



IGME

540

25-21

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CHECA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CHECA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S.A.) en el año 1979 con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido como autores:

Geología de Campo, Síntesis y Memoria: Lendinez González, A.; Tena-Dávila Ruiz, M.; Bascones Alvira, L. (Paleozoico); Martín Herrero, D. (Paleozoico); La Moneda González, E. (Hidrogeología).

Colaboración: González Lodeiro, F. (Paleozoico); Comas, M.J.; Gómez, J.J.; Goy, A. (Jurásico); Gutiérrez, G. (Cretácico); Díaz Molina, M. (Terciario-Cuaternario); Capote, R. (Tectónica).

Macropaleontología Paleozoico: Gutiérrez, J.C.

Macropaleontología (Invertebrados): Comas, M.J. y Goy, A.

Sedimentología y Micropaleontología: Granados, L.

Supervisión I.G.M.E.: Gabaldón López, V.; Ruiz Reig, P.

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existen para su consulta, una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrológicos y paleontológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas.
- Album fotográfico.

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

Depósito Legal: M-33938-1981

Imprime ADOSA – Príncipe de Vergara 210 – Madrid-2

1 INTRODUCCION

La región comprendida en el ámbito de esta Hoja de Checa (25-21) pertenece a las provincias de Guadalajara y Teruel. Se emplaza en la zona septentrional de la Sierra de Albarracín dentro de la mitad Norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Para la elaboración de este trabajo se ha contado con el "Estudio Geológico de la Sierra de Albarracín" de RIBA ARDERIU, O. (1959) así como con el trabajo sobre "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, mitad Norte" de GOY et al., (1976), en la que identifican y definen un conjunto de unidades litoestratigráficas. También han sido de utilidad los trabajos de LOTZE (1929); TRURNIT, P. (1966); HARTLEB, J. (1969) y VILLENA, J. (1976).

En el área comprendida dentro de esta hoja, afloran materiales paleozoicos, mesozoicos, cenozoicos y cuaternarios.

Los materiales paleozoicos constituyen el macizo del Nevero (1.834 m) y la Sierra del Tremedal (1.935 m) así como una pequeña zona de la continuación de la Sierra Menara al NE de la Hoja. Se trata de sedimentos que abarcan términos comprendidos entre el Ordovícico y el Silúrico.

Los depósitos mesozoicos orlan los macizos paleozoicos y están bien representados los materiales de edades Triásico y Jurásico hasta el Dogger. El Malm y Cretácico únicamente afloran cuando han quedado resguardados de la erosión "finipotiense" bien por encontrarse en fosas tectónicas o recubiertos por materiales Terciarios.

Los depósitos cenozoicos se localizan al Norte de la hoja donde los sedimentos detríticos de edad Miocena se disponen, en discordancia progresiva, sobre detríticos de edad Paleógena. Por último, se encuentran materiales de edad Pliocena que fosilizan zonas de fracturación como ocurre en los glaciares de acumulación de Bronchales y de Alustante-Alcoroches. Los depósitos cuaternarios están constituidos principalmente por aluviales, coluviales y arcillas de descalcificación.

La estructura se caracteriza por una tectónica Hercínica que afecta a los materiales Paleozoicos y una tectónica Alpina que conforma toda la estructura actual de la hoja. Las estructuras Hercínicas llevan unas direcciones NO-SE y N-S y deben su origen a una clara fase de deformación hercínica, que posteriormente sufren una serie de fracturas tardihercínicas, que a su vez se reactivarán como consecuencia de la orogénesis Alpina.

Las estructuras Alpinas son de dirección NO-SE sobresaliendo al anticlinorio, fallado en los flancos, del Nevero y de la Sierra de Tremedal. Estas estructuras quedan deformadas por estructuras NE-SO.

Morfológicamente los macizos paleozoicos con relieve apalachense y con altitudes comprendidas entre los 1.500 m y 1935 m (Cerro de Caimodorro) destacan sobre una superficie de erosión que arrasa los materiales mesozoicos y cenozoicos con altitudes entre los 1.350 m al NE y los 1.679 al SO.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 ORDOVICICO

Los afloramientos de los distintos materiales pertenecientes a este sistema, se localizan en Sierra Menera (en el borde NE) y en los macizos del Nevero y Tremedal. En dicha sierra afloran los términos más antiguos representados por cuarcitas en facies Armoricana.

2.1.1 Ordovícico Inferior

Se encuentra escasamente representado en un afloramiento cuarcítico de la zona NE, perteneciente a la Sierra Menera, y que constituye la terminación del núcleo de la estructura anticlinal existente en la parte SE de la misma, dentro de la hoja núm. 25-20. El Pobo de Dueñas.

2.1.1.1 Cuarcitas (Oq_{12})

Se trata de cuarcitas blancas estratificadas en bancos métricos, que intercalan algunas capas areniscosas decimétricas. En los niveles cuarcíticos aparecen estratificaciones cruzadas, ripples, etc., como estructuras sedimentarias más frecuentes.

Del estudio petrográfico de las cuarcitas se desprende que el componente mineralógico principal es el cuarzo, siendo los accesorios, óxidos de Fe, moscovita, turmalina, sericita, plagioclasa, circón y esfena.

La potencia visible se estima entre 20 a 30 m.

Teniendo en cuenta las características litoestratigráficas y la existencia de pistas de gusanos y cruzianas en los afloramientos cuarcíticos de esta unidad en la Sierra Menera, Hoja Geológica núm. 25-20 (El Pobo), realizada por los mismo autores en el año 1979, se consideran estos materiales de edad Arenig.

2.1.2 Ordovícico Medio

En los afloramientos ordovícicos de la zona NE, pertenecientes a la Sierra Menera, aparece una serie formada por esquistos, grauwacas y cuarcitas (O_{21-22}) dispuestas concordantemente sobre las cuarcitas ya descritas.

Para el resto de la hoja, el Ordovícico Medio se ha podido separar cartográficamente en tres niveles que afloran únicamente en el Macizo del Nevero y que de muro a techo son:

- Pizarras negras (Op_{21-22})
- Cuarcitas (Oq_{21-22})
- Pizarras negras con intercalaciones de arenicas (Os_{21-22}).

2.1.2.1 Esquistos, grauwacas y cuarcitas (O_{21-22})

Esta unidad cartográfica corresponde, en la zona que nos ocupa, con la denominada *Formación Grauwacas de la Venta*, descrita por VILLENA, J. (1976).

Se trata de una alternancia de pizarras detríticas gris-verdosas, grauwacas verdes con moteado pardo-rojizo y cuarcitas grises. Todo el conjunto está bien estratificado en capas de 5-15 cm., siendo los niveles cuarcíticos los de mayor potencia.

Al microscopio se han clasificado esquistos biotíticos con textura granoblástica. Los minerales principales son cuarzo, sericita, biotita y óxidos de Fe y los accesorios clorita, moscovita y turmalina.

En las cuarcitas la textura es granoblástica, siendo el cuarzo el componente mineralógico principal. Los accesorios corresponden a sericita, óxidos de Fe, moscovita, turmalina y esfena.

La potencia total se estima entre 160-175 m.

En la Sierra Carbonera (Hoja núm. 25-20, Cella) al Sur de la presente, RIBA, O. (1959) encuentra en unas pizarras detríticas de la base de esta unidad, fauna de Graptolites clasificados como: *Didymograptus bifidus*, *Didymograptus stabilis* y *Didymograptus munchisoni* (zonas 6 y 7 de ELLES) que caracterizan el Llanvirniense.

Para la *Formación de Grauwacas de la Venta* en la zona de Aragoncillo-Torremocha, al NO de esta hoja, VILLENA, J. (1976) menciona la siguiente fauna: *Placoparia tournemenei* (ROU); *Illaenus hispanicus* (VERN); *Synhomalonotus tristani* (BRONG); *Colpocoryphe arago* (ROUALT) *Orthis* sp., y *Orthoceras* sp. que corresponde al Llanvirniense-Llandeiloense.

Por nuestra parte, durante la realización de la hoja núm. 25-20 (El Pobo de Dueñas) durante el año 1979, hemos encontrado, en una muestra situada en la Sierra de El Pobo, recolectada en el techo de este tramo, restos de fauna clasificada como: *Colpocoryphe ronaultigrandis* *transients*: *Placoparia* (Copaesparia) BORNH-HAMMANN *Svobodaina* sp y Briozoos: indet. que definen con claridad el Llanvirniense-Llandeiloense.

Teniendo en cuenta lo descrito, consideramos a los materiales de este tramo como de edad Llanvirniense-Llandeiloense.

2.1.2.2 Pizarras negras (Op₂₁₋₂₂)

Los materiales de esta unidad constituyen la base de la serie ordovícica obtenida para el Macizo del Nevero. Afloran en el núcleo de la estructura anticlinal de la zona norte de Orea así como en el Km. 10,7 de la c.c. Orea-Checa.

Consiste en unas pizarras micáceas muy homogéneas, bien estratificadas en lajas milimétricas y que en superficie aparecen bastante alteradas.

Al microscopio, se han clasificado micasquistos con textura esquistosa.

Sus componentes principales son: moscovita, cuarzo y clorita y los accesorios: óxidos de Fe, biotita, circón y esfena.

Se desconoce la potencia total, pero se estima superior a los 100 m.

Con relación a la edad, no se ha encontrado restos de fauna que permita datar los materiales de esta unidad. La base de la misma debe de corresponder a los afloramientos que RIBA, O. (1959) describe para Sierra Carbonera ya mencionado en el apartado anterior.

Por ello y en base a su posición estratigráfica, asignaremos a estas pizarras una edad Llanvirniense-Llandeiloense.

2.1.2.3 *Cuarcitas* (Oq₂₁₋₂₂)

Sobre las pizarras negras del apartado anterior se disponen en concordancia, unas cuarcitas grises micáceas en niveles de 0,5-1,5 m que intercalan algunos niveles más areniscosos que no alcanzan el metro de potencia.

Como estructuras sedimentarias más frecuentes se han reconocido granoselección y estratificación cruzada.

La composición mineralógica principal de los materiales de esta unidad son cuarzo, sericita y moscovita, mientras que los accesorios presentes corresponden a óxidos de Fe, turmalina y circón.

La potencia total es de 25-35 m.

La edad de estas cuarcitas la consideramos Llanvirniense-Llandeiloense en función a su posición estratigráfica.

