarcita armoricana. (22) Arenigense

Aflora ampliamente en el tercio oriental de la hoja con afloramientos aislados en la parte norte, recubiertos por sedimentos terciarios y en forma de bandas de dirección NO-SE en el ángulo suroriental.

En la trinchera del ferrocarril, 5 km al NE de la localidad de Mainar, afloran 180 m de cuarcitas que debe ser el máximo de potencia de esta formación en la hoja de Paniza. Al Sur de la localidad de Cerveruela la potencia es de 140 m.

Está constituida por niveles de cuarcitas blanquecinas y rojizas en capas decimétricas y ocasionalmente métricas.

Regionalmente son ortocuarcitas de grano fino a medio con granos de cuarzo subredondeado, muy bien clasificado y sin apenas matriz, cemento bien desarrollado de cuarzo con crecimientos secundarios. Los granos suelen estar interpenetrados por presión-solución, como accesorios destacan la turmalina, el círcón y el rutilo.

Los niveles de cuarcitas presentan estratificación cruzada de gran escala de tipo planar, ocasionalmente aparecen superficies de reactivación que ocasionan estructuras sigmoidales que retocan la estratificación cruzada.

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

Es muy rica en icnofósiles destacando las pistas horizontales de *Cruziana* y los *burrows* verticales de tipo *Scolithus*.

1.5 ORDOVICICO-SILURICO

1.5.1 Pizarras y areniscas. Margas con Briozoos. Calizas y dolomías con Cistoideos. Pizarras a techo (23) Ordovícico medio-Silúrico inferior (Llanvirniense-Llandoveriense)

Aflora en el ángulo suroriental de la hoja. Dentro de esta unidad se diferencian cuatro tramos con entidad regional, que no han podido ser diferenciados en la cartografía, debido a la escasa potencia que presentan así

como al elevado grado de tectonización de las zonas en las que afloran.

El tramo inferior, conocido con el nombre de "Alternancia inferior" por los geólogos alemanes de Wurzburg (CARLS 1968, 1975) está formado por una alternancia de pizarras y areniscas. Por encima se sitúan unas margas con gran abundancia de Briozoos. Sobre ellas un tramo de pizarras y cuarcitas conocidas con el nombre de "Alternancia superior". Por encima un tramo de calizas y dolomías con Cistoideos y finalmente a techo de la unidad las pizarras de Orea.

Estos cuatro tramos se reconocen en los afloramientos del ángulo suroriental de la hoja.

Se han estudiado a partir de la sección estratigráfica de Fombuena (x: 808.050, y: 730.450) situada en la vecina hoja de Daroca situada inmediatamente al Sur de la de Paniza.

En la citada sección se describen los siguientes tramos de muro a techo:

a) **Alternancia inferior.** De ella, solamente se han estudiado los 90 m del techo del tramo. Está constituida por pizarras verde oscuro a negras con intercalaciones centimétricas de areniscas de grano fino y tramos arenosos en bancos de potencia comprendida entre 0,5 y 1,5 m. Las estructuras más frecuentes en los niveles de areniscas de poca potencia son los *ripples*, estratificación *flaser* y bioturbación. En los bancos de mayor potencia, son frecuentes las estratificaciones cruzadas de tipo tabular, con techos suavemente ondulados, superficies de reactivación que originan relevos laterales de cuerpos sigmoidales y, rara vez, superficies erosivas. Son areniscas de grano fino formadas por cuarzo (45%), plagioclasas (10%) y biotita ferruginizada (15%), con aigo de matriz clorítica (5%) impregnada por cemento ferruginoso (25%). Circón, turmalina y rutilo aparecen como accesorios.

Los yacimientos de fósiles encontrados en los alrededores de la localidad de Fombuena han permitido datar el Llanvirniense superior y el Llandeilo inferior.

b) **Margas de Briozoos.** En la base del tramo se encuentra un nivel que no excede del medio metro de potencia de oolitos ferruginosos. Por encima se sitúan margas y pizarras margosas con niveles de areniscas con abundantes Briozoos y una potencia de 7 m.

La fauna recogida en esta unidad data una edad correspondiente al Caradoc.

c) **Alternancia superior.** Está formada por pizarras verdes con intercalaciones centimétricas de areniscas con laminaciones paralelas y cruzadas de "*ripples*", generalmente bioturbadas. La potencia de este tramo es de 76 m.

d) **Caliza de Cystoideos.** Formada por calizas grises masivas con estra-

tificación ondulada y algunos niveles dolomíticos de color pardo amarillento. En la base alternan margas calizas con dolomías, ambas de aspecto noduloso. La potencia de la unidad es de 22 m y la fauna fósil da una edad Ashgillense para la misma.

e) **Pizarras de Orea.** Están formadas en la base por areniscas lajeadas verdes y a techo por pizarras verdes con una potencia total de 22 m. Tienen estructura de laminación cruzada de *ripples*. Reposan mediante una clara disconformidad sobre el término anterior, englobando clastos de calizas y dolomías.

El conjunto de estas cinco unidades se ha depositado en un ambiente de llanura de mareas (intermareal) con episodios algo más profundos (margas de Briozos) y arrecifales (calizas de Cistoideos). A techo de estas calizas hay señales de emersión.

1.6 SILURICO

1.6.1 Cuarcitas blancas (24) Silúrico inferior (Llandoveryense)

Afloran en el ángulo sureste de la hoja en forma de estrechas franjas de dirección NO-SE interrumpidas por fallas E.O.

Son cuarcitas y areniscas de grano medio a fino subredondeadas, y colores blancos, estratificados en capas decimétricas. Son ortocuarcitas (cuarzoarenitas) apenas sin matriz y con cemento silíceo de cuarzo en crecimiento secundario.

Presentan morfología de barras con estratificación cruzada de gran escala dominante tabular y se interpretan como depósitos de barras litorales.

1.6.2 Fm. Bádenas. Pizarras negras (25) Silúrico inferior-superior (Llandoveryense-Ludlowense?)

Afloran en el ángulo suroeste de la hoja muy enmascarada por formaciones superficiales (coluviones) que hacen difícil su estudio detallado en sección estratigráfica.

Ha sido estudiada a partir de la sección estratigráfica de Fombuena 2 (x: 809.550, y: 729.950) realizada en el ángulo NO de la vecina hoja de Daroca situada inmediatamente al Sur.

Son pizarras pardo negruzcas a negras con delgados niveles de areniscas de grano fino con laminación cruzada de *ripples* y bioturbación abundante.

Localmente se encuentran bancos de areniscas de 20 a 70 cm de potencia, de grano medio con intercalaciones pizarrosas y lentejones carbonosos. Estos bancos generalmente muy bioturbados, presentan estructuras de laminaciones cruzadas de *ripples* y ocasionalmente estratificación *flaser*. En los bancos más potentes hay superficies de reactivación y estratificaciones cruzadas de gran escala dominante tabular.

Se trata de depósitos de *tidal-flat-lagoon*, dominando los términos de llanura fangosa y mixta.

1.7 PERMICO

1.7.1 Rocas volcánicas (2) Pérmico

Afloran en el cuadrante noroccidental de la hoja, donde existen numerosos afloramientos puntuales en la margen derecha del río Grío muy enmascarados por sedimentos terciarios. El afloramiento más grande se sitúa en la localidad de Codos y a él corresponden las muestras que se han estudiado.

Son tobas de grano grueso (1-5 mm) compuestas por fragmentos de rocas paleozoicas (cuarcitas, areniscas sericíticas o cloríticas y pizarras sericíticas más o menos detríticas) entre los que se reconocen fragmentos de cuarcita de "Bámbola" y fragmentos de pizarras con crenulación, posiblemente precámbricas. Además de estos clastos hay fragmentos de rocas volcánicas ácidas de textura porfídica, de composición dacítica y riolítica. Hay también fragmentos de cristales (cuarzo, plagioclase, biotita) de los que se presentan en fenocristales en las rocas volcánicas. Apenas existe pasta cementante.

Son pues, tobas dominantemente líticas, ricas en fragmentos de rocas prepérmicas, con aporte volcánico de tipo ácido. No se aprecian componentes aportados como sedimentos, ni señales de elaboración sedimentaria, debiendo representar productos depositados por explosiones volcánicas subaéreas, en las proximidades de los focos de emisión.

1.8 TRIASICO

1.8.1 Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (26) Facies Buntsandstein

Unicamente existe un afloramiento puntual de esta facies en el ángulo suroccidental de la hoja. Se encuentra delimitado por fallas y muy cubierto

por los coluviones procedentes de los sedimentos terciarios que lo cubren.

Es de destacar, que en el afloramiento de sedimentos del Triásico que se sitúan en el borde Este de la hoja, en las proximidades de la localidad de Paniza, faltan los sedimentos de Facies Buntsandstein, reposando los sedimentos carbonatados de la facies Muschelkalk, directamente encima del Paleozoico.

El afloramiento tiene continuidad hacia el Sur dentro de la hoja de Daroca donde tienen amplia representación los sedimentos del Buntsandstein, y han sido estudiados a partir de la sección estratigráfica del Barranco de Valdemolinos (x: 785.250, y: 728.150).

La potencia de sedimentos es de 90 m y son limolitas rojas con niveles centimétricos de areniscas de grano fino a techo y de areniscas de grano medio a grueso en la parte media, con intercalaciones de conglomerados en capas decimétricas y, ocasionalmente, métricas hacia la base. Los clastos son de cuarcita, redondeados y subredondeados con un tamaño máximo de 20 cm.

Al microscopio las areniscas son litarenitas feldespáticas de grano medio, compuestas, fundamentalmente, de granos de cuarzo, feldespato potásico y fragmentos de cuarcitas y areniscas.

Las areniscas y conglomerados se hallan dispuestos en cuerpos alargados de forma lenticular y base erosiva, con los cantos en la base preferentemente, y en ocasiones cantos blandos. Hacia el techo de cada secuencia disminuye el tamaño del grano, a la vez que las estructuras indican una disminución de la energía del medio, pasando de estratificaciones cruzadas de canal típicas de los tramos inferiores a *ripples* y laminación paralela.

Los tramos arenosos y conglomeráticos de esta unidad se interpretan como depositados en un ambiente fluvial en régimen torrencial y los tramos superiores limolíticos como de llanura de mareas.

1.8.2 Dolomías (27) Facies Muschelkalk

Aflora en el borde oriental de la hoja, a unos 1.200 m al SE de la localidad de Paniza.

El informe del I.G.M.E. (1980) divide la "Formación carbonatada media" del Triásico en 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.

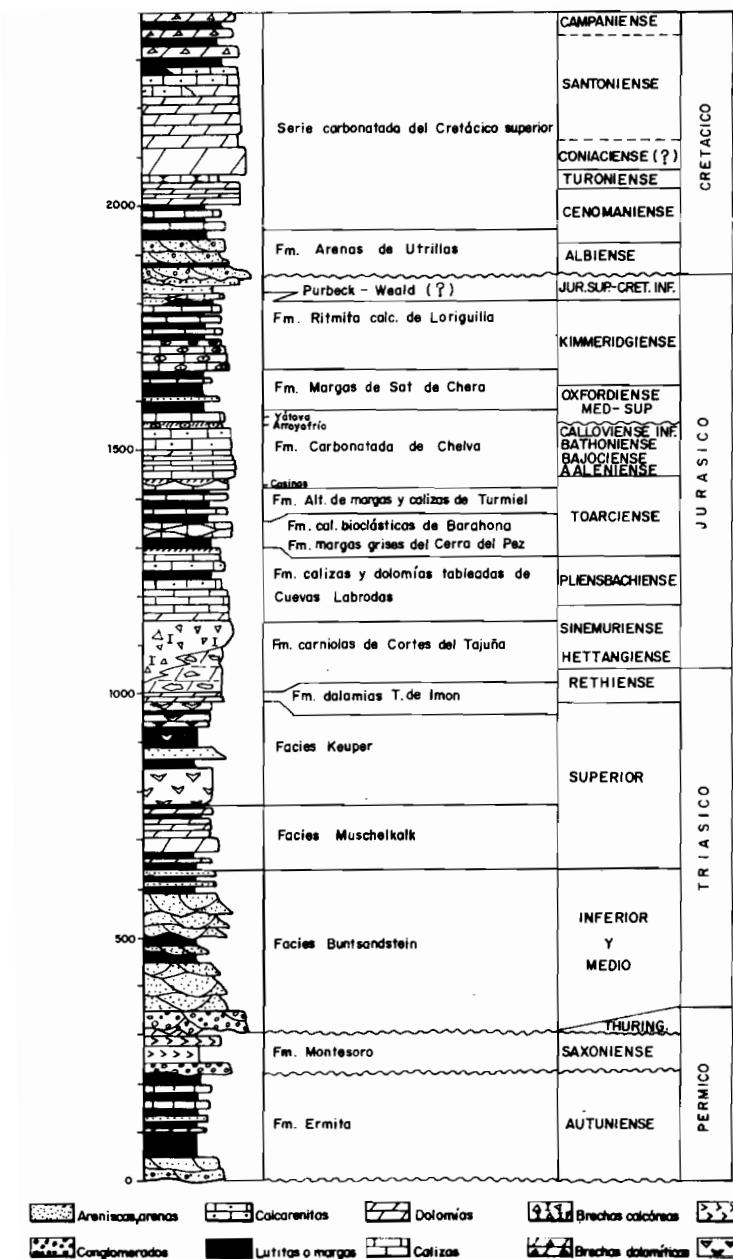


Fig. 2.— Columna estratigráfica sintética del Pérmico, Triásico, Jurásico y Cretácico.

En el afloramiento de esta Facies en la hoja de Paniza, estudiado en la sección estratigráfica de Arroyo de la Sierra (x: 808.125, y: 743.350) se han medido 80 m de la serie. La ausencia de niveles de limos en la base y de margas hacia el techo, hace que no sean distinguibles los 4 conjuntos litológicos, pudiendo separarse únicamente un conjunto inferior de dolomías masivas y otro superior de dolomías tableadas.

El tramo inferior de unos 50 m de potencia está compuesto por dolomías con textura de mosaico compacto, de cristales subidiomorfos de dolomita, con tamaño variable, generalmente medio a grueso con sombras de fósiles (Crinoides, Lamelibranquios) y en que el distinto tamaño de recristalización puede señalar una textura de laminación paralela ondulada. Destaca un nivel con intraclastos dolomíticos, en que algunos son placas de Crinoides, y una pseudobrecha con pisolitos algáceos alargados y fantasmas de intraclastos y pelets algáceos. Los bancos presentan señales de bioturbación.

El tramo superior de 30 m de potencia, está compuesto en general por dolomicritas finamente recristalizadas con una textura de laminación paralela ondulada. El conjunto aparece tableado con bancos de 0,10 a 0,40 m con *ripples* y laminaciones paralelas siendo patentes las señales de bioturbación en todos los bancos.

El conjunto se ha depositado en una llanura de mareas predominando los términos intermareales a intermareales altos, con tendencia supramareal hacia el techo como paso a las condiciones de *sebkha* litoral del Keuper. En la base del tramo superior se ha podido determinar la presencia de *Frondicularia Woodwardi* HOWCH. *Hemigordius* sp y Ammodiscidos.

1.8.3 Arcillas y margas varioladas. Yesos (28) Facies Keuper

Afloran en el borde este de la hoja, a unos 1.200 m al SE de la localidad de Paniza.

Aparece totalmente cubierto por sedimentos cuaternarios de tierra de labor que hacen materialmente imposible el estudio detallado de los sedimentos.

Las condiciones tectónicas del afloramiento hacen que la potencia del mismo sea menor que la que en la realidad debía de tener en el momento de la sedimentación.