2.1.2.4 *Pizarras negras con intercalaciones de areniscas* (Os₂₁₋₂₂)

Culmina la serie del Ordovícico Medio con pizarras negras grafitosas, bastante alteradas en superficie, que intercalan niveles areniscosos grises con moteado pardo rojizo (óxidos de Fe), que no superan los 10 cm., y grauwas verdosas en capas inferiores a los 15 cm.

Según el estudio petrográfico, los esquistos presentan textura esquistosa. Los minerales principales existentes son sericita, grafito y cuarzo y los accesorios clorita, óxidos de Fe, moscovita, turmalina, esfena y circón.

La potencia total de este tramo se estima entre 130-150 m.

Con relación a la fauna existente en estos materiales detríticos, RIBA, O. (1959) cita en el corte del Barranco de las Truchas (Km. 11,8 c.c. Orea-Checa) la siguiente fauna de Trilobites: *Calymene tristani* BROGN; *Dalmanites* sp.; y *Orthis* sp. y moldes internos de Gasterópodos (*Cymbularia* cf. *Calvis*. THORAL?) que indican una edad Llandeilo.

Por nuestra parte, en esta misma zona, hemos encontrado trilobites

clasificados como *Eonomalonotus sdzuyi* HAMMAN-HENRY; *Ectillaenus?* sp.; y *Neseuretus* cf. *tristani* (BRONGENIART), que también indican una edad Llandeilo.

A la vista de la fauna existente y en función a su posición estratigráfica asignaremos a esta unidad una edad Llanvirniense-Landeiloviense.

2.1.3 Ordovícico Superior

La serie ordovícica termina con depósitos detríticos, que para la Sierra Menera consisten en areniscas, cuarcitas y pizarras (O_{31-32}) y para los Macizos de Nevero y Tremedal corresponden de muro a techo, a cuarcitas (Oq_{31-32}) y areniscas, cuarcitas y pizarras negras (Os_{31-32} -SA). El techo de esta última unidad alcanza parte del Silúrico Inferior.

2.1.3.1 Areniscas, cuarcitas y pizarras (O_{31-32})

En concordancia con los materiales descritos en el apartado 2.1.2.1, aparece una serie detrítica que correspondería con el Miembro *Cuarcitas de Colmenarejo* descrito por VILLENA, J. (1976).

Consiste en una alternancia de areniscas y cuarcitas blancas y rojas, micáceas, con intercalaciones de pizarras arenosas rojizas, también micáceas, en capas de 20-40 cm para los niveles areniscosos; de 30-70 cm los cuarcíticos, en tanto que las pizarras arenosas aparecen con niveles centimétricos que no superan los 8 cm.

Las estructuras sedimentarias que se han observado, son entre otras: laminación paralela, estratificación cruzada y granoclasificación.

Del estudio petrográfico se desprende que los esquistos presentan como minerales principales: moscovita, cuarzo, óxido de Fe y sericita, y como accesorios, turmalina circón y biotita.

Las cuarcitas se componen esencialmente de cuarzo siendo sus accesorios sericita, óxidos de Fe, moscovita, circón, turmalina y esfena. Su textura es granoblástica.

La potencia total en esta hoja es del orden de los 55-65 m.

No se han encontrado restos de fauna que nos permitan datar este tramo, por lo que la edad Caradoc-Ashgillense está en función de las características litoestratigráficas de la serie ordovícica establecida por los mismos autores en la realización de la hoja geológica núm. 25-20 (El Pobo de Dueñas) durante el año 1979, para las sierras Menera y El Pobo.

2.1.3.2 Cuarcitas (Oq_{31-32})

La serie ordovícica superior se inicia, en los Macizos de Nevero y Tremedal, con un tramo cuarcítico concordante con los materiales detríticos del tramo descrito en el apartado 2.1.2.4.

Se trata de cuarcitas blanquecinas en tonos rojizos (óxidos de Fe) bien estratificadas en bancos métricos. Como estructuras sedimentarias más frecuentes se han observado estratificación cruzada, ripples y granoclasi-ficación.

El estudio petrográfico de las cuarcitas en el Macizo del Nevero, ha determinado como único componente principal el cuarzo y como accesorios óxidos de Fe, turmalina, circón y moscovita. La textura es granoblástica.

Para las cuarcitas del Macizo del Tremedal, la textura es esquistosa muy poco marcada y tienen como principales minerales, cuarzo, óxidos de Fe y plagioclasa, siendo sus accesorios moscovita, biotita, sericita, turmalina, circón, rutilo y esfena.

La potencia total de estas cuarcitas oscila entre 40-50 m.

No se ha encontrado fauna en este tramo, por lo que la edad Caradoc-Ashgillense que le asignamos, es consecuencia de sus características litológicas y de su posición estratigráfica.

2.1.4 Ordovícico Superior-Silúrico Inferior

2.1.4.1 Areniscas, cuarcitas y pizarras negras ($Os_{31-32}-S_1^A$)

Sobre las cuarcitas (Oq_{31-32}) anteriores, se dispone una serie que, en sentido amplio, hemos designado como areniscas, cuarcitas y pizarras.

El corte más representativo para esta unidad cartográfica, se encuentra en el Macizo del Nevero, siguiendo la c.c. Orea-Checa entre los Kms. 12 y 14,5, donde de muro a techo aparece la siguiente sucesión:

- Alternancia de areniscas y pizarras rojas micáceas, estratificadas en niveles de 30-50 cm y 15-30 cm respectivamente. Potencia 50-60 m.
- Pizarras negras en niveles centimétricos, que intercalan cuarcitas micáceas grises en niveles de 10-15 cm. Potencia 50-60 m.
- Pizarras negras en niveles centimétricos, que intercalan cuarcitas micáceas grises en niveles de 10-15 cm. Potencia 130-160 m.
- Calizas marrones compactas de aspecto masivo. Potencia 3,5-5 m.
- Pizarras ampefíticas gris-negras, micáceas. Potencia 20-30 m.
- Alternancia de cuarcitas grises, en niveles de 0,2-1 m y pizarras gris-negras, en capas centimétricas que no superan los 30 cm. Potencia 20-25 m.

– Pizarras ampelíticas negras micáceas con algunas intercalaciones de cuarcitas micáceas grises, en niveles de 15-25 cm. Potencia 30-40 m.

A partir del estudio en el laboratorio de diversas muestras tomadas en ambos macizos, se han obtenido como más representativos los siguientes datos petrográficos:

– Esquisto biotítico con textura esquistosa y con cuarzo, biotita, turmalina, esfena y circón como minerales principales, y óxidos de Fe, sericita, turmalina, esfena y circón como accesorios.

– Esquisto sericítico de grano fino, con textura esquistosa poco marcada. La composición mineral principal consiste en sericita, óxidos de Fe, clorita y moscovita, y como accesorios, circón, esfena y turmalina.

– Caliza recristalizada con textura granoblástica, compuesta solamente por calcita y óxidos de Fe, estos como accesorios.

– Cuarcita con textura esquistosa. Los componentes principales son cuarzo y óxido de Fe, y los accesorios, sericita, moscovita, clorita, turmalina, circón, esfena y apatito.

– Cuarcita micácea con textura esquistosa y con cuarzo, sericita y moscovita como componentes principales. Como accesorios: óxidos de Fe, penninita, biotita, turmalina y circón.

– Cuarcita feldespática con textura granoblástica y con cuarzo, plagioclasa y sericita como minerales principales; mientras que como accesorios aparecen óxidos de Fe, clorita, moscovita, turmalina y circón.

Los únicos restos de fauna observados en esta unidad, corresponden a los existentes en los niveles calcáreos del cerro de Peña Blanca (Macizo del Nevero).

RIBA, O. (1959) menciona en estas calizas Briozoarios del tipo incrustantes (*Fenestella*) tallos de Crinoideos y algún Braquiópodo (*Dalmanella* s.p.) que correspondería al Caradoc s.l.

Sobre este nivel calcáreo, GREILING (1960) encuentra en las pizarras ampelíticas negras del techo, llamadas por él *Pizarras de Orea*, fauna de Graptolites, a la que atribuye una edad Silúrico Inferior.

A la vista de estos datos y teniendo en cuenta la serie ordovícica establecida por TRURNIT, P. (1966), consideramos que los distintos niveles descritos dentro de esta unidad, deben de corresponder al Ordovícico Superior-Silúrico Inferior.

2.2 SILURICO

En concordancia sobre los niveles detríticos del techo del Ordovícico Superior, se sitúa la serie de materiales silúricos, que sólo afloran en los Macizos del Nevero y Tremedal.

Se han separado en la cartografía tres unidades, que de muro a techo son:

- Cuarcitas (S_1^A)
- Pizarras negras ampelíticas. Intercalaciones de areniscas y cuarcitas al techo (S_{1-2}^{A-B}).
- Cuarcitas, areniscas y pizarras (Sq_{1-2}^{A-B})

Los dos primeros afloran en ambos macizos, mientras que el tercero sólo está presente en la zona O. del Macizo.

2.2.1 Cuarcitas (S_1^A)

Se trata de un tramo de cuarcitas grisáceas, con tonalidades rojizas de óxidos de Fe, bien estratificados en capas de 50-75 cm, aunque ocasionalmente pueden presentar algún nivel con potencia superior al metro.

Como estructuras primarias más importantes, que se observan en estas cuarcitas, se pueden citar: granoclasificación, estratificación cruzada y ripple marks.

Al microscopio, las cuarcitas presentan una textura granoblástica. El componente esencial es el cuarzo y contienen como accesorios óxidos de Fe, sericita, turmalina, moscovita, circón, esfena y en algunas muestras también biotita y rutilo.

La potencia se estima entre 40-80 m, correspondiendo los mayores espesores al Macizo del Tremedal.

A este tramo le asignaremos una edad Llandoveryense Inferior, sin descartar la posibilidad de que alcance parte del medio, al haber encontrado fauna en la base de las pizarras ampelíticas suprayacentes, que indican una edad Llandoveryense Medio.

2.2.2 Pizarras negras ampelíticas. Intercalaciones de areniscas y cuarcitas al techo (S_{1-2}^{A-B})

Sobre las cuarcitas descritas en el apartado anterior se dispone una serie pizarrosa que aflora completa en el M. del Nevero y sólo su parte inferior en el M. del Tremedal.