Está constituido fundamentalmente por arcillas abigarradas (rojas, verdes, grises, etc.) yesos con texturas secundarias (fibrosas, nodulares). Regionalmente es característica la presencia de minerales de tipo autigénico: aragonitos, jacintos de Compostela. A techo se intercalan niveles dolomíticos discontinuos de tránsito a la Fm. Dolomías tableadas de Imón.

Los materiales de la Facies Keuper se depositaron en una llanura próxima al litoral que temporalmente sufría pequeñas transgresiones marinas, que dejaban sedimentos de llanuras de mareas. En esta llanura se desarrollaban lagos efímeros semejantes a las playas o *sebkhas* continentales (yesos). Esporádicamente la llanura estaría 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).

1.9 TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

Aflora en el borde este de la hoja y afectado por intensa tectónica que hace que parte de sus términos se encuentren laminados. Por su posición se relaciona con el Jurásico de Montalbán. Se reconocen bien las unidades litoestratigráficas definidas por GOY et al (1976) y GOMEZ et al (1979) para la Rama Castellana y Sector Levantino con ligeras variaciones.

Ha sido estudiado en las columnas de Paniza 1 (x: 808.550, y: 743.700) y Arroyo del Juncar (x: 809.900, y: 743.875) en las que se ha reconocido la presencia de Lías y de Dogger y Malm respectivamente.

1.9.1 Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña. Carniolas y brechas calcáreo-dolomíticas. Dolomías tableadas en la base (29). Rethiense-Hettangiense y Sinemuriense inferior-medio (?)

Originan relieves suaves y alomados entre las áreas deprimidas constituidas por el Keuper y las margas del Lías.

La Fm. Dolomías de Imón está constituida por dolomías grises, bien estratificadas en capas de orden centimétrico y más raramente decimétrico. Normalmente son microdolomías finamente recristalizadas y, ocasionalmente doloesparitas. Suelen presentar laminación paralela y estromatolítica y moldes de evaporitas.

Se considera regionalmente que se depositaron en una llanura de mareas en condiciones probablemente hipersalinas.

En la Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña suprayacente se distinguen dos miembros, que pueden estar en relevo lateral. Normalmente las carniolas se sitúan hacia la base y están muy reducidas o faltan en algunas zonas de la hoja.

— Miembro carniolas. Son dolomías vacuolares, masivas, de aspecto brechoide y con colores pardo amarillentos y rojizos.

Este miembro ha sufrido transformaciones diagenéticas importantes. Debió ser un depósito originalmente carbonatado pero con niveles evaporíticos frecuentemente intercalados; la disolución de estos últimos dio origen a la brechificación y aspecto vacuolar de las "carniolas".

— El miembro brechas tiene un espesor máximo del orden de los 100 m. Son brechas calcáreo-dolomíticas de aspecto masivo, caóticas, sin clasificación, con los clastos en contacto o flotando en la matriz. Los clastos son de calizas y dolomías laminadas, carniolas, calizas bioclásticas, etc, normalmente angulosos y de menos de 40 cm de diámetro. Han sufrido procesos complejos de recristalización, disolución y cementación. GINER (1980) indica que en zonas próximas, al Este y Sureste (Montalbán) la presencia de olistolitos, *slumpings*, cicatrices erosivas y secuencias con granoclasicación indican su origen sedimentario. Se han interpretado como tecto-sedimentarias ligadas a la reactivación de fracturas tardihercénicas que controlan la evolución de la Cuenca jurásica. Esta etapa de fracturación afecta a todo el sector mediterráneo durante el Hettangense. GINER (1980) sugiere un origen para estos términos en el que intervienen tres factores: disolución de evaporitas, resedimentación y control tectónico sinesedimentario. El predominio local de cada uno de ellos da lugar a colapsobrechas o a auténticas brechas sedimentarias.

La unidad cartográfica es prácticamente azoica. De manera indicativa podemos decir que la Fm. de Imón pertenece al Triásico superior. El límite Jurásico-Triásico se encuentra muy próximo a la base de la de Cortes de Tajuña.

1.9.2 Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Calizas y Calizas dolomíticas (30). Sinemuriense superior (?) Carxiense

Da lugar a relieves alomados, continuación de los de la unidad antes descrita.

En la columna de Paniza 1 pueden reconocerse tres tramos. No se han estudiado el techo de la unidad que se encuentra muy laminado por falla. De muro a techo tenemos:

— 83 metros de calizas grises normalmente microcristalinas (*mudstone* con pasadas *wackstones*-*packstones* y *grainstones*) estratificadas en capas de 0,2 a 0,8 cm, apareciendo algún banco métrico hacia el techo. Los primeros veinte metros están algo dolomitizados. Son micritas, biomicritas con fósiles dispersos, intraoomicritas e intraoosparitas.

Normalmente se disponen en secuencias *shallowing upward* del orden del metro formadas por *flat pebble conglomerate* en la base (oolitos, grandes intraclastos micríticos, fósiles intraclastados con cemento de esparita) que pasan hacia techo a calizas (intraoomicritas, biomicritas, micritas) formando secuencias granodecrescentes. Hacia el techo aparecen moldes de evaporitas y porosidad fenestral (?) por encima de laminación estromatolítica, en ocasiones con buenos crecimientos dómicos y en otras con las láminas rotas.

En este tramo se pasa de depósitos de plataforma restringida algo salina en la base (*lagoon*) a depósitos de llanura de mareas con predominio de los términos intermareales altos.

— 15 metros de calcarenitas (*grainstones*) en capas de 0,7 a 1,5 metros en las que se reconocen morfologías de barras y canales (*Intraoosparitas*). Corresponden a episodios de barras y canales (*shoals*) desarrollados en la plataforma.

— 90 metros de calizas (*mudstones* y *wackstones-packstones*) estratificadas en capas decimétricas. Al microscopio son biomicritas. Sólo se observa estratificación ondulada que en ocasiones confiere aspecto noduloso a los bancos. Se pueden interpretar como depósitos de *lagoon*.

En zonas próximas a la falla que limita los afloramientos de la unidad por el norte aparece una intercalación de potencia métrica de margas y calizas arcillosas, que contienen grandes *lisen* de calcarenitas bioclásticas, muy semejantes a las descritas en las hojas de Used (25-18), Odón (25-19) y Monreal (26-20) y por encima la unidad termina con calcarenitas y calizas y dolomías afectadas a techo por varias superficies ferruginosas con concentración de fauna.

En las partes medias de la unidad cartográfica se han encontrado Braquiópodos: *Zeilleria (Cincta)* cor (LAM), “*Terebratula*” *davidsoni* HAIME y “*Rynchonella*” sp. que indican probablemente un Carixiense inferior.

En el tramo inferior descrito anteriormente las calizas contienen abundantes restos de Algas (Dasycladáceas, Solenoporáceas), Braquiópodos, Moluscos, Ostrácodos y Equinodermos. Los Foraminíferos más importantes son los Lituólidos y algunos Lagénidos. Se han clasificado: *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ.); *L. cf. tenera* BORN; *Lituosepta* cf. *recoarensis* CATI; *Pseudopfenderina* cf. *butterlini* (BRUN); *Involutina* *liassica* (JONES). Entre las algas *Paleodasycladus mediterraneus* PIA, que datan el Pliensbachiano inferior (Carixiense).

1.9.3 Fm. Margas grises del Cerro del Pez, Fm. Caliza bioclástica de Barahona. Calizas bioclásticas, margas en la base (31) Carixiense superior (?)-Domeriense

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

La Fm del Cerro del Pez tiene un espesor de alrededor de 10 metros y está compuesta por margas grises entre las que se intercalan niveles decimétricos de calizas arcillosas. Contiene fauna abundante y diversificada. Se ha recogido una muestra procedente de terrenos de labor que ha proporcionado: *Protogrammoceras* sp., *Plesiothris verneuili* (DESLONG-CHAMPS), *Aulacothyris resupinata* (SOWERBY), *Zeilleria (Zeilleria) mariae meridiana* DELANGE, *Zeilleria (Zeilleria) sartbacensis* (D'ORBIGNY), *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), "Terebratula" *thomarensis* CHOIFFAT y *Gibbirhynchia miurwoodae* AGER que datan un Domeriense inferior.

Las Fm. de Barahona suprayacente viene dada por unos 15-20 metros de calizas bioclásticas lumaquéticas (*packstones* y *grainstones*), que presentan estratificación nodulosa y abundante bioturbación.

Se interpretan ambas como una secuencia *shoaling upward* de mayor a menor profundidad, desde sedimentos de plataforma abierta (C. del Pez) a episodios de barras y dunas bioclásticas (Fm. Barahona).

La datación se hace basándose en datos obtenidos en hojas próximas.

1.9.4 Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel. Alternancia de margas y calizas arcillosas (32). Toaciense

Está siempre cubierta en la hoja excepción de los 3 últimos metros. El espesor total puede cifrarse en unos 60 metros.

Alternan margas grises y gris verdosas con capas decimétricas de calizas arcillosas (*mudstones* y *wackstones*). Contienen fauna abundante y diversificada de Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Lamelibranquios y Equinodermos. Se interpretan como depósitos de plataforma abierta a cuenca.

La datación se efectúa por comparación con zonas próximas y por la edad Toaciense superior de la base de la Fm. Carbonatada de Chelva bien datada en la hoja.

1.9.5 Fm. Carbonatada de Chelva. Calizas tableadas. Calizas nodulosas en la base. Calizas con esponjas en el techo (33) Toaciense superior-Dogger-Oxfordiense

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

En la hoja aparecen 42 m de serie carbonatada correspondiendo los 3,5 m de la base al miembro "Calizas nodulosas de Casinos" constituido por micritas algo arcillosas, conteniendo pequeña proporción de Microfilamentos, Ostrácodos, Serpúlidos, Equinodermos, Moluscos, espículas y Lagénidos.

Se han determinado las siguientes especies de Ammonites y Braquiópodos: *Pleydellia fluens* BUCKMAN *Pleydellia cf. aalensis* (ZIETEN), *Dumortieria levesquei* (D'ORBIGNY), *Dumortieria* sp., *Gruneria* sp., *Cotteswoldia* sp., *Homoeorhynchis cenocephala* (RICHARD), *Terebratula cf. submaxillata* DAVIDSON en CHOFFAT. Esta asociación define una edad Toarcense superior (zona Pseudoradiosa).

El resto de la formación está constituido por una serie de calizas tableadas bien estratificadas en bancos de 0,30 a 1 m con ocasionales juntas margosas que normalmente corresponden a *wackstones*-*packstones* y algunos *grainstones*. Son biomicritas y biopelmicritas con matriz micrítica que puede estar algo recristalizada, con aspecto peletoide. En general hay ordenación paralela de bioclastos y puede existir limo de cuarzo accesorio. Algunos niveles tienen *gravels* de tipo orgánico, así como algún bioclasto silicificado.

Han podido clasificarse *Eothrix alpina* LOMB y *Globochaetete alpina* LOMB, en las láminas delgadas. Por las asociaciones de macrofauna de Ammonites y Braquiópodos han podido datarse: el Bajociense medio (Zona *Humphriesianum*), el Bathoniense inferior-medio (Zona *subcontractus*) y superior (Zona *Retrocostatum*), el Calloviense inferior y el Calloviense medio.

A los 37 metros de la base de la unidad carbonatada de Chelva, aflora un nivel con oolitos ferruginosos "oolito de Arroyofrío" que presenta fósiles y matriz ferruginizada así como glauconita oxidada, que representa el hiato Callovo-Oxfordiense.

Por encima afloran 3 m de calizas que corresponden a *wackstones*-*packstones* en bancos de 5 a 10 cm de potencia, correlacionables con la unidad "Calizas de Yátova". Son biomicritas, ferruginosas en la base con abundantes restos de Esponjas y espículas, Equinodermos, Ostrácodos, Lagénidos, Protoglobigerinas y Microfilamentos.

La asociación de macrofauna que aparece es la siguiente: *Ochetoceras* cf. *canaliculatum* (VON BUCH), *Ochetoceras* sp., *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatooides* ENAY, *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatus* (QUENSTEDT), *Perisphinctes* (*Otosphinctes?*) sp., *Lithacoceras* (*Discosphinctes*) sp., *Trimarginites* sp. que definen una edad Oxfordiense superior (Zona *bifurcatus*).

El ambiente de sedimentación se asimila a una plataforma abierta con desarrollo de barras hacia la parte media y alta de la serie.

1.9.6 Fm. Margas de Sot de Chera. Margas con niveles de areniscas micáceas (34) Malm. (Oxfordiense superior-Kimmeridgiense)

Su afloramiento en la hoja de Paniza aparece muy enmascarado por sedimentos cuaternarios de tierra de labor y da lugar a una pequeña zona de valle, entre los resaltos morfológicos originados por las dos formaciones carbonatadas, la de Chelva infrayacente y la Ritmita Calcárea de Loriguilla suprayacente. Tiene una potencia de 15 m, faltando posiblemente parte de la serie, debido a la fuerte tectónica que ha sufrido, y está constituido por margas con intercalaciones de areniscas en niveles muy poco potentes de grano fino subanguloso, formadas por cuarzo, feldespato potásico alterado, moscovita y fragmentos de rocas calizas. Presentan microestratificación paralela.

1.9.7 Fm. Ritmita Calcárea de Loriguilla. Alternancia de calizas arcillosas y calizas masivas (35) Kimmeridgiense

Aflora a techo de la serie jurásica, y por debajo de los sedimentos del Eoceno superior.

La potencia que presenta en la hoja de Paniza es de 70 m, estando la mitad inferior muy cubierta por sedimentos cuaternarios.

Está constituida por calizas que corresponden por lo general al tipo *wackstones*-*packstones* bien estratificadas en bancos de 0,20 m a 1 m. Son micritas arcillosas, con limo de cuarzo (5-10%) y escasos y finos restos de Equinodermos, Ostrácodos, espículas, así como Lituólidos, Lagénidos, Ammodiscos y Ophtalmídidos.

Se han clasificado: *Alveosepta* sp y *Haplophragmium* sp.

1.10 TERCIARIO

Afloran en la hoja sedimentos pertenecientes al Paleógeno y Neógeno. Los primeros se reducen a una pequeña banda conglomerática adosada a los materiales mesozoicos en la zona de Paniza y discordantes sobre ellos.

Son los depósitos neógenos los más abundantes en la hoja y se localizan en dos áreas diferentes, en la esquina nororiental de la hoja (formando parte del borde de la Cuenca Terciaria del Ebro) y en toda la zona occidental y meridional donde constituyen parte de la Cuenca de Calatayud.

Se trata de sedimentos detríticos, carbonatados y evaporíticos, depositados en régimen continental, y que de forma continua van rellenando, desde el Mioceno inferior hasta el Plioceno, las depresiones antes citadas del Ebro y de Calatayud.

Siguiendo las directrices del pliego de condiciones técnicas del proyecto se ha realizado un mapa de formaciones superficiales, una reducción del cual se incluye en la presente memoria y en el que se han señalado todos los depósitos a partir del Plioceno. En los epígrafes correspondientes a la descripción de cada unidad se hace referencia a la sigla que le corresponde en la leyenda del citado mapa de formaciones superficiales.

1.10.1 Conglomerados (36). Eoceno superior. Oligoceno inferior

Esta unidad aflora exclusivamente en una pequeña zona del borde oriental de la Hoja, al SE de Paniza. Está compuesta por unos 50 m de conglomerados de cantes calcáreos de tonos grises en conjunto y que aparecen con buzamientos invertidos, plegados junto con el Jurásico aflorante en la misma zona y discordantes sobre él.

En Hojas situadas más al Sur, estos conglomerados forman parte de una potente serie que puede superar los 1.000 m de espesor, constituida por sedimentos continentales, conglomerados y limolitas principalmente, con pasadas de margas y calizas, sobre todo en la parte alta de la unidad. La datación de esta serie se ha efectuado en base a la aparición de Characeas en los términos carbonatados que indican el paso Eo-Oligoceno.

La atribución cronológica de la unidad conglomerática aflorante en la presente hoja se ha hecho pues atendiendo a su posición y semejanza de facies con la anteriormente citada.

1.10.2 Conglomerados silíceos, limolitas y arcillas (37) Ageniense superior. Turoliense

Se sitúa esta unidad en la mitad nor-occidental de la Hoja adosándose al borde paleozoico de las Sierras de Vicor y Espinar y rellenando la depresión de Codos. También en el ángulo suroccidental de la zona aflora, igualmente en discordancia sobre el Paleozoico. Ha sido estudiada a partir de las secciones de Orera, Miedes Sur y Rambla de Valdemoros, completadas con observaciones puntuales y toma de muestras sueltas.

Litológicamente está constituida por más de 100 m de conglomerados de cantes silíceos alternantes con limolitas y arcillas rojas. Hacia el techo la unidad va haciéndose en general más fina apareciendo en su parte más alta

paleocanales de arenas conglomeráticas y arenas que pueden presentar concentraciones de carbonatados a techo. El color característico del tramo es el rojo y rojo anaranjado. La tendencia general de la unidad es estrato y granodecreciente hacia el techo.

En los tramos detríticos más gruesos aparecen areniscas y microconglomerados (litarenitas) que se presentan en cuerpos más o menos canalizados y que en el borde sur, en la zona de Villafeliche, están formados por granos subangulosos y subredondeados de cuarzo (20-30%), fragmentos de cuarritas y areniscas (20%) y de calizas (15%). Estos últimos se presentan como micríticos unos, recristalizados otros y algo ferruginizados algunos. El cemento es de micrita/microdolomita, recristalizado a dolomita fina. Alrededor de los fragmentos de rocas cuarcíticas y pizarrosas se observan algunas cortezas dolomíticas de grano más grueso, al igual que en algunas zonas de la matriz, representando, probablemente, un cemento pelicular (vadoso) primitivo, sustituido por dolomita, mientras que el resto del cemento procedería de la disolución/precipitación de fragmentos de rocas calizas.

En la parte alta de la unidad, como ya hemos indicado se aprecia una clara tendencia granodecreciente como consecuencia de una disminución de la dinámica de aporte provocada por la progresiva colmatación de la cuenca. En este tramo comienzan a aparecer episodios terrígenos más finos que a techo presentan encostramientos. Las muestras recogidas corresponden a arcillas microdolomíticas con elementos terrígenos (5-20%) (limo y cuarzo y algunos fragmentos de rocas), más o menos recristalizadas (microesparita dolomítica) con señales de bioturbación cierta tendencia pisolítica y mineralización de óxidos de hierro por diagénesis diferencial de zonas bioturbadas. Deben representar "costras" carbonatadas formadas en períodos de tranquilidad o zonas inundadas entre los depósitos de canales fluviales y de colmatación al techo. Esta colmatación podría corresponder a la existencia de una zona de delta lacustre como confirmaría la existencia en algunas áreas de secuencias inversas en episodios detríticos.

Los minerales de la arcilla presentes en esta unidad son caolinita en un porcentaje no superior al 10% e illita y esmectita. Estas proporciones parecen indicar la existencia de un medio con no muy abundante agua de precipitaciones y con tendencia a medio lacustre de salinidad elevada con la consiguiente precipitación de carbonatos, datos que corroboran las secuencias sedimentarias observadas así como la evolución general de la serie.

Los minerales pesados estudiados en distintas muestras de este tramo presentan dos agrupamientos característicos basados en las proporciones de turmalina y zircón, ya que el resto de minerales existentes en la fracción pesada no presenta ninguna característica notable. En los sedimentos situa-

dos en el flanco NE de la cuenca la proporción de zircón se sitúa entre el 40-60%, mientras que la turmalina aparece en porcentajes entre el 15-40%. Por el contrario en el flanco opuesto las proporciones se invierten pasando a dominar la turmalina (45-61%) sobre el zircón (25-35%). Esto puede indicar que en este último borde serían más numerosos los afloramientos de sedimentos del Buntsandstein, ya que la proporción de turmalina aumenta cuando existe este área fuente. Por otra parte, también podría indicar un mayor alejamiento del borde de la cuenca que produciría un resultado similar, dado el mayor peso del zircón, que se deposita antes, mientras que en áreas más internas de la cuenca comienza a dominar la turmalina.

Generalmente, y excepto en algunas zonas basales donde los conglomerados aparecen en forma masiva, los depósitos de esta unidad se organizan en cuerpos tabulares que normalmente tienen una potencia entre 1 y 2 m con bases planas y sin estructuras sedimentarias internas notables. Las direcciones de aporte observadas permiten señalar dos zonas con características propias. La correspondiente al afloramiento sur-occidental presenta direcciones dominantes hacia el NE y NNE, mientras el situado en toda la mitad centro-occidental tiene direcciones generales hacia el SO, si bien es apreciable una zona de aportes preferencial desde la actual depresión de Codos, muy dirigida y que se abre en abanico al llegar a la zona de depósito.

Se trata de unos depósitos de canales poco profundos correspondientes a la zona proximal o media de abanicos aluviales que, desde ambos bordes de la depresión existente, o que se está generando, inician el relleno de la misma. Como es lógico en la base de esta unidad existe una importante discordancia que motiva que la misma pueda apoyarse sobre cualquiera de los materiales paleozoicos existentes en sus bordes.

La atribución cronológica de esta unidad es algo imprecisa, sobre todo en lo que se refiere a su base, dada la ausencia de criterios paleontológicos. El hecho de que este tramo sea equivalente lateral en zonas de borde de otros depósitos internos de la cuenca y que si han podido ser datados, como más adelante indicaremos, justifica la edad Turoliense asignada para el techo de la unidad.

De cualquier modo son varios los yacimientos de Vertebrados localizados en esta unidad como son:

- Las Planas I, II y III en los que se ha citado.

Anchitherium aurelianense, *Gomphotherium angustideus*, *Cainotherium miocaenicum*, *Dicerorhinus sansanienses*, *Amphicyon* sp y *Palaeomeryx* sp.

– Murero con:

Anchiterium aurelianense, *Listriodon Splendens*, *Dicerorhinus sansaniensis* y Rinocerontido indet.

– Valdemoros I-IV

Caenotherium sp, Carnívoro indet, Cérvido indet, Mastodon indet.

– Villafeliche

– Mara

– Miedes

Todos estos fósiles indican edades situadas entre Mioceno inferior y Mioceno medio.

Por otra parte en una muestra tomada para el estudio de micromamíferos en sedimentos pertenecientes a esta unidad, ADROVER, R. ha determinado *Cricetodon iota* MEIN y FREUDENTHAL, *Megacricetodon crusafonti* FREUDENTHAL, *Galerix* sp y *Miesorex* cf. *grivensis* DEPERET, lo que indica zona MN-6 o MN-7 de la biozonación de MEIN (Aragonense superior).

1.10.3 Calizas, margas y arcillas (38). Aragoniense

Afloran exclusivamente en el ángulo sur-occidental de la hoja, en la zona situada al E de Villafeliche. Se ha estudiado a partir de las secciones de Rambla de Valdemoros y Rambla de Vargas.

Esta unidad está constituida por unos 80 m de calizas y margas blanquecinas y niveles de arcillas oscuras. El conjunto se presenta intercalado dentro de la serie detrítica anteriormente descrita (37) y en cambio lateral a ella.

Las calizas son generalmente arcillosas, apareciendo también niveles de concentración de carbonatos que presentan enraizamientos indicando niveles de paleosuelos y, hacia el techo de la unidad, se localizan niveles más compactos de micritas con restos de Ostrácodos y Characeas con zonas, en la matriz, de "grumos" de micrita muy poco cristalina o recristalizada, producidos por actividad algácea.

Los niveles arcillosos son muy ricos en materia orgánica presentando frecuentemente restos de Gasterópodos fragmentados y restos vegetales, así como fauna de mamíferos.

Estas arcillas presentan un contenido débil en sulfatos y su composición mineralógica indica porcentajes de caolinita inferiores al 10%, siendo el resto

illita y esmectita (40-50% cada una) lo que señala tendencia a medios lacustres salados con escasa agua de precipitación en clima semiárido.

La facies sedimentaria puede ser interpretada como correspondiente a un medio en el que se producen encharcamientos de agua no excesivamente profunda, que favorece el desarrollo de la vida tanto animal como vegetal y en el cual se producirían comunicaciones entre las distintas zonas encharcadas con circulación de agua entre ellas, provocando el arrastre, dentro de una dinámica no violenta, de los elementos finos, así como de las conchas de Gasterópodos y restos de mamíferos que de esta forma se concentrarían en determinados niveles.

En algún tramo se ha apreciado la presencia dentro de esta unidad de depósitos detriticos más importantes, constituidos por conglomerados de cuarcitas y areniscas y que podrían corresponder a canales existentes en algunos puntos de esta llanura encharcada.

Tanto en conjunto como en detalle se aprecia en esta unidad una clara tendencia estrato creciente hacia el techo, principalmente de los niveles carbonatados. Estos son generalmente cuerpos de base plana y gran continuidad lateral apreciándose en algún caso bases ligeramente erosivas y estratificación cruzada de bajo ángulo muy difusa.

Los niveles arcillosos suelen presentar laminación paralela muy fina, y, en ocasiones, aparecen estructuras debidas a escape de fluidos. En los niveles detriticos más gruesos antes citados se aprecian bases erosivas y estratificaciones cruzadas, en cuerpos con geometría de canal, con secuencias positivas, excepto un caso en que se ha observado una granoselección negativa que podría corresponder a una zona de implantación de algún pequeño delta lacustre. Las direcciones de corriente medidas en estos cuerpos indican valores sobre los 30° hacia el Norte, lo cual correspondería a aportes transversales desde el borde de la cuenca.

Este tramo resulta muy rico en fauna sobre todo de Micromamíferos habiéndose localizado varios yacimientos que, estudiados por ADROVER, R. han proporcionado:

Galerix sansaniensis (DE BLAINVILLE); *Prolagus oenningensis* VON MEYER; *Lagopsis peñai* (ROYO), *Megacricetodon* cf. *collongensis* (MEIN); *Fahlbuschia clarocensis* (FREUDENTHAL); *Heteroxerus* cf. *grivensis* (MAJOR); *Microdyromys koenigswaldi* DE BRUIN; *Pseudodyromys* sp talla de *P. robustus* DE BRUIJN y *Cainotherium miocaenicum* CRUSA FONT et al.

Este conjunto fáunico indica edades situadas entre la zona MN-4 hasta la MN-6 de la biozonación de MEIN, aunque existen datos (FREUDENTHAL, M. y DAHM, R. comunicación verbal) que permiten situar la base de

la unidad como zona MN-3, quedando por tanto comprendida entre el Aragoniense inferior y la base del Aragoniense superior.

1.10.4 Calizas, dolomías y margas grises (39) y calizas y margas blancas, arenas y arcillas (40). Aragoniense

Afloran estas unidades en el ángulo noroccidental de la hoja constituyendo en conjunto un relieve suavemente alomado. No ha sido posible efectuar ninguna sección, por lo que su descripción se realiza a partir de observaciones puntuales, además de un pequeño tramo estudiado en la sección de Orera.

La unidad dominante (40) es muy compleja litológicamente estando constituida por calizas, margas y arcillas con intercalaciones de tramos arenosos con una potencia superior a los 100 m.

Las calizas son micritas-microdolomitas conteniendo granos de cuarzo (40%) tamaño arena fina a media, en lenticulas irregulares y lechos subparallelos dentro de la masa carbonatada y dismicritas tal vez algo arcillosas, con esparita en fracturillas irregulares derivadas de grietas de bioturbación. La composición mineralógica de las arcillas es fundamentalmente illita (75%) con porcentajes muy bajos de caolinita (5%).

Esta unidad se sitúa concordantemente y, en parte, en paso lateral de facies sobre la serie detrítica inferior (37). Localmente, y como cambio lateral de facies de la unidad principal (40), aparece en la zona de Orera una serie (39) constituida por una alternancia de calizas y dolomías blanquecinas en capas de 30-50 cm y margas de tonos oscuros que alcanza una potencia de unos 80 m. Las calizas se presentan en capas de gran extensión lateral y base plana, sin estructuras internas visibles. En cuanto a la otra unidad (40) además de la gran variabilidad litológica ya citada hay que destacar asimismo la complejidad en cuanto a geometría de depósitos y estructuras sedimentarias que presenta. Los tramos carbonatados tienen bases planas o erosivas, su extensión lateral es muy variable y, en ocasiones, pueden apreciarse vestigios de estratificación cruzada de bajo ángulo. En los términos de arcillas y margas son frecuentes las laminaciones paralelas, apareciendo también estructuras de escape de fluidos y *slumps*; ocasionalmente existen zonas que incluyen cantos dispersos de cuarcita redondeada de pequeño tamaño (menor de 2 cm) generalmente en las proximidades de los puntos donde se localizan los *slumps* con los que posiblemente se encuentren relacionados. También es frecuente la aparición en estos tramos finos de yesos y arcillas yesíferas.

Los tramos arenosos incluidos en esta serie no son muy abundantes y se

presentan como cuerpos no muy extensos lateralmente (menos de 10 m), con una potencia no superior a los 2 m y con bases planas o poco erosivas y laminación paralela siendo el tamaño de grano de fino a medio como máximo.

El medio sedimentario podría asimilarse al de abanico aluvial distal con depósito de calizas, margas arcillosas y yesos, que se justificarían como zonas de encharcamiento más o menos efímero o como zonas interíobulos de los abanicos, pudiendo localmente, aparecer áreas con una sedimentación de características más lacustres y más prolongadas en el tiempo que corresponderían, por ejemplo, a los depósitos de la unidad 39.

La atribución cronológica de estas unidades, dada la carencia de argumentos paleontológicos, se ha hecho exclusivamente en base a las relaciones estratigráficas con las infra y suprayacentes así como a los cambios laterales observados.

1.10.5 Limolitas rojas con yesos intercalados (41) y yesos y arcillas grises (42). Aragoniense superior

Se trata de un conjunto de unos 120 m de potencia que aflora exclusivamente en el borde suroccidental de la hoja, en la zona de Montón y Villafeliche. Su estudio se ha realizado a partir de la sección de Montón.

Está constituido por unos 20-30 m aflorantes de limolitas y arcillas rojas con yeso disperso, frecuentemente cristalizado (41). Sobre este tramo, y acuñándose en dirección E hasta desaparecer, se sitúan unos 100 m de sedimentos fundamentalmente yesos y algunas arcillas, más frecuentes éstas en la parte basal del tramo (42). Los yesos son blanquecinos, frecuentemente alabastrinos, sobre todo en la parte media del tramo, y presentan, en el tramo masivo que aparece a techo, al menos dos zonas con abundantes nódulos de sílex que, en ocasiones, aparecen arrostrados constituyendo prácticamente niveles continuos.

El conjunto se sitúa concordantemente sobre la unidad detrítica inferior (37) y posiblemente, en parte, como paso lateral de ella. Todo el tramo se va acuñando en dirección E llegando a desaparecer como unidad cartográfica unos 2 km al E de Villafeliche. Por el contrario, en dirección O, en la vecina hoja de Ateca este tramo yesífero va ganando potencia alcanzando igualmente una notable extensión.