En conjunto consiste en una serie pizarrosa en la que hay un enriquecimiento progresivo de fracción arenosa que da lugar a la siguiente secuencia: pizarras ampelíticas-pizarras con intercalaciones de areniscas y cuarcitas-alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas.

La descripción de esta serie de muro a techo es la siguiente:

- Pizarras negras ampelíticas micáceas, con algún nivel fino de pizarras

detríticas micáceas verdosas. Los niveles ampelíticos contienen abundante fauna de Graptolites. Potencia 20-25 m.

- Pizarras negras ampelíticas en lajas centimétricas, que intercalan niveles de areniscas y cuarcitas de 5-10 cm. Potencia 100-125 m.

- Alternancia de pizarras negras y verdes micáceas, areniscas rojizas y cuarcitas grises. La estratificación es clara, con capas centimétricas que en conjunto alcanzan 5-30 cm de potencia para las pizarras, mientras que los niveles areniscos y cuarcíticos tienen 5-15 cm. En estos últimos se han observado, como estructuras sedimentarias más frecuentes estratificación cruzada, granoclasificación y ripples marks. Este tramo corresponde con la *Formación Badenas* descrita por CARLS y GANDL (1969) en la región de Nogueras, al NE de la zona de estudio. Potencia 120-160 m.

A partir del estudio en el laboratorio se han obtenido los siguientes datos petrográficos:

- Filita con textura esquistosa. Contiene como minerales principales moscovita, clorita y sericita, y como accesorios cuarzo, óxidos de Fe y turmalina.

- Esquistos ferruginoso compuesto por óxidos de Fe y sericita, que contienen como accesorios moscovita, cuarzo, clorita y rutilo. La textura es esquistosa.

- Cuarcita micácea con textura granoblástica y composición principal: cuarzo, sericita y óxidos de Fe. Los accesorios son: moscovita, clorita, biotita y circón.

La abundancia de fauna en la base de esta unidad permite una datación precisa de la misma. Son abundantes las clasificaciones de fauna de Graptolites citadas con anterioridad en otros trabajos, entre los que cabe mencionar los realizados por LOTZE (1929) y RIBA, O. (1959).

Este último menciona quince especies de *Monograptus*, tres de *Diplograptus* y dos de Retiolitidos que corresponden a las zonas 19-25 de ELLES.

Por nuestra parte hemos recolectado la siguiente fauna de Graptolites clasificada como: *Climacograptus aff. scalaris* (HISINGER); *Retiolites* (Retiolites) *geinitzianus* c.f. *angustidens* ELLES-WOOD; *Monograptus lobiferus* (Me COY); *M. (Mediograptus?) intermedius* (CARRUTHERS); *M. (Pribylograptus?) cf. sandersoni* LAPWORTH; *M. Sedcwickii* (PORTLOCK); *M. (Demirastrites) c.f. denticularis* (TORNQUIST); *M. (Streptograptus) runcinatus*; *M. (Globosograptus?) cf. barrandei*; *M. gemmatus*; *M. (Spirograptus) spiralis* (GEINITZ); *M. becki?* (BARRANDE); *M. cf. planus* (BARRANDE); *M. (Demirostrites) cf. decipiens* TORNQUIST; *M. (Spirograptus) cf. portens* (BARRANDE) y *M. (Globosograptus?) cf. priscus* (LAPWORTH)., que definen claramente el Llandoveryense Medio y parte del

superior. También se han visto restos inclasificables de Trilobites dentro de nódulos ampelíticos.

Para el resto de los materiales de la serie, no hemos encontrado fauna que determine la edad, pero en facies similares de los afloramientos existentes en la hoja núm. 24-20 (Taravilla), realizada por los mismos autores durante el año 1979, se encuentra fauna clasificada como: *Pristiograptus?* sp.; Monograptidae y Braquiopodos indeterminados, dados como Silúrico s.l.

En consecuencia asignaremos a esta unidad una edad Llandoveriense-Ludlowiense, ya que existe la posibilidad de que las pizarras que se encuentran por debajo de los niveles de Graptolites, tengan una edad Llandoveriense Inferior. Tampoco hay que descartar que el techo de esta unidad no alcance el Ludlowiense.

2.2.3 Cuarcitas, areniscas rojas y pizarras (Sq^{A-B}₁₋₂)

En concordancia con los niveles del tramo anterior, se dispone una serie, que aflora sólo en la parte occidental del Macizo del Nevero, constituida por cuarcitas y areniscas rojizas con intercalaciones de pizarras detríticas micáceas.

Los niveles cuarcíticos y areniscosos tienen una potencia de 20-60 cm, mientras que las pizarras aparecen en lajas centimétricas que en conjunto forman niveles que no sobrepasan los 10 cm.

Las estructuras primarias que hemos observado son: estratificación cruzada, granoclasificación, laminación, ripples marks, así como huellas orgánicas.

En el estudio petrográfico de las cuarcitas se observa que los minerales principales son cuarzo y óxidos de Fe, y los accesorios sericita, moscovita, circón, turmalina, clorita, biotita y esfena, siendo su textura granoblástica.

La potencia total existente en la hoja es de 80-100 m.

No hemos encontrado fauna en estos niveles pero RIBA, O. (1959) menciona la existencia de Braquiopodos y Trilobites mal conservados.

Por su posición estratigráfica dentro de la serie silúrica se le considera una edad Wenlokiense-Ludlowiense, aunque no descartamos la posibilidad de que únicamente pertenezca al Ludlowiense.

2.3 TRIASICO

Los depósitos triásicos se presentan en facies germánica y están ampliamente representados en esta Hoja. Se disponen discordantemente

sobre los materiales hercínicos a manera de orla, únicamente interrumpida por materiales neógenos que cicatrizan contactos mecanizados del Paleozoico con el Mesozoico.

Se identifican las tres facies características del Sistema en cada una de las cuales se han diferenciado cartográficamente distintos tramos litológicos. Así en las facies Buntsandstein se distinguen de muro a techo conglomerados y arcillas rojas (T_{G1}) arenisas, conglomerados y arcillas rojas (T_{G1s}) y areniscas y arcillas (T_{G1a}). Dentro de las facies Muschelkalk se han individualizado dos tramos, Dolomías (T_{G2}) y dolomías, margas y calizas dolomíticas (T_{G2m}). Por debajo del tramo de Dolomías (T_{G2}) se encuentra un conjunto litológico que marcaría la transición de las facies Buntsandstein a las Muschelkalk y que por su escasa potencia, menos de 10 m, no ha sido diferenciado cartográficamente. En las facies Keuper se puede distinguir tres tramos diferenciados por su coloración y litología si bien, debido a la escasa potencia de cada uno de ellos para su representación cartográfica así como a la imprecisión del contacto entre los tres tramos, se han individualizado en un único conjunto de Arcillas, margas y yesos (T_{G3}).

De las facies Keuper se pasa en secuencia normal a un conjunto de 20 m de dolomías tableadas sobre el que se localiza un tramo de casi un centenar de metros de carniolas. El paso Triásico-Liásico se sitúa dentro de este último tramo.

Debido al carácter diacrónico de estos depósitos así como a ser facies continentales se hace difícil el atribuir una edad a cada uno de los conjuntos litológicos diferenciados de forma que se opta por avanzar las edades que, hasta el momento, parecen más probables considerando a los diversos autores consultados.

2.3.1 Conglomerados y arcillas rojas. Facies Buntsandstein (T_{G1})

Discordantemente apoyado sobre los depósitos hercínicos, se encuentra un conjunto litológico constituido por cantos cuarcíticos, homométricos, bien redondeados, con huellas de presión-disolución, y tamaño medio que oscila entre los 7 y 10 cm de diámetro. La coloración es rojo vinosa y está mal compactado por ausencia de cemento. Estos conglomerados se presentan estratificados en capas de espesores que varían lateralmente así, se observan potencias que oscilan entre los 18 m al S. del Cerro San Cristóbal, 12 m al N de Orea o los 4 ó 5 en Chequilla. Asimismo, es notable dentro de este conjunto, la ausencia de pizarras, grauwacas o calizas, materiales todos ellos paleozoicos y acompañantes de las cuarcitas que ha sido la roca madre que ha abastecido de material a este conjunto (RIBA, O. 1959).

Los niveles conglomeráticos, anteriormente descritos, intercalan lechos arcillosos más o menos detríticos que contribuyen, con su coloración, a acentuar el rojo vinoso de todo el conjunto litológico. También se encuentran pequeños canales arenosos con una incipiente granoclasificación positiva.

En el muro de este tramo en su contacto con el yacente, es de destacar la superficie rojiza, por oxidación, que aparece en los materiales paleozoicos en contacto con el conglomerado basal.

El techo del tramo no es neto, sino que al desaparecer los conglomerados en potencias superiores a un metro de espesor y al aumentar los niveles de areniscas y arcillas se ha considerado oportuno el diferenciar cartográficamente otro tramo que sería continuación del mismo ciclo sedimentario.

Morfológicamente el conjunto, al no ser resistente a la erosión no ofrece ningún resalte, ocasionando los cantos del conglomerado basal un pedregal poco desarrollado que, localmente, incluso llega a enmascarar el contacto con el Paleozoico.

No se han encontrado restos de fauna que ayuden a datar este tramo basal. Atendiendo a la edad que en la región atribuye VIRGILI (1977) a los depósitos detríticos en facies Buntsanstein, dispuestos estratigráficamente por encima de este tramo, y considerando que no existe ningún dato para pensar que la sedimentación de este tramo detrítico alcance edades más modernas, creemos que la edad atribuible al tramo no debería de sobrepasar el Triásico Inferior.

2.3.2 Areniscas, arcillas rojas y conglomerados. Facies Buntsandstein (T_{G1s})

Este tramo está constituido fundamentalmente por un conjunto de areniscas silíceas, finas, homométricas, con un grado de compactación en aumento según ascendemos hacia el techo de la unidad, estratificadas en capas métricas y de coloración roja y violácea. Es frecuente encontrar estratificaciones cruzadas y paleocanales así como cantos dispersos englobados en la arenisca. Igualmente se observan óxidos que puntualmente llegan a formar nódulos ferruginosos centimétricos.

Estos niveles areniscos intercalan niveles más finos de conglomerados cuarcíticos rojos, subangulosos y mal compactados, que hacia el techo se van adelgazando hasta desaparecer como tales. Por otra parte, los niveles arcillosos van aumentando hacia el techo y se van haciendo más carbonatados, siendo colores rojos y verdes. Su espesor no suele alcanzar las 0,50 m.

Petrológicamente su composición oscila entre un 70 y 80 % de cuarzo, un 1 a 60 % de fragmentos de rocas metamórficas y un 2 a un 5 % de feldespato potásico. La matriz es sericítica y varía entre un 13 y 20 %, el cemento, cuando existe, es ferruginoso alcanzando valores máximos de hasta un 5 %. Las fracciones encontradas han sido arena 75 a 85 %, arcilla entre un 13 a 20 % y limo entre un 0 a 5 %.

Esta unidad cartográfica, es un tránsito entre la anteriormente descrita, conglomerados y arcillas rojas (T_{G1}) infrayacente, y la unidad cartográfica inmediatamente superior. Al corresponder las tres unidades diferenciadas a un mismo ciclo deposicional los contactos entre ellas son transicionales y establecidos en función del predominio de unas litologías sobre las otras. La potencia de este conjunto litológico es de 40 a 45 m.

La morfología del tramo viene marcada por la erosión diferencial que se establece en los niveles más resistentes, areniscas compactadas y los más erosionables, niveles arcillosos.

En estos depósitos terrígenos continentales no se han encontrado restos fósiles, de ahí la dificultad de datar con precisión esta unidad cartográfica. Remitiéndonos, de nuevo, a la edad que VIRGILI (1977) atribuye en la región a los depósitos en facies Buntsandstein consideraríamos conveniente atribuir a esta unidad una edad Triásico Inferior si bien, pudiera ser que los términos superiores alcanzaran hasta el Triásico Medio.

2.3.3 Arcillas vinosas y areniscas. Facies Buntsandstein (T_{G1a})

Este tramo está formado por un conjunto de arcillas rojas con pasadas verdosas que intercalan niveles de areniscas silíceas rojas de grano fino. Se localizan en este tramo niveles de oxidación con mineralizaciones centimétricas de hierro que alcanzan a tener varios metros de continuidad lateral. Son frecuentes los paleocanales y estratificaciones cruzadas. Las arcillas son más ricas en carbonatos hacia el techo del tramo mientras que hacia la base son más arenosas y de menor espesor. La potencia de las distintas capas no suele superar los 2 m, si bien hacia el techo se encuentran niveles arcillosos de 10 a 15 m de espesor. La potencia de este tramo en todo el ámbito de la hoja oscila alrededor de los 20 a 25 m. La coloración es rojo vinosa y es característica la alternancia informal de areniscas y arcillas que hacia el techo pasan a margas.

La composición petrológica de las areniscas oscila entre un 70 a 85 % de cuarzo con un cemento carbonatado entre el 15 y 25 %, una matriz sericítica de entre el 5 y 15 % y cemento ferruginoso alrededor del 2 %. Las fracciones son de arena alrededor del 75 %, arcilla sobre el 20 % y limo sobre el 5 %.

El muro de esta unidad cartográfica es transicional y está definido por la desaparición gradual de los niveles de conglomerados. El techo está definido por la aparición de los primeros niveles dolomíticos que corresponden al inicio de las facies Muschelkalk. El paso a estas facies, se hace a través de un tramo transicional, no cartografiado por su escasa potencia, de 6 a 15 m al noroeste, constituido por arcillas versicolores, areniscas silíceas y niveles carbonatados centimétricos y que en la cartografía ha sido incluido dentro de la unidad superior (T_{G2}). Es a través de este tramo de transición por el que se pasa de un medio de deposición continental, como el que corresponde a las facies Buntsandstein, a un medio marino somero (facies Muschelkalk).

Al igual que en los tramos detríticos anteriormente descritos de las facies Buntsandstein, no se han encontrado restos fósiles, y la datación de VIRGILI (1977) de estas facies en zonas próximas llevaría a atribuir a este tramo una edad Triásico Inferior-Medio.

2.3.4 Dolomías, Facies Muschelkalk (T_{G2})

Por encima de los materiales detríticos en facies Buntsandstein y a través del tramo transicional, descrito en el apartado anterior, se deposita un conjunto de materiales carbonatados con el que dan inicio las facies Muschelkalk.

Litológicamente esta unidad cartográfica está constituida por 25 a 30 m de dolomías grises bien estratificadas en capas de 0,2 a 3 m que intercalan algún lecho centimétrico de margas gris verdosas. Las dolomías son de aspecto sacaroideo, con disyunción ortogonal al plano de estratificación, y localmente con recristalizaciones. Morfológicamente este conjunto da resalte.

Las microfacies de este tramo corresponden a dolomicritas con trazas de intraclastos, fósiles y/o margas aleuríticas. El ambiente deposicional en los niveles más inferiores del tramo es costero y pasa a plataforma costera en los niveles más superiores.

La fauna que se encuentra dentro de este tramo es muy escasa y se reduce a sombras o restos de moluscos, lamelibranquios, algas y ostrácodos. Al no ser determinativa la fauna habría que considerar las citas de otros autores en Hojas próximas así como la edad que VIRGILI (1972) asigna a las facies Muschelkalk de la región como Triásico Medio (Ladiniense) a Triásico Superior (Carniense). Al estar emplazada esta unidad cartográfica en el tramo inferior de las facies Muschelkalk, se le podría asignar una edad Triásico Medio, sin llegar a descontar la posibilidad de que alcance hasta el superior.

2.3.5 Dolomías, margas y calizas dolomíticas. Facies Muschelkalk (T_{G2m})

Por encima del tramo anterior y en tránsito gradual se pasa de un conjunto eminentemente dolomítico con alguna hilada margosa (T_{G2}) a un conjunto constituido por dolomías y calizas dolomíticas en los niveles más altos, que alternan con margas.

Estas son más potentes a medida que ascendemos en la serie hasta alcanzar los 2 y 3 m de espesor mientras que, los niveles carbonatados, van disminuyendo su potencia hasta llegar a ser centimétricos. Las litologías que constituyen este tramo así como la tónica general de buzamiento que mantiene en la hoja, de 5 a 15°, hacen que en general se presente en una morfología de cuestras, dando una extensión de afloramiento superior al resto de las unidades cartográficas diferenciadas dentro del Triásico. La coloración del tramo es gris verdosa y su potencia en la hoja oscila alrededor de los 30 m.

Las microfacies corresponden a dolomicritas que presentan laminaciones así como diverso contenido en arcilla. El ambiente sedimentario es similar al del tramo descrito anteriormente o quizá más somero.

Basándose tanto en las consideraciones establecidas en el apartado anterior, como en los hallazgos de macrofauna realizados por RIBA, O. (1959) en la Sierra de Albarracín entre los que cita *Placonopsis teruelensis*, WJRM, y *Pseudocorbula (Myophoriopsis) gregaria*, MÜNST, se podría atribuir una edad Triásico media-superior. No obstante no se descarta la posibilidad de que el tramo tenga una edad Triásico Medio Superior.

2.3.6 Arcillas, margas y yesos. Facies Keuper (T_{G3})

Esta unidad, cartográficamente diferenciada, es fácilmente identificable en el campo por su coloración y litología a pesar de su escasa potencia, aproximadamente 20 m en el anticlinal del Nevero. Hacia el SE, cerca de Bronchales, la potencia de estos depósitos salobres aumenta hasta los 40 m.

Litológicamente está constituida por arcillas y margas rojas con pasadas centimétricas verdes y que intercalan algún nivel de caliza oquerosa, poco compacta, textura gruesa, con planos de estratificación mal definidos y de poca continuidad lateral. Hacia el techo son más abundantes los yesos con Jacintos de Compostela (cuarzos bipiramidales) y aragonitos, y sales diversas.

El carácter plástico de esta formación hace difícil la obtención de buenas columnas así como la diferenciación cartográfica de los tres tramos litológicos que de muro a techo se pueden reconocer arcillas y margas ver-

des; arcillas y margas con intercalaciones carbonatadas y arcillas rojas con yesos.

Al no haberse encontrado fauna en las calizas, y ser azoicas las arcillas y margas habría que basarse, para la datación del tramo, en su posición estratigráfica, así como en la edad Triásico Superior (Carniense-Noriense) que VIRGILI (1977) atribuye a estas facies en la región.

Por encima de los depósitos salobres del Triásico Superior en facies Keuper y concordantemente sobre ellos, descansa un potente conjunto carbonatado en la base del cual, se establece el tránsito Triásico-Jurásico.

2.4 TRANSITO TRIASICO—JURASICO

2.4.1 Carniolas, dolomías tableadas a la base ($T_{G3}-J_1$)

Sobre los materiales del Triásico Superior en facies Keuper se dispone un conjunto de rocas carbonatadas que pertenecen en su mayor parte al Jurásico. El tránsito entre ambos se lleva a cabo mediante unos tramos, con frecuencia dolomíticos, que presentan una marcada extensión en la cordillera Ibérica como ha sido reconocido por numerosos autores; RIBA (1959) encuentra en la hoja y al Sur de ella, sobre el Keuper, uno o dos tramos de Carniolas; VILLENA (1971), distingue al Norte y Noreste de la hoja un "tramo de Carniolas" en el que separa tres horizontes litológicos: uno superior, constituido por rocas dolomíticas cavernosas y porosas, otro intermedio de brechas dolomíticas y otro inferior de dolomías bien estratificadas y generalmente muy cristalinas. Posteriormente, GOY, GOMEZ y YEBENES (1976) distinguen un "tramo de transición" (unidad informal) y dos unidades litoestratigráficas formales: Formación *Dolomías tableadas de Imón* y Formación *Carniolas de Cortes de Tajuña*. Todas ellas han sido agrupadas en un solo tramo a efectos cartográficos.

El contacto de las unidades carbonatadas con el Keuper suele estar mecanizado, siendo frecuente que no afloren los términos basales. Cuando el contacto es normal se encuentran unos niveles de 3-4 m de calizas arcillosas amarillentas con cuarzós bipiramidados ("tramo de transición") y por encima unos 15 m de dolomías grises, bien estratificadas en capas finas y medias (*Fm. Imón*) y 60-70 m de caliza y dolomías masivas, con frecuencia brechoides y oquerosas (*Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña*). En microfacies abundan las brechas con cantos de caliza en una matriz micrítica que contienen cemento de calcita espática en menor proporción.