Aparte del tramo inferior (41), donde se observa un progresivo aumento del porcentaje de yesos hacia el techo de la unidad detrítica, hay que resaltar que, en la unidad superior (42) se acentúa notablemente esta tendencia, apreciándose claras secuencias estratocrecientes en los niveles yesíferos.

ros. Esta salinidad creciente provoca que los niveles arcillosos intercalados en la base de la unidad vayan haciéndose menos importantes hacia el techo, donde llegan a desaparecer totalmente, dando paso como ya hemos indicado a un tramo de yesos masivos que puede superar los 30 m de potencia.

El medio sedimentario en que se depositaron estos materiales corresponde a la zona de tránsito entre las facies distales de abanico aluvial y los sedimentos evaporíticos de centro de cuenca, es decir, un medio de playas salinas.

Como es natural en un ambiente de estas características no hemos encontrado fauna fósil que permita efectuar una atribución cronológica a estas unidades, la cual ha sido realizada por las relaciones estratigráficas con las unidades infra y suprayacentes.

1.10.6 Paleocanales de arenas blancas, conglomerados y limolitas rojas (43). Aragoniense superior-Vallesiense

Se localiza esta unidad en la zona sur-occidental de la hoja y está constituida por limolitas rojas con algún pequeño nivel de conglomerados silíceos y, sobre todo y característico, la presencia de paleocanales de arenas blancas con *lags* de clastos silíceos, dispersos o concentrados en hiladas, y que pueden alcanzar un tamaño de 10 cm.

Esta unidad que puede tener unos 40 m de potencia descansa discordantemente sobre la unidad detrítica inferior (37) siendo sus condiciones de afloramiento bastante deficientes, lo que dificulta su caracterización.

Por las características sedimentológicas observadas, parece corresponder a una facies media o distal de abanico aluvial pero con una dinámica superior a la observada en la facies infrayacente, lo que justificaría la existencia de términos canalizados. Esto podría deberse o bien a un aumento de la pluviosidad debido a un cambio climático, o bien a un levantamiento producido en las áreas de borde de la cuenca, lo que provocaría el aumento dinámico antes citado. Dado que la presencia de esta serie es local y a su carácter discordante, no habiéndose reconocido en otros puntos de la zona, parece más probable la justificación de su existencia por esta última hipótesis, siendo el resultado de un reajuste tectónico local de los marcos montuosos de la cuenca.

La datación de esta unidad se ha realizado gracias a la información verbal facilitada por FREUDENTHAL, M. y DAHM, R. los cuales, en el curso de una investigación que realizan actualmente, han hallado fauna correspondiente a las zonas MN-7, MN8 y MN9 de la biozonación de MEIN (Aragoniente superior-Vallesiense inferior).

1.10.7 Calizas y margas blancas. Conglomerados, areniscas y limolitas rojas (44). (Aragoniente medio a Turoliente)

Aflora esta unidad en la zona de Miedes en el área centro-occidental de la hoja. Está constituida por unos 150 m de sedimentos de litología variada: calizas y margas blancas y conglomerados areniscas y limolitas rojas. Su estudio se ha realizado a partir de la sección de Miedes completada con observaciones puntuales. Se trata de una unidad comprensiva que aparece como cambio lateral de la serie detrítica de borde (37). Su parte superior representa lateralmente a un conjunto de tramos carbonatados y detríticos (unidades 45 y parte de 46) que describiremos más adelante.

La parte inferior (unos 30 m) contiene litarenitas de grano medio a grueso en las que los granos detríticos están cementados por micrita con zonas pseudopisolíticas y otras recristalizadas que corresponderían a zonas más o menos canalizadas en ambiente palustre. También aparecen en este tramo micritas-microdolomitas y microdolomías arenó-arcillosas, con recristalización fina, formando una microestratificación y arcillas dolomíticas bioturbadas con óxido de hierro. Son probablemente depósitos de medio palustre que, hacia el techo, contienen restos de Ostrácodos y Characeas marcando una cierta tendencia lacustre. La mineralogía de las arcillas indica una composición de 90% de illita y 10% de caolinita lo que corrobora igualmente la tendencia lacustre del medio e indica un clima semiárido.

La parte superior de la serie, como ya hemos indicado anteriormente, se corresponde lateralmente con otras unidades que describiremos más adelante. En esta serie que es dominantemente carbonatada, se intercalan, sobre todo en su tramo medio, niveles detríticos de paleocanales de conglomerados y areniscas de base erosiva, con estratificación cruzada y secuencias granodecrescentes.

Los tramos carbonatados son dismicritas con recristalización por actividad algácea y tendencia pisolítica de la matriz con alguna intercalación de biomicritas con Ostrácodos y Characeas.

Los niveles detríticos son literanitas de grano medio con cementos de carbonatos poikilitíticos. En este tramo detrítico se intercalan niveles de microdolomías con recristalización de actividad algácea. En el techo del tramo superior aparece un pequeño tramo evaporítico en el que se producen fenómenos muy avanzados de pseudomorfosis de calcita en yeso.

El conjunto del tramo corresponde a un medio sedimentario palustre con todas las transiciones a palustre efímero o, por el contrario, a palustre-lacustre y zonas más detríticas que significarían un medio de abanico aluvial distal.

La datación de esta unidad se ha realizado en función de los yacimientos de Macromamíferos de Miedes en donde en los catálogos de CRU-SAFONT y TRUYOLS (1954) se cita la existencia de Mastodon del Mioceno medio, así como por la fauna de Micromamíferos localizada en el curso de la realización de este trabajo y en la que ADROVER, R. ha determinado *Prolagus oeningensis* (VON MEYER) además de otros no característicos, y que indica zona MN 5 a MN 8 de la biozonación de MEIN (Aragoniente medio-superior). La extensión de la edad del techo de la unidad hasta el Turoliense se justifica por las relaciones estratigráficas con otras unidades, como ya hemos indicado anteriormente.

1.10.8 Calizas, calizas arcillosas y margas blancas (45). (Aragoniente superior a Turoliense)

Esta unidad cuyas potencias oscilan entre 20 y 100 m, siendo la más frecuente alrededor de los 70 m aflora extensamente en el cuadrante sur-occidental de la hoja, en forma de dos bandas que discurren de forma más o menos paralela al eje de la cuenca. Su descripción se basa en los datos obtenidos en la sección de Miedes Sur completados con observaciones puntuales.

Se trata de un conjunto, claramente diferenciable, de calizas y margas blanquecinas y niveles oscuros de arcillas. Es muy frecuente la presencia de Gasterópodos, restos vegetales carbonizados y restos de Vertebrados. Descansa concordantemente sobre la mayoría de las unidades neógenas descritas hasta ahora (excepto 38) y cambia lateralmente de facies a la descrita en el apartado anterior (44). Cuando la unidad infrayacente es yesífera o los yesos se encuentran próximos lateralmente, y sólo en estos casos, es frecuente la aparición de nódulos de sílex que pueden concentrarse en niveles.

Los niveles calcáreos son microdolomías con pseudopisolitos y micritas con trazas de Ostrácodos y Characeas. En todo el tramo las muestras presentan señales de epigénesis de sulfatos por carbonatos y, en ocasiones, aparecen vacuolas de disolución llenas con calcita, tal vez en relación con parches de sulfatos.

El medio sedimentario correspondería en general a una zona palustre, efímera en muchos casos, con desecaciones locales que favorecerían la existencia de suelos. La presencia de dismicritas con pseudomorfos de yeso indica un medio palustre hipersalino con diagénesis vadosa, con disolución de sulfatos.

En conjunto se trataría pues de una zona con encharcamientos generalizados, no estables, y entre los que podía existir una cierta comunicación y

circulación de agua, quizá provocada por un aumento de precipitaciones en las zonas de cabecera del sistema, que arrastraría los materiales más finos, así como restos de Gasterópodos y Vertebrados que, de este modo, quedarían preferentemente concentrados en algunos niveles.

Como es general en toda la serie neógena, la mineralogía de los niveles arcillosos indica unos bajos porcentajes de caolinita (inferiores al 10%) que confirma la existencia de un medio sedimentario con tendencia lacustre y clima semiárido.

Para la atribución cronológica de esta unidad se han considerado los datos obtenidos no sólo en esta Hoja sino en la de Daroca situada más al Sur. Igualmente se han tenido en cuenta las informaciones de tipo verbal facilitadas por DAHM, R. y FREUDENTHAL, M. producto de una investigación actualmente en curso.

En esta Hoja de Paniza y en la base de la unidad ADROVER, R. ha determinado: *Prolagus oenelingensis* (VON MEYER), *Megacricetodon crusafonti* (FREUDENTHAL), *M. collongensis?* (MEIN), *Trogontherium minutum* (VON MEYER) y *Glirudinus* nov. sp. que indican zona MN 6 de la biozonación de Mein (Aragoniente superior) para esta zona basal de la unidad.

1.10.9 Limolitas rojas con niveles conglomeráticos (46). Turoliente

Aflora esta unidad en la misma zona de la anterior sobre la que se apoya concordantemente. Está constituida por una serie detrítica de conglomerados silíceos en capas de hasta 2 m de potencia con base plana y gran continuidad lateral en la zona más septentrional, alternantes con limolitas rojas. En esta zona el conjunto supera los 50 m de potencia. Por el contrario, al Sur, su potencia se reduce considerablemente al tiempo que los detríticos más gruesos resultan menos importantes siendo dominantes las limolitas y arcillas y apareciendo los conglomerados como cuerpos aislados de escasa potencia y continuidad siendo más frecuente la existencia de cantos aislados dispersos en los sedimentos más finos. Se ha estudiado esta unidad a partir de las secciones de Miedes Sur y Langa.

El estudio de minerales pesados revela un porcentaje superior de zircón (45-60%) sobre el de turmalina (20-35%). Este hecho, que ya había sido observado en la serie detrítica de borde (37) como característico de los aportes provenientes del N y NE, unido a la propia disposición sedimentológica ya citada en esta unidad, con clara disminución de potencias y granulometrías en dirección S y SO, parece indicarnos que estos aportes detríticos hayan tenido esa componente desde el N y NE hacia el S y SO.

Se trataría por tanto de un medio sedimentario de abanico aluvial con mecanismo de canales extensos y poco profundos, observable en la zona septentrional, con capas tabulares de base plana sin estructuras internas visibles, y que evoluciona a zonas distales de abanico en los afloramientos más meridionales con la correspondiente pérdida de energía.

La datación de este tramo, ante la carencia de argumento paleontológico, se ha realizado en base a datos obtenidos en la vecina Hoja de Daroca para las unidades infra y suprayacentes.

1.10.10 **Calizas con alguna intercalación margosa (47). Turoliense-Rusciniense(?)**

Aflora extensamente en el cuadrante SO de la Hoja en forma de extensa meseta de borde más o menos recortado por efecto de la erosión y con escarpes generalmente netos. Su descripción se realiza en base a los datos obtenidos en la sección de Langa completados con observaciones puntuales.

Se trata de una unidad carbonatada, tradicionalmente conocida en la literatura geológica como "Caliza del Páramo" constituida por un máximo, en esta Hoja, de 25 m de calizas y margas destacando el hecho de que las calizas se van haciendo dominantes hacia el techo llegando las margas a desaparecer totalmente.

Son dismicritas con trazas de Ostrácodos y Gasterópodos, con tendencia pisolítica de la matriz y con relleno de esparita en relación con canalillos de bioturbación. También hay biomicritas con Characeas, Ostrácodos y Gasterópodos, matriz con recristalizaciones y "grupos" de actividad algácea.

Los niveles margosos son dominantes en la base de la unidad, apareciendo a continuación un tramo medio de alternancias con calizas en el que existen arcillas oscuras con abundantes restos de Gasterópodos y materia orgánica. A techo de la unidad, como ya hemos indicado, desaparecen estos términos siendo este tramo dominante calizo.

En los niveles calizos son frecuentes las bases irregulares y son cuerpos de extensión lateral considerable. En ocasiones se han observado trazas de estratificación cruzada en algunos niveles.

El medio sedimentario en que se han depositado estos materiales sería palustre-lacustre con tendencia a ser más lacustre hacia el techo de la unidad.

Igualmente hay que destacar la existencia de variaciones laterales importantes en las calizas, que pasan de calizas micríticas con Gasterópodos en la zona de Langa, a micritas algales e incluso calizas tobáceas con abundancia de raíces, tubos, etc., hacia el O y S.

Esto podría indicar, de forma general, que la zona más profunda y más estable en cuanto a lámina de agua se situaría en dirección NE (con respecto a la cuenca neógena) correspondiendo a las micritas con Gasterópodos y constituyendo el resto de las facies zonas más marginales del medio lacustre.

La atribución cronológica de este tramo se ha realizado en función de las relaciones estratigráficas con otras unidades no sólo en esta Hoja, sino en la situada más al Sur (Daroca, área de Velilla).

1.10.11 **Limolitas rojas y conglomerados (48 y 49) (GR₁h). Rusciniense**

Se trata de un conjunto aflorante en la zona centro-meridional de la Hoja, donde recubre una extensión bastante amplia con un modelado en suaves colinas y amplios valles.

Las condiciones de afloramiento no son buenas pero observaciones realizadas en la vecina Hoja de Daroca permiten caracterizarlo como un conjunto detrítico que descansa discordantemente sobre las "Calizas del Páramo" (47) y que puede alcanzar una potencia de 60-80 metros.

Se pueden diferenciar dos tramos, a su vez discordantes entre sí, y con características bastante similares. Se trata de dos conjuntos detríticos constituidos por limolitas rojas y niveles de conglomerados en paleocanales, con la particularidad de que, en la unidad inferior (48) los clastos son, fundamentalmente, oncolitos (que pueden llegar a los 10 cm) mientras que en la superior (49) los clastos son de calizas mesozoicas y silíceos. En ambas unidades es muy frecuente la existencia de niveles con carbonatos dispersos posiblemente representativos de paleosuelos.

Las direcciones de aporte medidas en los paleocanales en zonas próximas indican aportes paralelos al eje de la cuenca o casi paralelos.

El medio sedimentario debe corresponder a zonas con depósitos de materiales de origen fluvial y que se sitúan como extensivos sobre los materiales ya depositados en la cuenca, de tal modo que el tramo inferior (48) removilizaría en parte estos sedimentos de modo que los oncolitos que aparecen en los paleocanales serían heredados de la propia cuenca. Por el contrario el abanico superior (49) más reducido en extensión que el anterior, presenta en sus paleocanales elementos alóctonos que procederían, al menos en parte, de los marcos montuosos de la cuenca.

Por otra parte, es importante señalar que tanto la disposición de estos materiales como las direcciones de aporte medidas, en esta Hoja y en la vecina de Daroca, en esta unidad excluyen totalmente cualquier posible alimentación a la cuenca procedente del borde SO, indicando, en cambio, aportes de los bordes E y SE, lo cual debe responder seguramente a un

levantamiento de las Sierras de Pelarda y Cucalón (Hojas de Segura y Moruela).

La atribución cronológica de estas dos unidades se ha hecho, al igual que en las anteriores, por su posición relativa con respecto a otras unidades infra y suprayacentes en las que sí ha sido posible realizar una datación precisa.

Asociada a esta unidad aparece una formación superficial que generalmente no rebasa 1 m de potencia y se ha representado como GR_1h .