Según YEBENES (1973), las Carniolas corresponden a primitivas alter-

nancias de dolomías y evaporitas. La disolución de estas últimas por la acción de aguas meteóricas provocaría la brechificación y dedolomitación de los materiales dolomíticos, en un proceso telegenético que traería como consecuencia la aparición de carniolas en las zonas superficiales.

Los únicos indicios de fauna encontrados en los tramos descritos dentro del ámbito de la hoja corresponden a fantasmas de lamelibranquios, *nodosaria* y *lingulina*. Ante la imposibilidad de datar con estos datos esta unidad cartográfica por criterios paleontológicos, hay que basarse en las edades atribuidas al infra y suprayacente. Considerando así, la edad de Triásico superior atribuida a las facies Keuper y la edad Sinemuriense (s.1.) atribuida a la parte inferior del tramo suprayacente a las carniolas, regionalmente, parece aceptable asignar al tramo de transición y a las dolomías tableadas de la base, una edad Triásico superior, mientras que el paso Triásico-Jurásico habría que situarlo en las carniolas.

2.5 JURASICO

Por encima de los depósitos carbonatados en los que parece situarse el límite Triásico-Jurásico, se dispone un conjunto calco-margoso que contiene algunos niveles ricos en Braquiópodos y Ammonites, en los que pueden efectuarse dataciones con cierta precisión.

Los depósitos Jurásicos, ocupan gran parte de la superficie de la hoja de Checa (25-21) y están deformados por los movimientos alpinos. Se distribuyen con dirección NO-SE a ambos lados de los macizos del Nevero y del Tremedal configurando morfológicamente una penillanura.

La litoestratigrafía de Lias se ha tomado siguiendo los trabajos de GOY et al. (1976) que identifican unas unidades de gran continuidad lateral definidas con el rango de Formación.

Estas unidades de base a techo son las siguientes:

- A) Formación calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas.
- B) Formación margas grises de Cerro del Pez.
- C) Formación calizas bioclásticas de Barahona.
- D) Formación alternancia de margas y calizas de Turmiel.

En el Jurásico medio y superior se han considerado las unidades litoestratigráficas formales definidas por GOMEZ (1978) y GOMEZ y GOY (in litt.) y que de muro a techo son:

- E) Formación Carbonatada de Chelva.
- F) Formación Margas de Sot de Chera.
- G) Formación Ritmita calcárea de Loriguilla.
- H) Formación Calizas con oncolitos de Higueruelas.

Cartográficamente, las unidades B y C, así como las F y G se han agrupado, individualizándose el resto de las unidades litológicas. Discordantemente sobre los materiales Jurásicos, descansan los depósitos continentales en facies Weald, no descartándose la posibilidad de que el tramo basal de esta unidad, inferior a la decena de metros, pudiera asimilarse, localmente, a los materiales de facies Purbeck.

2.5.1 Calizas y dolomías tableadas (J^{0-12}_{1-13})

Esta unidad cartográfica es asimilable a la Formación *Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas*, definida por GOY et al. (1976), en el área situada inmediatamente al norte de esta hoja. Su límite inferior con la Fm. *Carniolas de Cortes de Tajuña*, se establece con la aparición de los primeros planos de estratificación bien marcados y el límite inferior también es fácil de señalar por coincidir con la base de una unidad margosa, la Fm. *Margas grises de Cerro del Pez*.

En conjunto dentro de la unidad suelen predominar las calizas grises a beige, que se disponen bien estratificadas en bancos de espesor variable con frecuencia gruesos a medios, aunque su espesor puede disminuir hasta llegar a términos lajosos que se intercalan eventualmente. El conjunto suele dar fuerte resalte en la topografía y en algunos puntos se puede ver, hacia el techo, un nivel de dolomías con laminaciones de algas y estructuras de *tepees*.

El espesor de la unidad suele ser de 130-140 m. y entre las calizas son frecuentes las que contienen oolitos a veces abundantes hasta constituir Dolomicritas con intraclastos parcialmente lavadas, dolobioesparitas y oobioesparitas no totalmente lavadas con intraclastos y fósiles. También son frecuentes las calizas con matriz de micrita y aloquímicos en proporción variable como intrabiomicritas, pelmicritas con fósiles, biomicritas, etc., así como carbonatos cristalinos. Su medio de depósito corresponde a una plataforma interna con episodios submareales e intermareales, de energía elevada a moderada, que eventualmente llegan a ser supramareales.

La macrofauna es bastante escasa en esta unidad (Bivalvos, Gasterópodos, Equinodermos, etc.) y entre los microfósiles se encuentra una gran variedad, si bien el número de individuos es relativamente reducido. Entre los más frecuentes pueden citarse: *Frondicularia*, *Pseudopfenderina*, *Marginulina*, *Lingulina*, *Lenticulina*, *Glomospira*, etc. Con los datos existentes la edad de esta formación en la hoja de Checa es problemática, pero por referencia a áreas próximas donde se ha conseguido datar, es posible que abarque el Lias inferior a Carixiense.

2.5.2 Calizas bioclásticas, Margas grises a la base (J^{2-3}_{13-13})

Dentro de esta unidad cartográfica se agrupan dos de las unidades litoestratigráficas mencionadas, la Formación *Margas grises de Cerro del Pez*, situada en la parte inferior, y la Formación *Caliza bioclástica de Barahona*, en la parte superior.

La Fm. *Cerro del Pez* está constituida por margas de color gris con algunas intercalaciones de calizas margosas. Su espesor en la hoja suele ser de unos 7 m y con frecuencia se encuentra parcialmente cubierta.

Esta unidad es rica en fósiles, habiéndose reconocido *Plesiothyris verneuili* (DESL.), *Lobothyris subpunctata* (DAV.) "*Terebratula*" cf. *thomarensis* CHOFF., *Pholadomya* cf. *thomarensis* CHOFF. y *Pseudopecten*.

Su medio de deposición corresponde a una plataforma somera de baja energía, parcialmente comunicada, sometida a la influencia de aportes detríticos finos. La edad de la formación es Carixiense superior probable Domeriense (Zona Stockesi o zona Margaritatus basal).

La Fm. *Barahona* está constituida por calizas bioclásticas estratificadas en capas medias a finas, con las superficies de estratificación onduladas e irregulares que le comunican un aspecto noduloso. Contienen algunas intercalaciones margosas poco potentes, más abundantes en la parte inferior, y en el techo se observa una superficie ferruginosa. Entre las microfacies predominan las biomicritas, con frecuencia algo lavadas, a veces con intraclastos. Entre los bioclastos predominan los de ostreidos del género *Gryphaea* y en menor proporción Crinoides, Braquiópodos, Gasterópodos, etc.; y entre los microfósiles *Lenticulina*, *Glomospira*, *Ammodiscidos*, *Epistomina*, etc. Su deposición se ha llevado a cabo en una plataforma somera de moderada energía, en un ambiente bien oxigenado, donde se lleva a cabo una importante proliferación de ostreidos.

Entre la macrofauna se ha encontrado: *Lobothyris* cf. *subpunctata* (DAV.), "*Terebratula*" *thomarensis* CHOFF., *Pholadomya* cf. *thomarensis* CHOFF., *Pseudopecten* y "*Belemnites*", en la parte inferior media y *Zeilleria* (Z) *quadrifida* (LAM.), *Aulacothyris resupinata* (SOW.), *Lobothyris* cf. *subpunctata* (DAV.), "*Rhynchonella*" aff. *dumbletonensis* DAV. en Dubar, 1931, *Spiriferina* gr. *alpina* OPP., *Pleuromya*, *Pseudopecten* y *Gryphaea* (*Gryphaea*) en la parte superior.

Su edad es Domeriense (Zonas Margaritatus y Spinatum) y su espesor suele oscilar alrededor de los 20 m.

2.5.3 Alternancia de calizas y margas (J²³⁻³₁₃₋₁₄)

Sobre la superficie ferruginosa con la que terminan las calizas bioclásticas de la *Formación Barahona*, se apoya una unidad cartográfica muy típica, constituida por una alternancia de margas y calizas, que es asimilable a la *Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel*, definida por GOY et al. (1976). Estos autores distinguen dentro de ella cinco miembros que de más antiguo a más modernos son:

- a) Miembro Margas y calizas margosas.
- b) Miembro Calizas amarillas y margas verdosas.
- c) Miembro Margas rosas.
- d) Miembro Alternancia rítmica de margas y calizas.
- e) Miembro Margas y margocalizas.

No obstante, en el ámbito de esta hoja y de Norte a Sur, primero el Miembro d) y después el e) aumentan su proporción de carbonatos hasta pasar a calizas de aspecto noduloso, más asimilables por su constitución litológica al Miembro *Calizas nodulosas de Casinos*, que constituye la unidad más inferior de la *Formación Carbonatada de Chelva*. El espesor de la Fm. Turmiel varía a lo largo de esta Hoja y así al Norte, en la región de Alustante-Orihuela del Tremedal, se reconoce claramente el miembro superior margoso y el espesor de toda la formación es de 55-60 m. Al Sur, los dos miembros superiores pasan a ser calizos disminuyendo el espesor de los tramos margosos que constituyen la Fm. Turmiel.

En el área de Alustante-Orihuela, dentro de esta unidad cartográfica, pueden distinguirse tres tramos, uno inferior constituido por una alternancia de margas gris-azuladas en corte fresco, amarillentas por alteración y calizas margosas (biomicritas) que contienen:

Orthildaites, *Hildaites* cf. *levisoni* FUC., *Harpoceras pseudoserpentinum* GAB., *Nodicoeloceras*, *Hildoceras sublevisoni* FUC., *Hildoceras lusitanicum* (MEIST.) *Lobothyris* cf. *punctata* var. *arcta* DUB., *Lobothyris subpunctata* (DAV.). "*Terebratula*" *jauberti* DESL., "*Terebratula*" *wittnichi* CHOFF., "*Terebratula*" *perfidia* CHOFF., *Stolmorhynchia bouchardi* (DAV.), *Homoeorhynchia batalleri* (DUB.), *Homoeorhynchia meridionalis* (DESL.), *Gryphaea* (*Gryphaea*), *Pholadomya* y *Trigonia*, que caracterizan el Toarciense inferior (Zonas *Tenuicostatum* y *Serpentinus*) y media (Zona *Bifrons*).