1.10.12 Calizas con alguna intercalación margosa (50). Rusciniense

Esta unidad aflora bastante extensamente en la zona centro meridional de la Hoja presentándose como un relieve bastante tabular aunque con escarpes no excesivamente marcados. Su estudio se ha realizado principalmente a partir de datos obtenidos en la vecina Hoja de Daroca donde esta unidad se encuentra mejor expuesta y completándolo con datos de muestras sueltas.

La potencia en esta zona es del orden de los 5-7 m y se trata de calizas con alguna intercalación margosa que descansan concordantemente sobre la unidad anterior. Son micritas con cuarzo (10%) disperso, contienen restos de Ostrácodos, Characeas y Gasterópodos y óxidos de hierro en relación con actividad algácea. Aparecen también zonas esparcidas en amígdalas irregulares tal vez relacionadas con disolución de restos y zonas bioturbadas.

Todo ello indica un medio palustre y/o lacustre, sin que en ningún caso la lámina de agua existente fuese muy importante. Este ambiente, correspondiente al depósito de esta unidad, resulta claramente más restringido que los descritos en apartados anteriores, pudiéndose observar, en conjunto, cómo la cuenca de sedimentación va quedando confinada cada vez más hacia el E y NE, correspondiendo este tramo al episodio final de colmatación de la misma e iniciándose a partir de él un ciclo sedimentario de características distintas.

La datación de esta unidad ha sido posible gracias a la fauna localizada en Villarroya (Hoja de Daroca) en donde en materiales de esta misma unidad, ADROVER, R. ha determinado: *Apodemus dominans* KRETZOI; *Apodemus jeanteti* MICHAUX; *Trilophomys pyrenaicus* (DEPERET); *Stephanomys medius* CORDY y *Prolagus michauchi* LOPEZ que indican una zona MN 14 de la biozonación de MEIN (Rusciniense inferior).

1.10.13 Limolitas rojas con cantos silíceos (51) (MP₆P). Rusciniense-Villanyense

Corresponde esta unidad a un depósito existente en la zona centro-meridional de la Hoja al Norte de Langa del Castillo.

Se trata de limolitas más o menos arenosas de tonos rojos y pardo-rojizos que engloban cantos, en mayor o menor proporción según las zonas, de cuarzo y cuarcita fundamentalmente, subangulosos o subredondeados con tamaño máximo de 8 cm y media de 3 cm. La potencia observada en los escasos cortes existentes no rebasa los 2 m si bien debe alcanzar en algunos puntos al menos los 10 metros.

Corresponde a un depósito modelado en glacis, que actualmente está bastante mal conservado, y que enraíza en los macizos paleozoicos situados al N para, con una dirección aproximada S y SSE apoyarse sobre los términos carbonatados descritos en el apartado anterior. La pendiente observada en este depósito es del orden del 2%. En el mapa de formaciones superficiales aparece como MP₆P.

1.10.14 Conglomerados silíceos y limolitas rojas. Ocasionalmente costra carbonatada a techo (52) (MP₅P). Rusciniense-Villanyense

Aflora como una extensa meseta de bordes netos y escarpe bien marcado en una zona situada al E de Miedes.

Se trata de un conjunto con menos de 10 m de potencia compuesto por limolitas rojas con paleocanales de conglomerados de cantos silíceos, redondeados, con una potencia máxima observada de 1,5 m y extensión lateral reducida. A techo presenta localmente encostramientos importantes apareciendo tablas calcáreas, en ocasiones con un bandeadío característico, de hasta 20 cm de espesor.

Su disposición y la morfología que presenta parecen indicar un depósito que podría corresponder a una zona distal de glacis que proveniente del entrante de Codos habría penetrado en la cuenca con dirección O-SO. Figura como MP₅P en el mapa de formaciones superficiales.

1.10.15 Conglomerados silíceos y limolitas rojas (53). Costras calcáreas (54) (MP₇P). (Rusciniense-Villanyense)

Estas unidades se localizan en el ángulo nor-oriental de la Hoja en la zona correspondiente ya a la Cuenca del Ebro.

Son depósitos (53) muy extensos que se desarrollan desde el borde

paleozoico hacia el interior de la cuenca, están constituidos por limolitas rojas y conglomerados de cantos silíceos que, en las zonas proximales constituyen capas potentes (2-3 m) y que en facies más distales van perdiendo potencia hasta quedar reducidas a cantos dispersos dentro de las limolitas. En conjunto se trataría de depósitos correspondientes a un sistema de abanicos aluviales.

Es frecuente la aparición de carbonataciones difusas que, en ocasiones, alcanzan gran desarrollo dando verdaderos niveles calcáreos (54) con potencia de hasta 2 m en los que se puede apreciar en determinados puntos unos limos calcáreos rosados en la base y, a techo, la costra calcárea que engloba cantos silíceos. En el mapa de formación superficiales se ha representado como MP₇P.

1.11 CUATERNARIO

Los recubrimientos cuaternarios son bastante abundantes en el ámbito de la Hoja. Si bien en algunas ocasiones se ha prescindido de su cartografía, bien porque su importancia no fuera excesiva o bien porque enmascarara el substrato en zonas en las que resultaba más interesante la representación del mismo. Siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto se incluye en esta memoria un mapa de formaciones superficiales, haciéndose referencia, en cada apartado de descripción de unidades cuaternarias, a la sigla correspondiente en la leyenda de dicho mapa.

1.11.1 **Limos arcillosos pardo-rojizos con abundantes cantos de cuarcita (55) (MP₄i). Pleistoceno**

Afloran en la misma zona que la unidad anterior en la que se encajan ligeramente constituyendo el relleno de una zona algo deprimida que alcanza gran desarrollo sobre todo en la Hoja situada al N (La Almunia). Forma una superficie horizontal muy monótona donde se sitúan la mayor parte de los viñedos de la zona vecina de Cariñena.

La constitución litológica es de limos-arcillosos marrón rojizo, con abundantes cantos angulosos dispersos de cuarcita y, en menor proporción de pizarra. Probablemente estos materiales proceden de la degradación de la unidad anteriormente descrita (53). En el mapa de formaciones superficiales se han representado estos depósitos con la sigla MP₄i.

CUADRO RESUMEN DE FORMACIONES SUPERFICIALES

Unidad Cartog.	Interv. Esp. M.	Textura	Ambiente sedimentario	Excavabilidad y cementación	Posición fisiográfica topográfica	Drenaje Erodabilidad	Riesgos	Cronología	Usos
F _{1n}	1-5	Gravas silíceas y ocasionalmente limos	Fluvial. Llanuras aluviales y fondos de vaguadas		Fondo de valle. Terreno plano	Excesivamente drenado. Erosión hídrica moderada en surcos	Avenidas. Inundaciones	Holoceno	Aridos
F _{2pt}	1-15	Gravas, limos y arcillas	Fluvial Abanico aluvial	Fácilmente excavable	Como de deyección. Pendiente cóncava. Terreno ondulado	Bien drenado	Avenidas	Pleistoceno	
GR _{1h}	1-2		Gravedad-Vertiente. Vertientes regularizadas	No cementado	Vertientes. Terreno ondulado	Erosión hídrica moderada a ligera en surcos		Holoceno	Agrícola
GR _{2h}	1-10	Gravas y bloques con matriz limo-arcillosa	Gravedad-Vertiente Coluviones		Pendiente cóncava. Terreno ondulado		Deslizamientos		
MP _{1s}	1-3	Gravas silíceas	Depósitos de glacis y distales de abanicos	Excavable por medios mecánicos. Cementación extremada	Mesetas y pendientes cóncavas. Terreno plano o casi plano	Bien drenado. Erosión hídrica ligera en surcos		Pleistoceno superior	Forestal Aridos
MP _{2m}	0,5-3				Planicie. Terreno plano o casi plano	Bien drenado. Erosión hídrica moderada a ligera en surcos		Pleistoceno medio	
MP _{3i}	1-3	Gravas silíceas, limos y arcillas		Mesetas. Terreno plano o casi plano				Pleistoceno infer.	
MP _{4i}	1-5								Agrícola
MP _{5p}	1-7	Gravas silíceas							Agrícola Aridos
MP _{6p}	1-20	Gravas silíceas con matriz limo arcillosa	Fácilmente excavable Débilmente cementado	Pendiente cóncava. Terreno ondulado a plano	Bien drenado. Erosión hídrica moderada en surcos			Plioceno	Forestal
MP _{7p}	1-5	Gravas silíceas con abundante cemento carbonatado	Débilmente cementado a extremadamente cementado. Excav. por m. mec.	Planicie. Terreno plano o casi plano	Bien drenado. Erosión hídrica moderada a ligera en surcos				Agrícola

1.11.2 Cantos de cuarcitas y pizarras con matriz limo-arcillosa. Abanico aluvial (56) (F₂pt). Pleistoceno

Han sido atribuidos a esta edad una serie de depósitos que aparecen adosados a los bordes occidentales de los macizos paleozoicos de la Sierra de los Pilones y Sierra del Peco.

Presentan una morfología bastante degradada de abanicos y están constituidos litológicamente por un conjunto de cantos de cuarcitas y pizarras, procedentes de los marcos paleozoicos, englobados en una matriz limo-arcillosa de tonos pardos. En el mapa de formaciones superficiales figura como F₂pt.

1.11.3 Conglomerados silíceos, en ocasiones cementados. Glacis (57, 58, 59, 60, 61 y 62) (MP₁s, MP₂m y MP₃i). Pleistoceno

Se incluyen en este apartado los numerosos depósitos que, con morfología de glacis, aparecen en el ámbito de la Hoja.

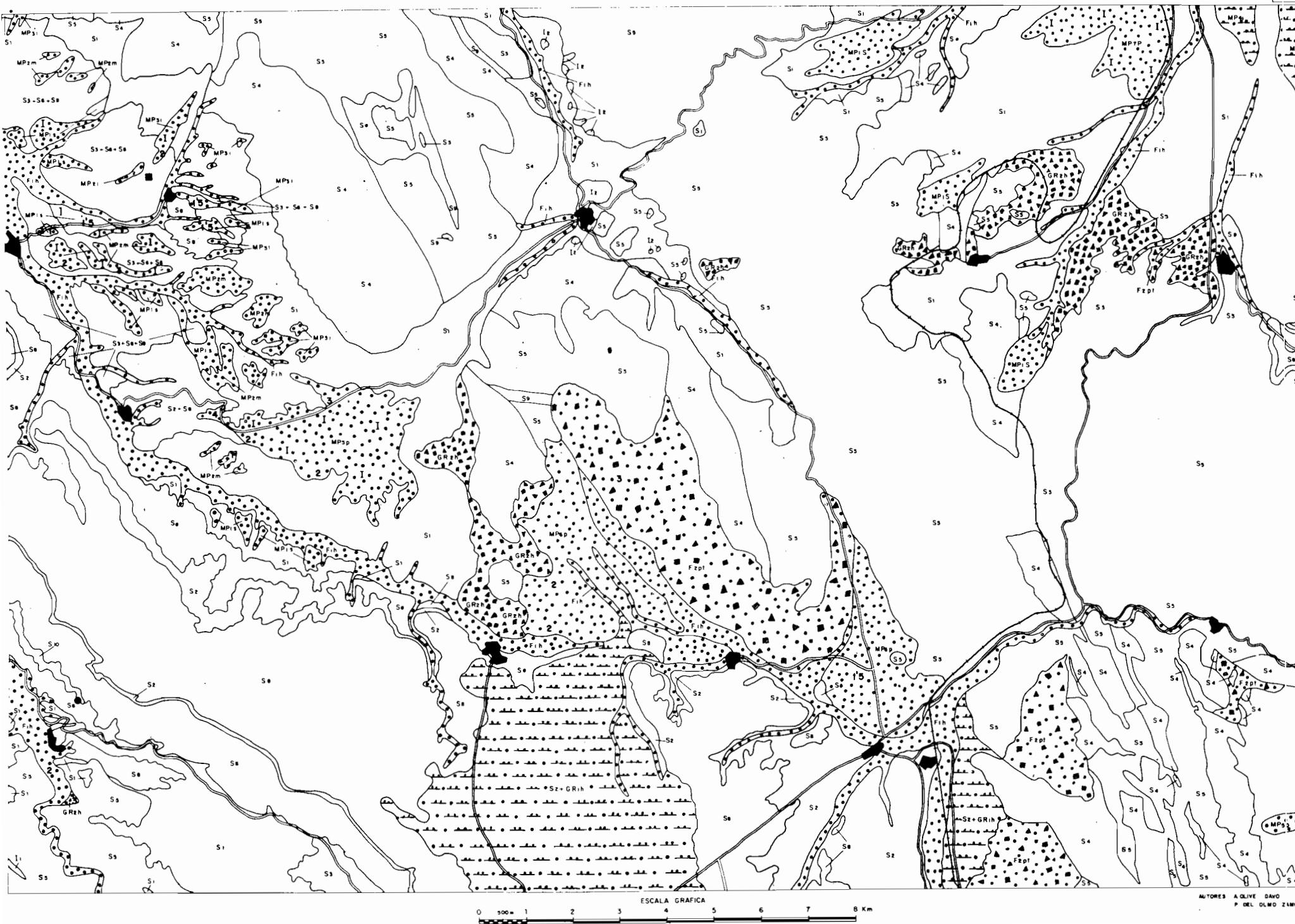
En el ángulo nororiental se localizan algunos de ellos, bastante extensos, pero es sin embargo en la zona del río Perejiles donde alcanzan mayor complejidad y desarrollo.

En este área han podido ser cartografiados cinco niveles constituyentes de un sistema de glacis encajados y que se sitúan a distintas alturas sobre el actual cauce del río Perejiles. Las cotas a las que se presentan son difíciles de estimar debido al derrame frontal y lateral existente de los materiales que los componen, aunque, a título indicativo, podrían situarse en + 5; + 20; + 30; + 60 y + 140, si bien este último es problemático ya que coincide en cota con la superficie de Miedes (52), aunque al estar desconectado de ella la correlación es incierta.

Su génesis debe estar relacionada con variaciones del nivel de base regional constituido por el Jalón, del cual es afluente el río Perejiles, habiéndose observado en zonas situadas al Norte cómo algunos niveles de glacis de este sistema pasaban a terrazas fluviales. (HOYOS et al 1979).

La constitución litológica es similar en todos ellos, tratándose de gravas cuarcíticas que pueden alcanzar potencias de más de 3 m y en las que son muy frecuentes los encostramientos carbonatados que, en algunos niveles, son generalizados. Los clastos son subangulosos a subredondeados con tamaños máximos del orden de 15 cm y englobados en una matriz limo-arcillosa. Son relativamente frecuentes las zonas en las que esta matriz es dominante, no existiendo cantos, o si acaso, en pequeña proporción.

Es igualmente frecuente la existencia de un nivel edáfico importante



LEYENDA

FORMACIONES SUPERFICIALES

GENES.	FLUVIAL	GRAVEDAD	MIXTO O POLIGENICO	DESCRIPCION		TEXTURAL
				SIG.	TEXTUR.	
				Fond. vaguada	Conos y abas	Gravas y bloques subangulosos de cuarcitas y pizarras principalmente. Matriz limo-arcillosa.
				TEXTUR.	Coluviones, aluv. dep. ladera	
				GR ₂ h		
				F ₂ pt		
				F ₁ h		
				MP ₁ s, MP ₂ m	MP ₃ l, MP ₆ p	Gravas subredondeadas de cuarcita. Matriz limo-arcillosa
				GR ₁ h	MP ₄ l	Limos, arcillas y gravas de cuarzo y cuarcita y, ocasionalmente de caliza subredondeadas.

SUBSTRATO

I₁ - Diques de cuarzo blanco. No ripable. Alteración nula.

I₂ - Riolitas, dacitas y tuifitas gris oscuro con tonos verdosos. No ripable. Extremadamente cementado. Alteración media, erosión laminar.

S₁ - Conglomerados de cantos cuarcíticos, subredondeados en capas de 0,5 m a masivas, alternantes con limolitas. Rojo a rojo anaranjado. Ripables. Baja alteración. Erosión severa a moderada en cárcavas.

S₂ - Limolitas alternantes (con conglomerados de cantos cuarcíticos, subredondeados, fuertemente cementados en capas de 0,5 a 1 m. Rojo a rojo anaranjado. Ripables. Baja alteración. Erosión moderada en cárcavas y surcos.

S₃ - Arenas silíceas conglomeráticas débilmente cementadas y limolitas. Ripables. Colores blancos y amarillentos. Baja alteración. Erosión moderada a severa en surcos.

S₄ - Cuarcitas de grano grueso (conglomeráticas) a medio alternando con pizarras en bancos de hasta 2,5 m de potencia. Blancas y gris claro. No ripables. Extremadamente cementado. Alteración nula. Erosión laminar.

S₅ - Pizarras y cuarcitas de grano fino a medio. Alterándose en bancos de 0,30 a 2 m. de potencia. Gris claro a gris oscuro. Ripables por medios mecánicos. Tramos cuarcíticos potentes no ripables estando extremadamente cementados. Alteración media en pizarras y nula en cuarcitas. Erosión ligera en surcos.

S₆ - Arcillas y yesos rojos con tonos abigarrados. Ripables. Alteración baja. Erosión severa en cárcavas.

S₇ - Margas con delgadas intercalaciones calizas gris amarillentas. Ripables. Alteración media, erosión ligera en surcos.

S₈ - Calizas con algunas intercalaciones de margas. Capas de 0,2 a 1 m. Colores blanco y blanco grisáceo con algún nivel negro. Ripables con medios mecánicos. Alteración baja. Erosión moderada en surcos.

S₉ - Dolomías y calizas en capas de 0,20 a 2 m. Gris oscuro a gris amarillento. No ripables. Extremadamente cementado. Alteración nula a baja. Erosión moderada a ligera.

S₁₀ - Yesos masivos. Blancos a blanco grisáceo. Ripables con medios mecánicos. Alteración baja. Erosión moderada a severa en surcos.

SIGNOS CONVENCIONALES

ESPESORES

1,8 Espesor visto

ENCOSTRAMIENTOS

I Cementación por carbonatos

OBRAS HUMANAS

■ Núcleos urbanos
— Carreteras
— Ferrocarriles

EXPLOTACIONES

● Activas
■ Inactivas

infrayacente a estos depósitos. En el mapa de formaciones superficiales y en función de su posición relativa figuran con las siglas MP₁s; MP₂m y MP₃i.

1.11.4 **Cantos de cuarcitas y pizarras con matriz limo-arcillosa. Coluviones (63) (GR₂h). Holoceno**

Si bien son abundantes los recubrimientos por coluvionamiento en la zona de estudio, hemos considerado más conveniente interpretar los materiales subyacentes, y únicamente en los casos en que esta interpretación resultaba aventurada han sido representados cartográficamente.

Generalmente se trata de depósitos constituidos por cantos y bloques, fundamentalmente cuarcitas, areniscas cuarcíticas y pizarras adosadas a los relieves paleozoicos y que se encuentran englobadas en una matriz limo-arcillosa parda. Figuran como GR₂h en el mapa de formaciones superficiales.

1.11.5 **Gravas, arenas y arcillas. Aluvial (64) (F₁h). Holoceno**

Se incluyen en este apartado todos los sedimentos aluviales depositados en los valles de los ríos y arroyos existentes en la Hoja, de potencia variable pero que normalmente no rebasa los 2-3 metros.

Son fundamentalmente gravas cuarcíticas, arenas y arcillas siendo dominantes las fracciones más gruesas en los tramos de cabecera. Hacia el Este pueden aparecer también clastos calcáreos provenientes de los términos calizos neógenos. En el mapa de formaciones superficiales se han señalado como F₁h.

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 (vulcanismos jurásicos, ofitas triásicas, etc.) es ciertamente reducida.

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

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

2.1.1 Tectónica del zócalo hercínico

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

La esquistosidad S1, desarrollada como consecuencia del aplastamiento generalizado que acompañó a esta fase principal, es de flujo en las rocas esencialmente pelíticas y de fractura en las rocas samíticas, más competentes. En la mayor parte de los pliegues su posición, al igual que la de los

planos axiales de los pliegues, es erguida con buzamientos entre 70° y 80°. Sin embargo en la región de Las Nogueras adopta una posición tendida que se corresponde con una estructura en forma de pliegue tumbado.

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

2.1.2 Tectónica Alpina

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

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

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

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

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

4.— Etapa de “downwarping”. El estiramiento regional y el adelgazamiento cortical se hacen más importantes 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-SW). Después del plegamiento, posiblemente a partir del Mioceno medio, la región fue sometida a estiramiento. En la Cadena se reconocen al menos dos períodos distensivos (VIALLARD 1979) uno que origina fallas longitudinales (NO-SE) y 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 zonas se aprecian señales de una relativamente intensa actividad tectónica intracuaternaria que puede llegar a ser muy reciente.

2.2 DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

De los niveles estructurales típicos de la Cordillera Ibérica: Basamento hercínico plegado, Tegumento triásico, Nivel de despegue del Keuper, Cobertura jurásico-cretácea, Cobertura terciaria plegada y Cobertura terciaria postorogénica, los mejor representados en la hoja de Paniza son el primero y el último.

Los materiales hercínicos de las Cadenas Ibéricas Occidentales (borde suroeste de la hoja) son continuación de la franja tectonizada de la margen derecha del Jiloca que constituye una estrecha franja en la que los materiales cámbicos tienen una orientación preferente NO-SE y se ven afectados por fallas inversas de la misma dirección. Probablemente han sido reactivadas en régimen compresivo durante las fases alpinas ya que en los alrededores de

Daroca (hoja 26-18) materiales del Mioceno inferior más alto están cabalgados por la dolomía de Ribota. Al Norte de Murero existe una pequeña fosa tectónica de edad pérmica, rellena por sedimentos del Buntsandstein también reactivada posteriormente.

En las cadenas Ibéricas Orientales podemos distinguir siguiendo a CARLS (1962, 1965) las siguientes unidades estructurales:

— Falla de Datos (Codos). Separa las unidades de Herrera (al NE) de la de Badules (al SO).

Se trata de una falla inversa de gran ángulo y orientación NO-SE. La brechificación en el plano es muy importante, los saltos pueden llegar a 5 kilómetros en Badules (hoja 26-18: Daroca). Es evidente que esta falla ha actuado bajo régimen distensivo durante el Pérmico como lo demuestran las intrusiones volcánicas de esa edad de Codos y otras muy numerosas a lo largo del accidente. Fallas pertenecientes a este sistema han sido movilizadas bajo compresión en tiempos alpinos (Cucalón-Ferreruela) y probablemente bajo distensión en el Mioceno y Plioceno.

— La Unidad de Badules se caracteriza porque los materiales cámbicos presentan una orientación constante NO-SE y NNO-SSE con pliegues erguidos ligeramente vergentes al NE y desarrollo de la esquistosidad de plano axial. Son frecuentes las fallas inversas que causan repeticiones en la serie. No aparecen desgarres siendo la continuidad lateral de las estructuras muy apreciable.

— La Unidad de Herrera. Se caracteriza por la tectónica de fractura con individualización de fosas y *horst* en ocasiones estrechos y alargados que afectan a materiales del Cámbrico superior, Ordovícico y Silúrico. Esta tectónica de fractura ha sido removilizada en tiempos recientes siendo la responsable del hundimiento del Paleozoico hacia la fosa del Ebro.

A partir del Mioceno medio la zona actúa en régimen distensivo creándose la Cuenca de Calatayud-Teruel. El Neógeno se presenta en disposición sub-horizontal llenando la depresión con suaves buzamientos hacia el NE en el flanco S y hacia el SO en el N.

Con posterioridad, y localmente, pueden producirse reajustes del borde de la Cuenca con generación de estructuras anticlinales y fallas normales (Zona de Villafeliche) quizás relacionados con una importante fase de fracturación que, regionalmente, se localiza como posterior al Ruscinense, y que es la responsable de la aparición, en hojas situadas al Sur, de la Fosa del Jiloca.

3 GEOMORFOLOGIA

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

Existen en este área, como en otras zonas de la Cordillera Ibérica tres dominios morfoestructurales que vienen representados por los afloramientos de los materiales paleozoicos, mesozoicos y paleógenos-neógenos, ocupando el primero y el tercero la casi totalidad de los afloramientos de la hoja. Lógicamente la acción de los procesos erosivos sobre los mismos impri-me unos modelados estructurales peculiares, que resultan de la diferente resistencia de las rocas a los agentes externos y de la disposición estructural de los mismos.

El dominio morfoestructural paleozoico se localiza en una ancha banda, que con dirección NNO-SSE atraviesa totalmente la hoja y está constituida por cuarcitas y pizarras del Cámbrico, Ordovícico y Silúrico. En este dominio solamente ha sido posible diferenciar algunas *líneas de capa dura*, de no gran continuidad debido a que es frecuente que las alineaciones se encuentren interrumpidas por fallas. Igualmente corresponden a este dominio morfo-estructural los afloramientos existentes en el ángulo SO de la Hoja, al S de Villafeliche, constituidos por pizarras, areniscas y dolomías del Cámbrico, si bien en esta zona no se observan rasgos geomorfoógicos dignos de cartografiarse.

En líneas generales el relieve de estos macizos paleozoicos es bastante notable y en sus vertientes es frecuente observar la presencia de canchales y recubrimientos de detritus que, en ocasiones, presentan morfología de *abanicos* (conos de deyección) y que tapizan local o totalmente las laderas.

Los clastos constitutivos de estas vertientes son, sin duda, gelifractos generados por procesos de crioclastia en etapas frías y húmedas del Cuaternario. La movilización de estos clastos en vertiente acaba por regularizar el perfil (*vertientes regularizadas*) que al final adquiere las típicas formas cóncavo-convexas. Este proceso puede ser considerado como general en las áreas ocupadas por los afloramientos paleozoicos si bien, debido precisamente a su extensa generalización, no ha sido representado en la cartografía.

En ocasiones, como es el caso del río Huerva y el arroyo de Villalpando el deslizamiento hacia abajo de los detritus alimenta a *valles de fondo plano* relativamente amplios, que en la actualidad seguramente poseen una

importante circulación subálvea. La unión del fondo plano de los valles con las vertientes se realiza mediante una concavidad de enlace.

El dominio morfoestructural representado por el afloramiento de materiales mesozoicos y paleógenos se circunscriben a una pequeña área existente en la zona central del borde oriental de la hoja. La acción de los procesos erosivos sobre estos materiales produce un conjunto de *crestas* y líneas de capa dura de escasa continuidad debido a la escasez de extensión del afloramiento y a la fuerte tectónica que los afecta.

El tercer dominio morfoestructural existente en la hoja es el constituido por los materiales neógenos, ampliamente representados en la mitad sur-occidental de la zona, así como en el ángulo nororiental de la misma. La disposición de estos sedimentos es dominante horizontal, excepción hecha de una pequeña zona, en el ángulo SO de la hoja, al S de Villafeliche, en donde están afectados por tectónica, presentando algunos buzamientos notables en las proximidades de los afloramientos paleozoicos.

La característica más notable dentro de este dominio es la presencia de *relieves tabulares* de bordes dentados provocados por la acción erosiva fluvial remontante. El *escarpe* de estos relieves es muy neto y resulta del ataque de la erosión sobre materiales de diferente resistencia a la misma, calizas y limolitas fundamentalmente. Es conveniente destacar la existencia de abundantes *dolinas* y *uvalas* sobre la superficie de estos relieves tabulares. La presencia de varios niveles de calizas neógenas trae como consecuencia que se generen modelados en replanos y gradas como consecuencia de la erosión diferencial ya citada.

Estos relieves tabulares pueden aparecer, en parte, recubiertos por formaciones detríticas apareciendo entonces una morfología de lomas y valles suaves y extensos que presentan un tapizado bastante constante en sus vertientes. Estimamos que se trata de vertientes regularizadas por los procesos anteriormente señalados al describir el dominio morfo-estructural de los materiales paleozoicos.

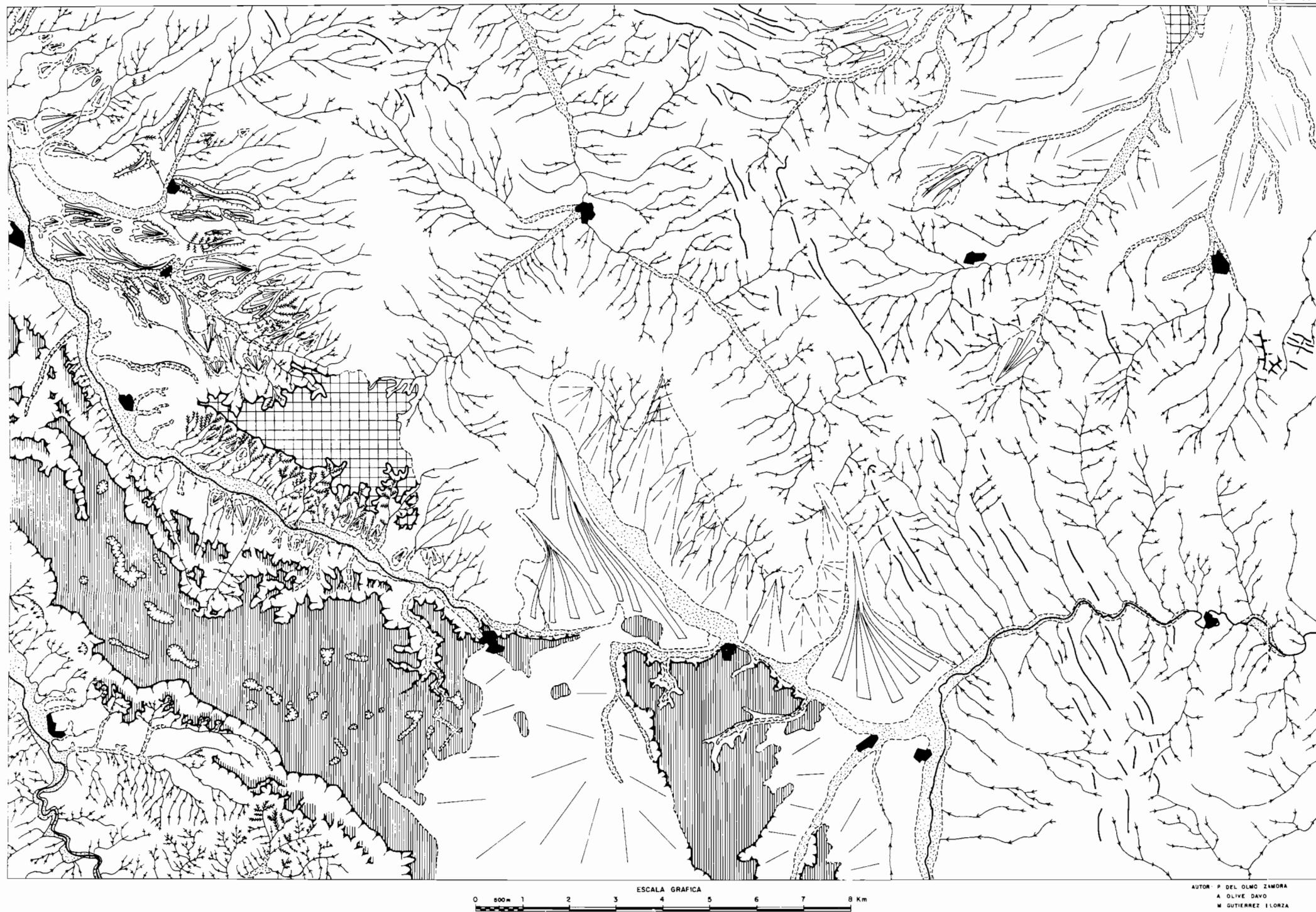
Por otra parte, el modelado de los materiales detríticos infrayacentes a las calizas queda caracterizado, básicamente, por el ataque intenso de la red fluvial, siendo muy frecuente, y en ocasiones espectaculares, las *cárcavas*. Las vertientes existentes en estos materiales presentan una cobertura de detritus aunque, a veces, carecen de la misma. El fuerte poder erosivo de las aguas que inciden linealmente y con facilidad en estos materiales trae como consecuencia el desmantelamiento de posibles depósitos de vertientes anteriormente generados bajo circunstancias climáticas favorables.