El tramo intermedio está compuesto por calizas grises a amarillentas, bien estratificadas en capas de 10-40 cm.; biomicritas con bioclastos de Bivalvos, Equinodermos, Gasterópodos, Espículas, etc. y Foraminíferos (*Nodosaria* y *Lenticulina*). Contienen:

Hildoceras bifrons angustisiphonatum PRINZ., *Phymatoceras*, *Pseudogrammoceras aratum* BUCK y *Pseudogrammoceras* aff. *muelleri* (DENCK.), que caracterizan el Toarciense medio (Zona Bifrons y Variabilis).

El tramo superior está constituido, en la parte Norte de la hoja, por margas grises con escasas intercalaciones de calizas margosas, en niveles de 10-15 cm., bioclásticas y más frecuentes hacia la parte superior. Contienen:

Pseudogrammoceras cf. *fallaciosum*, "*Terebratula*" *submaxillata* DAV. en Choffat, 1947, *Homoeorhynchia* aff. *cynocephala* (RICH.), *Pholadomya reticulata* AGASS., *Pleuromya* y *Lopha* (*Actinostreon*), que caracterizan el Toarciense superior (probable Zona Insigne).

La alternancia de calizas y margas de la *Formación Turmielse* ha depositado en una plataforma abierta, bien comunicada, de baja energía, sometida al influjo de terrígenos finos. Su edad es Toarciense (Zonas Tenuicostatum a Insigne).

2.5.4 Calizas (J^{3-2}_{14-31})

Sobre la alternancia de margas y calizas de la *Fm. Turmiel*, se dispone una potente unidad constituida fundamentalmente por caliza, que corresponde a la *Formación Carbonatada de Chelva* definida por GOMEZ (1978) y GOMEZ y GOY (in litt.). Es la unidad de mayor extensión de afloramiento en la hoja y dentro de ella pueden diferenciarse varios tramos, algunos de ellos formales y otros informales. De base a techo son:

- a) Miembro Calizas nodulosas de Casinos.
- b) "Parte media" (informal).
- c) Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyo Frío.
- d) Miembro Calizas con esponjas de Yátova.

El espesor total del conjunto es de unos 110-120 m y el *Mb. Casinos*, en la base, está constituido por calizas micríticas de tonos amarillentos que tienen las superficies de estratificación onduladas, lo cual hace que tomen un marcado aspecto noduloso. Es frecuente la bioturbación y en ocasiones se encuentran niveles con abundantes bioclastos de Crinoides. En microfacies son biomicritas con bioclastos de Crinoides, Bivalvo, Gasterópodos, Ostrácodos y Foraminíferos (*Lenticulina*, *Epistomina*, *Saracenaria* y *Nodosaria*). Su espesor es de unos 30 m. Contienen:

Dumortieria levesquei (D'ORB.), *Pleydelkia subcomta* (BRAND.), *Cotteswoldia*, *Pholadomya* cf. *reticulata* AGASS. y *Plagiostoma*.

Su edad es Toarciense superior (Zonas Pseudoradiosa y Aalensis), y se ha depositado en una plataforma abierta de baja energía.

Dentro de la "parte media" (unidad informal) de la *Formación Carbo-*

natada de Chelva, pueden distinguirse tres tramos en el ámbito de la hoja de Checa. El inferior, de casi 50 m de espesor, consta de calizas micríticas, que contienen niveles de nódulos de sílex, en microfacies son: biomicritas, micritas fosilíferas y biopelmicritas con "Protoconchas", Espículas, Bivalvos, Equinodermos, etc., y entre los microfósiles se reconocen *Ammodiscus*, *Lenticulina* y *Nodosaria*. Su deposición se ha llevado a cabo en una plataforma abierta de baja energía, en medio submareal, reconociéndose localmente en la parte inferior del tramo deformaciones debidas a "slumping".

Se ha recogido, en la parte inferior: *Sonninia* (*Sonninia*), *Sonninia* (*Euhoplaceras*), *Witchellia*, *Epithyris* cf. *submaxillata* (DAV.) del Bajociense inferior. En la parte media, contienen: *Stephanoceras* del Bajociense inferior y medio.

El tramo medio está compuesto de unos 16 m de calizas oolíticas blanquecinas en capas gruesas a medias; oomicritas muy lavadas con fósiles y pellets, ooesporitas no totalmente lavadas, con fósiles, oobioestasis, etc. Entre los bioclastos predominan los de Crinoides y Bivalvos y se han podido determinar *Protopeneroplis cribans*, Ophthalmídeos, *Lenticulina*, *Gaudryina*, etc. Su deposición se ha llevado a cabo en aguas someras de una plataforma carbonatada de energía moderadamente elevada.

En la parte superior se reconoce un tramo de calizas, nuevamente micríticas, de color gris en capas de 10-30 cm con frecuentes tintes rojizos. Su espesor suele ser de unos 13-15 m y se encuentran biopelmicritas con abundantes bioclastos. Entre los microfósiles cabe destacar la presencia de *Protoglobigerina*, junto a *Lenticulina*, *Epistomina* y *Trocholina*. Su deposición se ha efectuado en un ambiente de plataforma abierta, de baja energía. Contienen:

Macrocephalites macrocephalus (SCHLOTH), *Pleurocephalites*?, *Kamptokephalites*, *Macrocephalites compressus* (QUENST.), *Dolikephalites* cf. *gracilis* SPATH, *Homoeoplanulites*, *Choffatia*, *Reineckeites*, *Hectioceras* (*Chanasia*), *Jeanneticeras*, *Hectioceras* (*Putealicer*) cf. *robustum* (DE TSYTOV.), *Dorsoplicathyris dorsoplicata* (DESL.), *Dorsoplicathyris* cf. *deslongchampsii* ALM., *Ctnostreon* que caracterizan el Calloviense inferior y medio.

Por encima de la "parte media" de la *Fm. Chelva* se encuentran otras dos unidades formales, la capa de oolitos ferruginosos de Arroyo Frío y el Miembro Calizas con Esponjas de Yátova. La primera está constituida por unos niveles de calizas con oolitos ferruginosos, cuyo espesor suele ser de 40-70 cm. Con frecuencia pueden separarse dos horizontes, uno inferior en que los oolitos son generalmente abundantes, aunque distribuidos de forma irregular, en el que pueden encontrarse varias superficies ferruginosas y otro

superior en el cual los oolitos ferruginosos suelen ser escasos y dispersos y contiene fragmentos de esponjas. Contienen:

Reineckeia, *Choffatia* (*Grossouvria*), *Hecticoceras*, "*Terebratula*", probablemente del Calloviense medio.

En la parte superior de la Formación *Carbonatada de Chelva* se encuentra el Miembro *Calizas con esponjas de Yátova*, cuyo espesor en la hoja suele ser de unos 5 m. Está constituido por calizas grises a beige, estratificadas en capas de 5-10 cm., con frecuentes secciones de esponjas y calizas margosas e intercalaciones de margas hacia la parte superior. Son biomicritas que con frecuencia contienen intraclastos y pellets; entre los bioclastos se encuentran Bivalvos, Equinodermos, Gasterópodos, Esponjas y Espículas, *Protoglobigerina*, *Marginulina*, *Nodosaria*, Ostrácodos, etc. Su deposición se ha realizado en una plataforma somera, bien comunicada, con energía baja a moderada. Contienen:

En la parte inferior, contienen: *Perisphinctes* (s.l.), *Perisphinctes* (*Otosphinctes*), "*Terebratula*" del Oxfordiense medio. En la parte media y superior: *Glochiceras* (*Glochiceras*), *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*), *Perisphinctes* (s.l.), *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) gr. *bifurcatus*? (QUENST.), *Lithacoceras* (*Subdiscomphinctes*) del Oxfordiense medio (Zona Transversarium) y superior (Zona Bifurcatus).

2.5.5 Margas con intercalaciones calcáreas y arenosas (J_{31-32}^{2-1})

Sobre la unidad caliza anterior se dispone un conjunto fundamentalmente margoso con intercalaciones de calizas, las cuales suelen contener un 5-10 % de cuarzo detrítico tamaño limo. Hacia el Norte, en la hoja de el Pobo de Dueñas (25-20), estas margas contienen intercalaciones arenosas hacia la parte media de la unidad. Su espesor total es de unos 70 m y pueden distinguirse dos grandes tramos. El inferior está compuesto por margas grises, amarillentas por alteración, con intercalaciones de calizas algo limosas. Este conjunto es asimilable a la formación *Margas de Sot. de Chera* y en él las calizas presentan una microfacies bastante monótona de pelmicritas con granos de cuarzo tamaño limo y algunos fósiles, entre los que cabe destacar Ostracodos, *Eggerella*, *Lenticulina*, *Epistomina*, *Marginulina*, *Ophthalmidiids* y hacia la parte superior *Cladocoropsis*.

En la parte inferior, contienen: *Ochetoceras* gr. *Canaliculatum* VON BUCH, *Lithacoceras* (*Subdiscomphinctes*), "*Lima*" del Oxfordiense superior (zona Bifurcatus). En la superior: *Ochetoceras* gr. *marantianum* (D'ORB.), *Epipeltoceras* gr. *bimammatum*? (QUENST.), *Glochiceras* (*Coryceras*), *Otosphinctes* del Oxfordiense superior (Zona Bimammatum).

El conjunto superior está constituido igualmente por margas, pero las intercalaciones calizas se encuentran ordenadas en ritmos donde la parte inferior está compuesta por margocalizas lajas y la parte superior por calizas micríticas en capas medias. Esta unidad es el equivalente lateral de la Formación *Ritmita calcárea de Loriguilla*, que presenta gran extensión a lo largo de la cordillera. Los fósiles son relativamente escasos, contienen: *Idoceras?*, *Trigonia*, *Montlivaltia?* del Oxfordiense superior (Zona *Bimammatum* y probable zona *Planula*).

La deposición de esta unidad se ha llevado a cabo en una plataforma de baja a moderada energía, sometida al influjo de terrígenos provenientes de la erosión de áreas emergidas relativamente próximas.

2.5.6 Calizas oolíticas (J¹⁻³₃₂₋₃₂)

Coronando los depósitos carbonatados del Jurásico se encuentra un tramo de 37 m de calizas grises con abundantes oolitos y oncolitos, que corresponden a la Formación *Calizas con oncolitos de Higuieruelas*. Se dispone en capas gruesas a medias y dan un resalte muy característico en la topografía. Al igual que la unidad cartográfica anterior sus áreas de afloramiento están influenciados por la tectónica, ya que se encuentran en sinclinales y fosas tectónicas, donde han quedado preservadas de la erosión. Con frecuencia puede observarse cierto contenido en material detrítico, generalmente escaso, y en microfácies son oospiritas y oomicritas con fósiles a veces algo arenosos. Se reconocen *Conicospirillina basiliensis*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Everticyclammina*, *Egerella*, etc., habiéndose encontrado ejemplares, hacia la parte superior de *Protopeneroplis striata* y *Protopeneroplis cribans*. La edad del conjunto es Kimmeridgiense y su deposición se ha llevado a cabo en una plataforma somera de energía elevada a moderadamente elevada, presentando los depósitos con frecuencia estructuras de ripples de oleaje de mediano tamaño.

2.6 CRETACICO

El sistema Cretácico está bien representado en la hoja de Checa (25-21) si bien su amplitud de afloramiento es muy pobre ya que la erosión ha dismantelado todos los depósitos dispuestos por encima de las calizas del Dogger y Malm. Únicamente se pueden observar tres pequeños retazos, Cubillo de Checa, Motos y Traid, todos ellos preservados de la erosión por ubicarse en pequeñas fosas tectónicas, así como los que se emplazan al norte

de la línea Alcoroches-Alustante, que se han conservado debido a la acumulación de depósitos Terciarios sobre ellos.

El Cretácico inferior está representado por facies continentales que se han dividido en dos unidades cartográficas, una inferior, que descansa discordantemente sobre el Jurásico, de calizas, arcillas y conglomerados y otra también discordante sobre la anterior de arenas silíceas.

El Cretácico superior está más escasamente representado en la hoja, reduciendo su presencia a los tramos inferiores. En el borde Norte de esta Hoja y junto al pueblo de Piqueras, aflora el único corte completo de Cretácico en el que, aparte de los dos tramos descritos en el Cretácico inferior, se han diferenciado unas margas y calizas con fauna, unas dolomías, calizas y calizas margosas tableadas, un tramo de calizas nodulosas con fauna con un nivel de margas a techo y culmina la serie con dolomías y calizas dolomíticas en bancos gruesos.

Insertando las unidades cartográficas cretácicas, en esta hoja representadas, dentro del Sistema Ibérico, se observa que las potencias aumentan espectacularmente hacia el sur así como que los depósitos, van alcanzando edades cada vez más modernas según que nos desplazamos hacia la Meseta. Asimismo, se observa regionalmente cómo el nivel de erosión precretácico afecta a pisos más antiguos conforme nos acercamos hacia el Oeste.

2.6.1 Conglomerados, arcillas y calizas. Facies Weald (Cw₁₄)

Sobre la unidad de calizas oolíticas del Kimmeridgiense, con que culmina el sistema Jurásico, se disponen, en clara discordancia erosiva, unos depósitos continentales cuya potencia total es del orden de los 40 m.

Estos materiales retringen su zona de afloramiento al sinclinal de Alustante-Alcoroches-Piqueras donde los sedimentos terciarios han preservado de la erosión al infrayacente.

Litológicamente esta unidad está constituido por arenas y areniscas en paso lateral a conglomerados, calizas gris blanquecinas de aspecto noduloso y arcillas más o menos arenosas con nódulos calcáreos.

Tanto los tramos margosos como los calcáreos contienen restos fósiles de flora de "Characeas", entre las que se han reconocido: *Atopochara tri-valvis trigueta* GRAMBAST, y *Flabellochera Harris* (PECK) GRAMBAST, así como *Porochara* sp. y *Globator* aff. *Trochiliscoides*.

Estas facies son correlacionables con las que aparecen en zonas más occidentales entre Canales del Ducado y Fuentesaviñán (Provincia de Guadalajara) y que COMAS RENGIFO, J. et al. (1975) las definen como tipo "Weald". Estos autores encuentran niveles con Characeas y Ostrácodos que

los permiten datar la unidad como Hauteriviense-Barreniense. Teniendo en cuenta que las Characeas recolectadas por nosotros provienen de niveles situados a unos 7 m de la base, es posible que en esta zona la sedimentación no se inicie hasta el Barreniense, y no descartamos la posibilidad de que llegue hasta el Aptiense.

Las microfácies corresponden a dismicritas con fósiles y biomicritas. El conjunto se depositó en un ambiente continental con episodios lacustres.

2.6.2 Arenas en Facies Utrillas (C_{16-21}^{0-1})

Descansa esta unidad sobre términos del Jurásico superior o sobre sedimentos en facies tipo "Weald" siempre en clara discordancia erosiva.

Litológicamente está constituida por arenas arcósicas y areniscas con tamaño de grano medio y medio fino que intercalan lentejones de granulometría más gruesa con algún canto cuarcítico disperso. La potencia total de la unidad oscila entre los 40 y 60 m. Esta unidad litológica es de similares características a la Formación "Utrillas" AGUILAR et al. (1971).

La datación es difícil de precisar por la ausencia total de datos paleontológicos. No obstante, en base a la edad que se le atribuye a escala regional y a la posición estratigráfica es lógico pensar en una edad Albiense-Cenomaniense inferior para esta unidad continental.

La potencia de esta unidad oscila entre los 20 y 50 m.

2.6.3 Margas y calizas con fauna (C_{21}^{2-3})

Se inicia esta unidad con un conjunto de aproximadamente 10 m, de biocalcarenitas alternando con margocalizas, que dan un pequeño resalte topográfico. Sobre él aparecen unos 3 m de calizas bioclásticas de tonalidades blanquecinas y ricas en microfauna. Por encima se encuentra un tramo de 11 m de potencia constituido por margas ocreas fosilíferas y verdes, estas últimas en capas más potentes y azoicas. Culmina esta unidad, con 2 m de arenas silíceas finas y micáceas.

En los niveles fosilíferos de esta unidad se encuentran ejemplares de ostreidos, exogiras y frecuentes bivalvos.

Las microfácies corresponden a biomicritas, oomicritas fosilíferas e intraesparitas que contienen *Orbitolina Gr cóncava*; *Orbitolina (Mesorb) cóncava*; *Pseudocyclamina*; *Orbitolina (Mesorb) cóncava qatarica*, *Orbitolina (Mesorb) cónica*; *Daxia Cenomana*, serpulidos, briozoos, gasterópodos, texturálidos, equinodermos, ostrácodos, equínodos, lamelibranquios y algas.

En base a los criterios estratigráficos, de microfacies y paleontológicos, se considera que estos materiales se depositaron durante el Cenomaniense medio y parte del superior, no obstante, no se descarta la posibilidad de que la sedimentación comience durante el Cenomaniense inferior.

El ambiente en que se realizó la sedimentación es costero y la potencia dentro del marco de esta Hoja varía entre los 25 y 30 m.

2.6.4 Dolomías, dolomías margosas y calizas. Conjunto tableado (C³⁻²₂₁₋₂₂)

Está compuesto este conjunto por dolomías amarillentas porosas con óxidos de hierro laminares y puntuales, estratificación laminar; bien estratificadas, en capas medias a gruesas y que alternan con margas dolomíticas y dolomías arcillosas en las que se descubren fantasmas de microfauna. Hacia el techo aparece un paquete dolomítico de mayor espesor que bien pudiera ser asimilable a las *dolomías de la Ciudad Encantada*, MELENDEZ HEVIA (1971). Por encima se encuentran aún algunos niveles finos de dolomías amarillentas.

El muro de esta unidad suele descansar sobre niveles de margas verdes azoicas y arenosas, si bien, localmente, serie de Piqueras, el paso es a través de un nivel de arenas silíceas. El tramo culmina en un nivel de caliza blanca rico en ejemplares de macrofauna.

La potencia de este tramo oscila alrededor de los 25 m.

La superficie de afloramiento de este tramo es muy reducida y sólo se puede encontrar en su totalidad, en un retazo al noroeste del sinclinal de Alustante-Alcoroches-Piqueras. En los demás afloramientos cretácicos, no alcanza a aflorar completo este conjunto litológico por lo que el resalte característico que producen las dolomías de la parte superior del tramo no se observa en el ámbito de esta Hoja.

Las microfacies corresponden a dolomicritas con bajo contenido en arcilla, intrabioesparitas, biomicritas con intraclastos en parte dolomitizadas y algún nivel de biomicritas que contienen *Dicyclina*, *Cuneolina*, *Discorbis*, *ophthalmidium*, *flabellamina*, así como serpulidos, rotálidos, ostrácodos, lamelibranquios, equinodermos y miliolidos. En base a las microfacies, posición estratigráfica, así como a la edad atribuida a estos materiales en zonas próximas, consideramos que este conjunto litológico, aquí agrupado, se depositó durante el Cenomaniense medio superior y el Turoniense inferior medio en un ambiente de aguas tranquilas en la plataforma costera.

2.6.5 Calizas nodulosas con fauna, Margas a techo (C_{22}^{2-3})

Concordante con la unidad anterior aparece un conjunto de coloración blanquecina estratificado en capas finas a medias que hacia el techo se hacen más gruesas. Litológicamente está constituido por margocalizas nodulosas y biocalcarenitas que culminan en un nivel de margas calcáreas lajosas, de color gris verdoso que intercalan finas capas de calizas grises. El tramo es rico en niveles con abundante macrofauna de rudistas, lamelibranquios y gasterópodos principalmente. Asimismo son frecuentes las calizas ricas en ostrácodos y serpulidos.

La potencia de este tramo es de 10 m y se encuentra escasamente representado en el ámbito de la hoja al quedar parcialmente cubierto, en el único afloramiento existente al norte de la hoja, por depósitos terciarios.

Al ser un nivel fácilmente identificable en el campo, poseer abundante fauna y aumentar su potencia en las hojas más meridionales, se ha considerado oportuno representarlo cartográficamente aún a costa de ser exagerado, ya que por su potencia sería lógico englobarlo bien en los tramos supra o infrayacentes.

Las microfacies encontradas en este tramo corresponden a biomicritas con un porcentaje variable, pero bajo en general, de arcilla que contienen entre otros ostrácodos *Krithe* sp, *Paracyprideis* sp *Brachycythere* así como lamelibranquios, equinodermos, lagénidos, gasterópodos, ophtalmínidos, miliólidos y serpúlidos.

Entre los ejemplares de macrofauna existentes, se han recogido: *exogira* sp. y numerosos moldes de bivalvos.