Es conveniente reseñar también la existencia de una *superficie con depósito*, en la zona de Miedes, posiblemente generada como suma de varios

PANIZA

438
26 - 17

MAPA GEOMORFOLOGICO



- MODELADOS ESTRUCTURALES**
- Crestas
 - Línea de capa dura
 - Sentido del buzamiento
 - Relieves tabulares
- MODELADOS DEPOSICIONALES**
- Glacis
 - Superficies con depósito
 - Valles de fondo plano
 - Terrazas bajas y/o llanura de inundación
 - Canos de drenaje y/o abanicos aluviales
- VERTIENTES**
- Vertientes regularizadas
 - Deslizamientos rotacionales
- FORMAS KARSTICAS**
- Dolinas y uvalas
- RED FLUVIAL**
- Cauces activos
 - Barrancos de incisión lineal
 - Cáravas
- ESCARPES**
- Escarpe en relieves tabulares (> 50 m)
 - Escarpe en relieves tabulares (< 50 m)
 - Escarpe neto (glacis, terrazas, superficies, etc.)
- MODELADO ANTROPICO**
- Núcleos urbanos
 - Canteras

procesos. De cualquier modo la génesis de la misma resulta imprecisa ya que no encontramos datos fehacientes que permitan emitir una hipótesis.

En el ámbito de la Hoja existen modelados deposicionales correspondientes a *glacis*. El más antiguo aparece al N de Mainar en la zona meridional de la Hoja y se presenta como una forma bastante degradada con una cobertura de cantos heterométricos estimándose su edad como pliocuaternaria por comparación con otros situados en áreas próximas.

Además de este nivel de *glacis* más antiguo, aparecen en la Hoja otros, que se localizan en el ángulo nororiental y, sobre todo, en el valle del río Perejiles. En esta última zona la importancia de estas formas es notable no sólo en cuanto a su extensión superficial sino fundamentalmente, debido a la existencia de cinco niveles distintos localizados a diferentes alturas sobre el cauce. Estos niveles posiblemente relacionados con niveles de terrazas del río Jalón, del cual es afluente el Perejiles se encuentran colgados con respecto al nivel de base actual del río, presentando generalmente un escarpe neto, si bien en zonas más próximas al río Jalón, al Norte, se han citado niveles de *glacis* que empalman con terrazas del mismo. Es lógico, pues, pensar que las condiciones que han generado estas superficies de *glacis* sean de tipo climático y estructural e íntimamente relacionadas con las que hayan afectado al río Jalón. (HOYOS et al 1979.)

La red fluvial se encuentra dominada por dos tipos de valles. Por una parte y, fundamentalmente en las zonas de cabecera los valles son *barrancos de incisión lineal* que, en el dominio morfoestructural paleozoico, son prácticamente los únicos existentes. El otro tipo de valles existente corresponde a los *valles de fondo plano* que se desarrollan preferentemente en las zonas de menor pendiente. La arteria fluvial principal en la zona es el río Jiloca, si bien solamente un pequeño tramo de su curso penetra en el borde SO de la Hoja donde da lugar a una *llanura de inundación* relativamente extensa. También se puede destacar la notable frecuencia con que aparecen *deslizamientos rotacionales* en las laderas que alimentan a los valles y de los cuales solamente se han representado los más importantes.

La historia geomorfológica del área resulta en parte imprecisa debido a la inexistencia en la misma de superficies de erosión y otros procesos que son generales en áreas próximas. Es por esta razón por la que debemos referir, en cierta medida, la historia geomorfológica de la Hoja a la de zonas de su entorno. Es conocido que, con posterioridad a la generación de la extensa superficie de erosión pliocena tuvo lugar una importante deformación que afectó a esta superficie y que dio lugar, a su vez, a las depresiones tectónicas y que también debió influir en la localización de las zonas endorreicas existentes en la región. A partir de estos momentos, y en etapas

sucesivas, actuaron un conjunto de procesos erosivos, que en esta zona son dominanteamente fluviales y que generaron diferentes niveles de glacis y modelados estructurales diversos en los diferentes dominios morfoestructurales antes señalados. También se manifiesta con cierta claridad la existencia de etapas frías que regularizan las vertientes y generan amplios valles de fondo plano.

La red fluvial lógicamente se ha visto afectada por las variaciones climáticas del Cuaternario. Son pequeños los registros sedimentarios de esta variación, no obstante conviene señalar que, en épocas históricas, ha tenido lugar un cambio climático hacia condiciones más secas que ha producido la instalación de barrancos de incisión lineal de gran capacidad erosiva.

De cara a una planificación territorial estimamos que debe tenerse en cuenta por un lado la movilidad reciente, observada en zonas próximas, de las fallas relacionadas con el río Jiloca, que aunque afecta sólo a una pequeña parte de la Hoja puede tener importancia de cara a la instalación de obras de ingeniería civil en dicha zona. El proceso más activo del área es, sin duda, el intenso arramblamiento existente, la progresión de los barrancos y la labor de zapamiento es realmente importante como lo atestiguan las repoblaciones forestales y obras de contención realizadas en algunas zonas.

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 geoló-

gica del sector abarcado por las siete hojas antes citadas, de cuyo estudio se dispone de datos a partir del Cámbrico inferior.

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

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

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

La dolomía de Ribota se sedimenta en ambientes muy someros.

A finales del Cámbrico inferior se produce un hundimiento de la Cuenca con depósito de materiales en facies marinas de plataforma abierta que alcanza sus máximos de profundidad con las margas de Valdemiedes-Murero, es decir durante el límite Cámbrico inferior/medio. A continuación se desarrolla una plataforma más somera con aportes intermitentes detriticos en ambientes que van de neríticos a intermareales con retoque de oleaje y mareas. Se reconocen dos grandes mega-secuencias negativas de finos a arenas (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 Bivalvos. Termina con el depósito de las Calizas de Cistoideos que representan episodios de constructores de carácter "arrecifal s.a." limitados al Ashgillien- se 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 dominante fangosas en las que aparecen episodios de barras (litorales?) constituidos por la Cuarcita blanca del Llandovery.

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

El plegamiento fundamental debe ser hercínico, detectándose al menos dos fases, de la que la primera es la principal, que 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 siniestrales NE-SO. A comienzos del Pérmico algunas fallas se mueven en régimen distensivo con formación de fallas normales de gran salto, en parte por reactivación de las anteriores (NO-SE, NE-SO dominantes y N-S y E-O)

algunas de las cuales alcanzarían centenares de kilómetros. A través de estas fracturas se producen emisiones volcánicas de carácter calco-alcalino. En estas condiciones se depositan los materiales del Pérmico inferior (Autuniense) en un ambiente continental, con intensa actividad volcánica y piroclastos incorporados a los sedimentos, en diferentes subambientes desde abanicos aluviales a facies palustre-lacustres. Una reactivación tectónica con basculamientos y movimientos diferenciales de bloques es la responsable de la discordancia existente entre Autuniense y Saxonense (fase Saálica). Una etapa de intensa alteración del zócalo precede a la sedimentación del Saxonense (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). (CAPOTE et al 1982.)

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 Buntsandstein. En el centro de la hoja de Daroca, borde NE de la de Used y Suroeste de la de Paniza se conservan pequeñas fosas con relleno de Bunt-

sandstein, en la que los espesores son muy reducidos y el depósito comienza con características fluvio-torreniales.

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

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

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

La presencia de discontinuidades sedimentarias reconocibles no sólo en la Cordillera Ibérica sino también en los Catalánides y Cordilleras Béticas, ha permitido la división del Jurásico en una serie de unidades que se definen como secuencias deposicionales (fig. 3). (GINER 1980).

La secuencia del Lías (J1) se inicia con las brechas de la Fm. Cortes de Tajuña. La base de esta unidad es localmente erosiva y marca el límite entre el Rhetiense y Lías; finaliza con el oolito ferruginoso del tránsito Lías-Dogger o sus equivalentes laterales. Dentro de ella se reconocen una serie de discontinuidades de menor importancia (como máximo representan períodos no deposicionales equivalentes a una zona de Ammonites) lo que

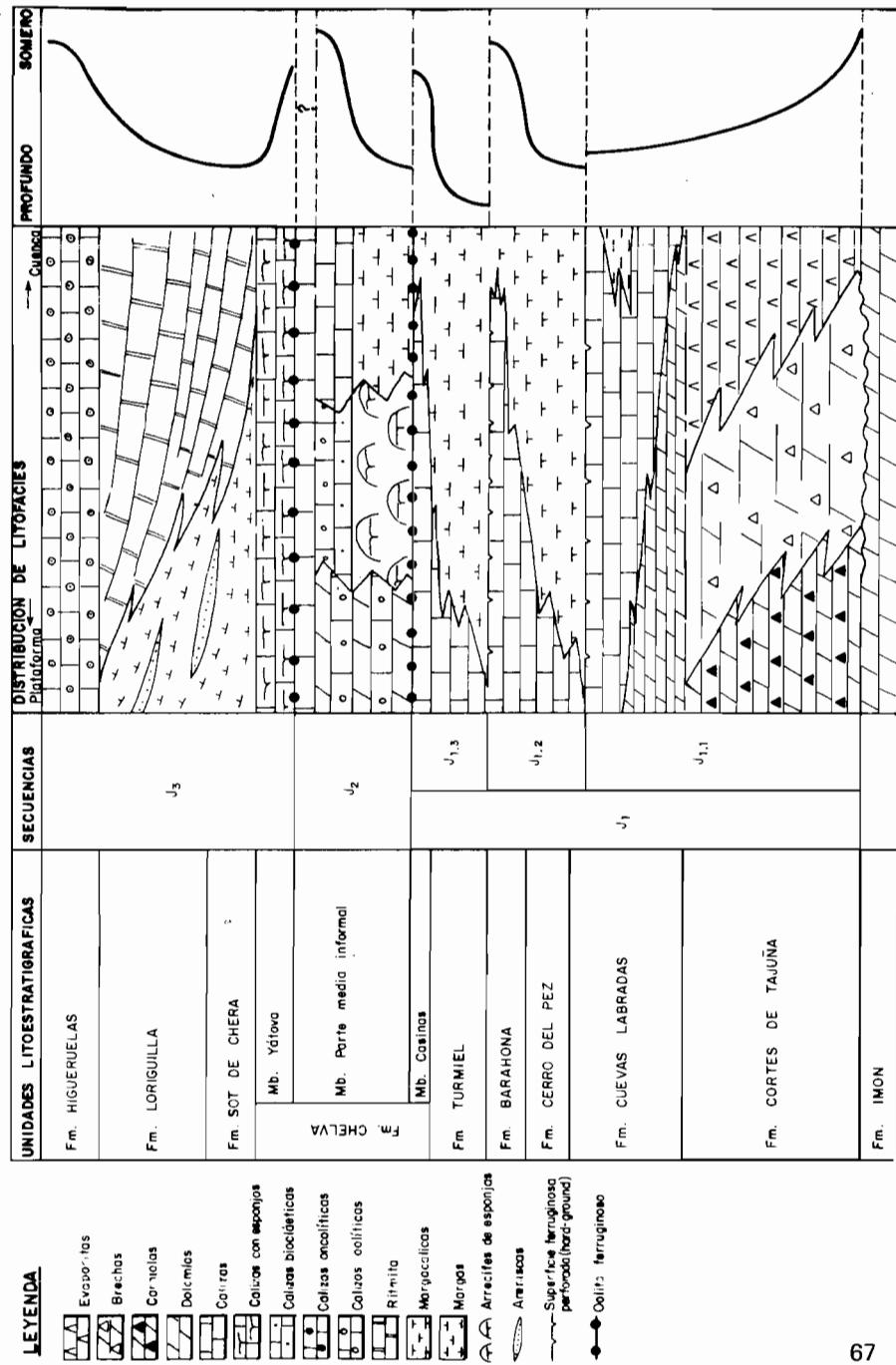


Fig. 3.— Secuencias deposicionales y distribución de litofacies del Trías más superior y Jurásico.

permite diferenciar una serie de unidades. La primera de ellas J1.1, está constituida por las brechas de la Fm. Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas, el límite superior consiste en una superficie ferruginizada y perforada. La segunda unidad J1.2, incluye las Fms. Cerro del Pez y Barahona a techo de la cual se identifica otra superficie ferruginizada y perforada. La tercera unidad J1.3, formada por las Fm. Turmiel y Mb. Casinos tiene como límite superior el oolito del tránsito Lías-Dogger (o superficies de concentración de fauna). Cada una de estas unidades tiene un carácter transgresivo sobre la anterior, aunque a techo de J1.2 y J1.3 se desarrollean etapas regresivas. En conjunto la evolución de estas unidades muestran una transgresión que alcanza sus máximos valores en J1.3. La aparición de facies regresivas y superficies de ferruginización, condensación de fauna y s. perforadas se interpreta como detenciones momentáneas en el desarrollo de la transgresión.

La secuencia del Dogger (J2) está constituida por lo que se ha denominado parte media de la Fm. carbonatada de Chelva y limitada entre los dos oolitos ferruginosos (superior e inferior), aunque en la mayoría de los casos tan 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-Tithónico. Está constituida por el Mb. Yátova de la Fm. Chelva, Fm. Sot de Chera, Fm. Loriguilla y Fm. Higueruelas.

En la vertical, las secuencias J₂ y J₃ muestran un marcado carácter *shoaling upward* es decir que cada una de ellas se inician con términos marinos correspondientes a depósitos de cuenca o plataforma externa para finalizar con sedimentos de aguas muy someras y con evidencias de emergencias 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 Neokimmérica y Aústrica respectivamente. Localmente en estas fases se

desarrollan pliegues de dirección próxima a la N-S o NE-SO, que son arrasados previamente a la deposición de la Fm. Arenas de Utrillas.

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

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

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

A continuación viene un ciclo sedimentario de tendencia regresiva que se inicia de manera generalizada con la instalación de organismos constructores (Algues 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 el menos de forma local.

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

Durante el Cretácico superior no puede decirse que el Aulacógeno Celta-bérico siga existiendo como tal.

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

Se detectan ya los primeros movimientos tectónicos esta vez claramente compresivos, que van a culminar con el plegamiento y estructuración de toda la Cadena Celtibérica, sincrónicamente con la sedimentación molásico-continental del Terciario.

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

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

cha y Monreal. En las cuencas menores, internas de la Cordillera, (Used, Odón) y en la de Almazán (borde oeste de Ateca) dominan los terrígenos gruesos de los abanicos aluviales.

Una suave discordancia se sitúa en el Plioceno inferior sobre la unidad de "Calizas del primer páramo" y es un preludio de la Fase Iberomanchega I, (AGUIRRE et al 1976). La colmatación de las cuencas tiene lugar durante el Plioceno medio y se corresponde aproximadamente con el nivel de "Calizas del segundo páramo" de la de Calatayud, desarrollándose en las hojas de Odón y Used una superficie de colmatación-erosión sobre materiales 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 (Fase Iberomanchega I 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 (hojas 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 después el levantamiento de algunos bloques que dan lugar a los relieves observables hoy en día: Sierra del Calderero (Odón), Sierra de Tornero-Santed (Used-Daroca-Calamocha), Sierra de Vicor-Algairen (Paniza-Daroca), Sierra de Lidón (Monreal). El relieve creado tiende a rellenarse mediante abanicos aluviales, con morfología de glacis durante el Plioceno superior y Cuaternario más inferior. (Fase Iberomanchega II.)

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

Hay evidencia de neotectónica reciente en la hoja de Monreal, en donde las fallas afectan a coluviones del Plioceno sup.-Holoceno (Rubiélos 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 y Paniza, en relación con el río Jalón aparecen niveles de terrazas más numerosos de glacis encajados sucesivamente, en relación con las anteriores que nos indican una apertura exorreica más antigua.

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

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

En esta Hoja la industria minera es prácticamente nula. El principal material que se explotó son las baritas presentes en los niveles cuarcíticos del Norte de Codos.

Existen varias minas, generalmente de escasa entidad, algunas sometidas a laboreo intermitente y otras abandonadas.

La mayor mina es la llamada "Alfonso", situada en el barranco de Valdeaguila, cuya producción en 1979 fue de 1.775 Tm, cifrándose las reservas en 60.000 Tm seguras, 140.000 Tm probables y 400.000 Tm posibles.

Otros metalotectos de los que se tienen indicios aunque en la actualidad permanecen inexplorados son calcopiritas, también en la zona de Codos, y suifuros de plomo al S del Puerto de Paniza.

Tampoco abundan las explotaciones a cielo abierto. En el término de Montón se sitúa una cantera que se beneficia de los yesos del Mioceno, destinándose la producción a la construcción. Se extraen unas 12.000 Tm anuales, aunque las reservas son muy cuantiosas.

También son sometidas a explotación intermitente las graveras de los ríos Grío y Güeimil, en las proximidades de Codos.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Pueden presentar interés los acuíferos contenidos en las siguientes formaciones:

- Brechas y Carniolas del Triásico superior y Lías (29 y 30), Calizas del Dogger (33) y del Kimmeridgiense (35).
- Conglomerados y limolitas del Plioceno (53) en la zona de Cariñena, donde en la actualidad existen ya captaciones beneficiando este acuífero que, posiblemente, se encuentra conectado con el del Jurásico infrayacente, como puede observarse en el borde sur de esta cuenca de Cariñena.
- Calizas y margas del Plioceno (47) en la zona de Mainar. Si bien esta unidad es potencialmente acuífero en toda la zona, consideramos como más interesante la citada zona de Mainar, debido a que en ese punto, además de presentar una mayor potencia el nivel calizo, se encuentra plegado en un suave sinclinal que aumenta la posibilidad de almacenamiento de la unidad.

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. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics* V. 25. pp. 139-171.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977).— Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 88. pp. 1305-1320.
- 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 Calatayud (Zaragoza) y su relación con la bioestratigrafía del área. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* núm. 78. pp. 190-365.
- BULARD, P.F. (1972).— "Le Jurassique Moyen et Supérieur de la Chaîne Iberique sur la bordure du Bassin de l'Ebre". *Fac. Sc. Univ. Nice* pp. 1-353.
- CALVO BETES, J., GONZALEZ LOPEZ, J.M. GONZALEZ MARTINEZ, J. y VILLENA, J. (1978).— "Primeros datos sobre la sedimentación de dolomía en la laguna de Gallocanta". *Tecniterrae* V. 21. pp. 1-10.
- CAÑADA GUERRERO, F. (1966).— "Sobre la génesis de algunos yacimientos de óxidos y carbonatos de hierro. Teruel-Guadalajara". *Not. y Com. I.G.M.E.* núm. 87. pp. 91-96.
- CAPOTE, R. (1978).— Tectónica española. *Seminario sobre criterios sísmicos para las instalaciones nucleares y obras públicas*. Asociación Española de Ingeniería Sísmica pp. 1-30.
- CAPOTE DEL VILLAR, R. y GUTIERREZ ELORZA, M. (1977).— "Excursión al Precámbrico y Cámbrico inf. de Paracuellos-Cámbrico medio de Murero". *XI Curso de Geol. Práctica Teruel*.
- CARLS, P. (1962).— "Erläuterungen zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in den Östlichen Iberischen Ketten (Nordest Spanien)". *Dipl. Arb. Math. -naturwiss. Würzburg*. pp. 1-155.
- CARLS, P. (1975).— "The Ordovician of the Eastern Iberian Chains near

- Fombuena and Luesma (Prov. Zaragoza, Spain)". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* V. 150, núm. 2, pp. 127-146. Stuttgart.
- CARLS, P. y GANDL, I. (1967).— "The lower Devonian of the Eastern Iberian Chaines (N.E. Spain) and the distribution of its Spiriferacea, 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 chronoestratigraphique des Bassins de Calatayud-Teruel". *Curs. y Conf. Inst. Lucas Mallada.* núm. 9, pp. 89-92.
- CRUSAFONT, M., VILLALTA, J.F. y JULIVERT, M. (1966).— "Notas para la estratigrafía y paleontología de la Cuenca de Calatayud-Teruel". *Notas y Com. I.G.M.E.* núm. 19 pp. 53-76.
- DANTIN CERECEDA, J. (1941).— "La Laguna salada de Gallocanta (Zaragoza). *Est. Geográf.*" núm. 3, pp. 269-301.
- DESPARMET, A. (1967).— "Etude géologique détaillée des environs du Monasterio de Piedra (Prov. de Saragosse)". *Dipl. Et. Sup. Univ. Dijón*, V. 10, pp. 1-100.
- DIAZ MOLINA, M. Y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979).— El Terciario continental de la depresión intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía: *Est. Geol.* núm. 35, pp. 149-167.
- FLOQUET, M. (1979).— "La série carbonatée Coniacien supérieur à Santo-nien dans la région de Soria (Chaines Iberiques Septentrionales). Analyse et interpretation". *Cuadernos Geol. Ibérica*, Vol. 5, pp. 365-383.
- FREEMAN, J. (1972).— "Sedimentology and dolomitization of Muschelkalk carbonates (Triassic Iberian Ranges Spain)". *Bull. A.A.P.G.* V. 6, núm. 3.
- FREUDENTAL, M. (1966).— "On the Mammalian faune of the Hippurion beds in the Calatayud-Teruel bassin (prov. Zaragoza, Spain)". *Kowk. Ned. Ak. Wetten.* V. 69, núm. 2, pp. 296-317.
- GAUTIER, F. y MOUTERDE, R. (1964).— "Lacunes et irrégularité des dépôts à la limite du Jurassique moyen de la bordure Nord des Chaines Iberiques (Espagne)". *C.R. Somm. Sc. Soc. Geol. France* T. 258, pp. 3064-3067.
- GINER, J. (1980).— Estudio sedimentológico y diagenético de las forma-

- ciones 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 veserzung un der Ostlichen Hesperischen ketten (Spanien)". *Inang. Diss. Ined.* pp. 1-101 Heidelberg.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y ARANEGUI, P. (1926).— "La Laguna de Gallocanta y geología de sus alrededores" *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. 26, pp. 419-429.
- HERRANZ ARAUJO, P. (1968).— "Nota preliminar sobre el estudio geológico del N. de Sierra Menera (Cord. Ibérica)". *Act. Geol. Hispánica* T. 3, núm. 3, pp. 49-53.
- HOFFMAN, P.; DEWEY; J.F. y BURKE, K. (1974).— Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. *Soc. Econ. Pal. Mineral. Spec. Publ.* v. 19. pp. 38-55.
- HOYOS, M.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; AGUIRRE, E. (1979).— Estudio geomorfológico en los alrededores de Calatayud. *Actas de la III. Reunión Nacional del Grupo Español de trabajo del Cuaternario.* Zaragoza pp. 149-160.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1969).— "Fase previa del proyecto de investigación minera en la región Turolense de la Cordillera Ibérica. Zona Norte". Informe. Fondo Documental del IGME. Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1971).— "Mapa geológico de España. Escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja núm. 40, Daroca." *Inst. Geol. Min. Esp.*
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1974).— "Mapa metalogenético de España. Escala 1:200.000. Hoja núm. 40, Daroca". *Inst. Geol. Min. España.*
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1974).— "Mapa de rocas industriales escala

- 1:200.000. Hoja núm. 40, Daroca". *Inst. Geol. Min. España*.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1980).— "Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Inédito). (CAPOTE et al 1982).
- JOSOPAIT, V. (1970).— "Trilobiten turde in Tremadoc der Iberischen Ketten". *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.* núm. 2 pp. 127-128. Stuttgart.
- JOSOPAIT, V. (1972).— "Das Kambrium-Tremadoc. Ateca (N.E. Spanien)": *Fors. Geol. Palaent.* núm. 23. pp. 3-121. Münster.
- JULIVERT, M. (1954).— "Observaciones sobre la tectónica de la Depresión de Calatayud". *Arrahond. Rev. Mus. Ciudad de Sabadell*. pp. 1-18.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, C. (1972-74).— Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. I.G.M.E. pp. 113.
- LOTZE, F. (1929).— Stratigraphie und Tektonik des keltiverischen Grubenganges (Spanien) *Abh. Ges. Wiss. Göttigen, math. phys KL.* T. 14, 2. 320 pp.
- LOTZE, F. (1954).— "Estratigrafía y tectónica de las cadenas paleozoicas Celtibéricas". *Publ. Ex. Geol. Esp. Inst. Lucas Mallada*. T. 8, pp. 1-315.
- LOTZE, F. (1960).— "El Precámbrico en España". *Not. y Com. I.G.M.E.* V. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1961).— "Sobre la estratigrafía del Cámbrico español". *Not. y Com. I.G.M.E.* V. 61, pp. 131-164.
- LOTZE, F. (1969).— "El Cámbrico en España. 1^a Parte". *Mem I.G.M.E.* V. 75, pp. 1-256.
- LOTZE, F. y SDUZY, K. (1961).— "Das Kambrium Spaniens. Teill 2, Trilobiten". *Abh. Math. Natur. Kl. Jahr.* núm. 7, pp. 1-594.
- MANSOURIAN, E. (1974).— "Erläuterungen zur geologischen Kaslierung 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 Celtibérique Orientale I. Paleozoique-Permotrias". *Dipl. Et. Sup. Univ. Lyon*. pp. 1-231.
- MELENDEZ, A. y PEDAUYE, R. (1980).— "Estudio de las facies carbonatadas del Cretácico superior de la región de Nuévalos (prov. de Zaragoza)". *IX. Congreso Nacional de Sedimentología. Salamanca*. pp. 1-11.
- MELENDEZ, B. (1942).— "Los terrenos Cambriicos de la península Hispánica". *Inst. Cienc. Nat. José de Acosta. Serv Geol.* T. 1. pp. 1-119.
- MENSINK, M. (1966).— "Stratigraphie und paläogeographie des marinen Jura in der Nordwestlichen Keltibéricischen 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: I. *Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econom.* T. 1. Secc. 1. pp. 357-376.
- RADIG, F. (1962).— "Ordovician-Silurian und die frage prauvriszischer faltungen 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 Miocene continental Ibérico y su fauna malacológica". *An. Junta Amp. Est. e Inv. Cient.* núm. 30, pp. 1-227.
- SACHER, L. (1966).— "Stratigraphie und tektonik der Norwestlichen Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón". *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.* V. 124, núm. 1 pp. 151-167. Stuttgart.
- SAEFTEL, H. (1961).— "Paleogeografía del Albense de las cadenas Celtibéricas españolas". *Not. y Com. I.G.M.E.*, núm. 63, pp. 163-192.
- SAENZ, C. (1931).— "Pantanos de La Tranquera y Carenas en los ríos Mesa y Piedra. Estudio de las condiciones geológicas del emplazamiento y

- vaso". *Publ. Conti. Sind. Hidrog. Ebro. Zaragoza*, t. 36. pp. 31-110.
- SAENZ, C. y MARIN GONZALEZ, J.L. (1969).— "Geología del Valle del Río Piedra en Llumes (Zaragoza)". *Act. Geol. Fac. Cienc. Barcelona*. T. 4, núm. 4, pp. 91-95.
- SCHEUPLEIN, R. (1970).— "Stratigraphie und tektonik der schichten folge in raum Daroca-Calamocha (Westliche Iberische ketten NE Spanien)". *Univ. Diss. Wurzburg*, pp. 1-106.
- SCHMIDT-THOME, M. (1968).— Beitrage zur fesinstratigraphie des unterkambriums in dem Iberischen ketten (Nordest-Spanien)". *Univ. Diss. 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 AGRONOMICO NACIONAL MIN. AGRICULTURA (1970).— "Mapa Geológico de la provincia de Teruel". Escala 1:200.000". *Min. Agricultura*.
- TEYSSENT, T. (1980).— "Erlauterungen zur geologischen kartierung des gebietes S.E. Codos un den Ostlichen Iberischen Ketten (N.E. Spanien)." *Unive. Dipt. Arb. Wurzburg*, pp. 1-125.
- TEYSSENT, T. (1980).— "El Paleozoico inferior de la Cordillera Ibérica (Cámbrico, Tremadoc, y Arenig.)". *XIV Curso de Geol. Práctica. Teruel* pp. 1-23.
- TRICALINOS, J. (1928).— Untersuchengen über den Bau der Celtiberischen ketten der nordstlichen Spaniens. *Z. deutsch. geol. Ges. Abh.* 80 pp. 409-482. 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 aipine dans la Chaine Iberique Sud-Occidentale". *Tesis Univ. Toulouse*.
- VIALLARD, P. (1978).— "Tectogenese de la Chaine Iberique: Relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasee.". *C.R. Acad. Sc.*

- Paris.* T. 287. pp. 1103-1106.
- VIALLARD, P. (1979).— "La Chaine Iberique: Zone de cisaillement intra-continental pendant la tectogenese alpine". *C.R. Acad. Sc. Paris.* T. 289 pp. 65-68.
- VIALLARD y GRAMBAST, L. (1970).— "Sur l'age post-Stampien moyen du plissement majeur dans la Chaine Iberique Castellaine". *C.R. Somm. Sc. Soc. Geol. France.* V. 1. pp. 1-9.
- VILLENA, J. (1967).— "Nota cartográfica preliminar de una zona de la Cordillera Ibérica comprendida entre Monreal del Campo y parte desde Molina de Aragón". *Act. Geol. Fac. Cienc. Barcelona.* V. 2, núm. 1, pp. 7-9.
- VILLENA, J. (1969).— "Mapa Geológico de la Laguna de Gallocanta (Teruel-Zaragoza) y sus alrededores". Guía Exc. "V Reunión Grupo Esp. Sedim." Pamplona, Zaragoza.
- VILLENA, J. (1971).— "Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo". *Tesis doctoral Univ. Granada.*
- VILLENA, J. (1980).— El 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 carniolas infra-liásicas de la Cordillera Ibérica". *Tesis Licenciatura. Univ. Madrid. (Ined.)* pp. 1-118.



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