En base a la fauna encontrada, a las microfacies así como a la posición estratigráfica y a las edades atribuidas a tramos correlacionables con éste, se puede considerar que la sedimentación de estos depósitos se realizó en la plataforma costera durante el Turoniense.

2.6.6 Dolomías y calizas dolomíticas en bancos gruesos (C_{23-26})

En la hoja de Checa (25-21), el tramo, cartográficamente diferenciado, más alto en el Sistema Cretácico, está constituido por dolomías sacaroideas grises, amarillentas y blancas estratificadas en capas gruesas y en bancos y localmente con aspecto masivo. Son abundantes las recrystalizaciones y bandeados que confieren un aspecto estromatolítico, así como incipientes carstificaciones que favorecen las oquerosidades y presencia de calcita.

Este tramo reduce su presencia al N de la hoja, noroeste del sinclinal Alustante-Alcoroches-Piqueras, donde los depósitos Paleógenos lo recubren discordantemente permitiendo que afloren únicamente de 50 a 70 m.

Las microfacies corresponden a dolomicritas y biomicritas parcialmente dolomitizadas. El contenido en microfauna es pobre y mal conservada, habiéndose encontrado únicamente sombras de lamelibranquios, ostrácodos y gasterópodos.

Teniendo en cuenta las microfacies estudiadas, la posición estratigráfica así como correlaciones con tramos similares en zonas próximas a esta Hoja, atribuimos a este tramo una edad Senoniense.

El medio de deposición sería costero externo que hacia el techo evoluciona hacia costero lagunar.

2.7 Terciario

Los depósitos terciarios tienen como característica común su carácter detrítico y su localización en la mitad nororiental de la hoja de Checa (25-21).

En las zonas de Alustante-Alcoroches; Orihuela-Bronchales y de Tor-desilos-Ermita Virgen de Poyales, se encuentran los depósitos terciarios más modernos, con características litológicas y morfológicas comunes. Estos sedimentos recientes, cicatrizan fracturas que ponen en contacto depósitos Paleozoicos y Mesozoicos y enlazan morfologías distintas.

Al norte de la hoja de Checa (25-21) y al sur de la del Pobo de Dueñas (25-20) afloran depósitos terciarios, recogidos en el sinclinal de Alustante-Alcoroches-Piqueras, que ocupan una superficie aproximada de 40 km² y recubren discordantemente los materiales mesozoicos a los que preservan de la erosión. En el límite occidental de la hoja, en la Ermita de los Santos de la Piedra, hay un pequeño afloramiento de sedimentos detríticos terciarios que penetran en la hoja de Santa Eulalia (26-21).

En el sinclinal de Alustante-Alcoroches-Piqueras, se han diferenciado cartográficamente dos conjuntos similares litológicamente, pero diferenciados al estar el inferior deformado y discordante sobre él, horizontal el conjunto superior. Cuando la discordancia angular se observa, el contacto se sigue fácilmente, ahora bien, con frecuencia el contacto queda enmascarado, por lo que se ha representado por un contacto supuesto.

RIBA ARDERIU, O. (1959) explicando lo que sucede en este y otros casos de la Sierra de Albarracín dice: "Nos encontramos ante una discordancia progresiva formada en el transcurso del plegamiento, y en la que la base y el techo suele estar horizontal, o poco deformado. Queda claro que en estos ejemplos el problema quede sin solución en tanto se continúe sin pruebas paleontológicas".

2.7.1 Conglomerados y arcillas (T_{33-c1}^{A-Ba})

Se emplaza esta unidad, en el sinclinal de Alustante-Alcoroches-Piqueras al apoyarse discordantemente sobre términos cretácicos, en la zona occidental, y jurásicos en la zona oriental.

Litológicamente está constituida por conglomerados calcáreos y cuarcíticos, estratificados en capas de 0,3 a 0,8 m, de tonalidades rojos y ocres que intercalan arcillas, generalmente arenosas de tonalidades rojizas y estratificadas en capas más finas.

En el Alto del Horcajo de los Villarejos se puede observar que esta unidad está deformada y que sobre ella, en discordancia progresiva, se apoya otra unidad litológicamente similar pero en parte postectónica.

En el cerro de la Ermita de los Santos de la Piedra, aflora una pequeña mancha detrítica litológicamente similar a la descrita anteriormente que RIBA, O. (1959) después de estudiar litológica y granulométricamente también asimila a los sedimentos del sinclinal de Alustante-Alcoroches-Piqueras.

No se ha encontrado fauna en estos depósitos continentales por lo que es difícil precisar su edad, RIBA, O. (1959) atribuye a estos depósitos una edad Paleógeno, en tanto que en la cuenca del Tajo la unidad litoestratigráfica subyacente al Mioceno post-orogénico equivalente a la presente, tiene una edad comprendida entre el Oligoceno superior (Arverniense) y el Mioceno inferior (Ageniense). (DIAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ, 1979). Por esta razón se asigna una edad comprendida entre el Arverniense y el Ageniense a los conglomerados deformados que rellenan el sinclinal de Alustante-Alcoroches-Piqueras.

La potencia de esta unidad se puede estimar en 60 a 70 m.

2.7.2 Conglomerados, arcillas y areniscas (T_{c1}^{Ba-Bc})

Este conjunto litológico, únicamente aflora en el sinclinal de Alustante-Alcoroches-Piqueras, en el que descansa discordantemente sobre los depósitos paleógenos deformados tectónicamente. Al considerar que la discordancia es progresiva y desarrollada en el transcurso del plegamiento, RIBA, O. (1959), se explica la dificultad en seguir el contacto en algunos puntos.

Litológicamente está constituido por conglomerados de cantos calcáreos y cuarcíticos, subredondeados, mal cementados y dispuestos en capas de uno o dos metros de espesor que intercalan niveles arcillosos, rojos también y que incluyen canales arenosos. Son frecuentes las estratificaciones

cruzadas. La potencia de los depósitos que afloran de esta unidad es de aproximadamente 150 m.

En estos depósitos continentales no se han encontrado restos fósiles que permitan datar esta unidad. Atendiendo pues a su posición estratigráfica, a su carácter en parte postectónico y al hecho de que su base esté afectada por una discordancia progresiva, se podría atribuir al conjunto una edad miocena.

La discordancia progresiva que define el muro de la unidad probablemente corresponde a la fase Neocastellana (AGUIRRE et al. 1976) que delimita la edad de la base de esta unidad como Orleaniense (DÍAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ, 1979). La edad de su techo no puede precisarse al estar ausentes las margas y calizas ("calizas de los páramos") que colmatan la cuenca del Tajo; dado que las margas situadas por debajo de las calizas de los páramos han sido datadas en el yacimiento de Almendros (DÍAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ, 1979) como Turolense Superior, se puede considerar que el techo de los conglomerados horizontales que rellenan el sinclinal de Alustante-Alcoroches-Piqueras, tendrían una edad comprendida dentro del Turolense.

2.7.3 Arcillas con cantos cuarcíticos (T_2^B)

Estos materiales se depositan en zonas donde la tectónica alpina ha producido fracturas o fosas entre los macizos paleozoicos y la cobertera mesozoica, Orihuela-Bronchales, Alustante-Alcoroches, y Tordesilos-Ermita de la Virgen de los Poyales. Están morfológicamente relacionados con glaciares de acumulación y rellenos de fondo de valle. Su sedimentación es posterior al encajamiento de una red fluvial antigua, razón por la que fosilizan superficies y rellenan valles. La red de drenaje actual está sobrepuesta a aquella más antigua.

Litológicamente están formados por arcillas rojas que engloban cantos cuarcíticos angulosos de hasta 40 cm de diámetro constituyendo depósitos de *debris flow*.

Esta unidad presenta un carácter azoico, no obstante por su carácter postectónico y su control geomorfológico hay que considerarla más reciente que los sedimentos terciarios pero anterior al encajamiento de la red cuaternaria actual. Estos aspectos así como su composición, lo hacen semejante a la "raña", atendiendo al término como concepto morfoestratigráfico.

Estos sedimentos los consideramos coetáneos con la formación de la "raña" cuya edad es pliocena (AGUIRRE et al. 1976).

2.7.4 Conglomerados calcáreos (T_2^B cg)

Esta unidad cartográfica está únicamente representada al Norte de la Ermita de San Roque y la atraviesa la carretera de Alustante a Tordesilos.

Litológicamente está constituida por conglomerados con cantos subangulosos de caliza en su mayoría cretácico y con tamaños comprendidos entre 0,2 y 40 cm de diámetro. Están fuertemente cementados por carbonatos y presentan una tonalidad rojiza.

Por su textura y su paleopendiente acusada, estos sedimentos los consideramos de origen coluvionar. Sin embargo presentan una cementación que no poseen los coluviones recientes, por esta razón su edad puede considerarse comprendida entre el Plioceno y un Cuaternario antiguo. El límite inferior lo fijamos en el Plioceno que en esta época hemos considerado que comienzan por la erosión fluvial de la zona.

2.8 CUATERNARIO

Se ha diferenciado cartográficamente cuatro tipos diferentes de depósitos cuaternarios.

Terrazas $Q_1 T$

Depósitos aluviales $Q_2 AL$

Depósitos coluviales $Q_{1-2} Cl$

Cuaternario indiferenciado Q_{1-2}

2.8.1 Terrazas $Q_1 T$

Las terrazas son prácticamente inexistentes dentro del marco de la Hoja de Checa (25-21) debido al profundo encajamiento de los valles. Únicamente se ha diferenciado cartográficamente dos terrazas emplazadas en el río Cabrillas, en las proximidades de Checa y en el río de la Hoz Seca, desarrollada sobre las areniscas, conglomerados y arcillas rojas en facies Buntsandstein (T_{G1a}). Ambas están a unos 10 m de altura sobre el río. Litológicamente están constituidas por conglomerados calcáreos y limos: la terraza del río Cabrillas donde se ubica la Ermita de San Sebastián 1 km al S. de Checa, constituye un bonito ejemplo de formación travertínica.

2.8.2 Depósitos Aluviales ($Q_2 Al$)

Estos depósitos se sedimentan en los valles poco encajados en los que el proceso de acumulación predomina sobre el de erosión. Se suelen desarrollar

bien sobre los depósitos mesozoicos o cenozoicos y en las zonas de contacto de estos depósitos posthercánicos con los sedimentos paleozoicos. Litológicamente, según su emplazamiento, están constituidos por limos y cantos calcáreos o limos y cantos cuarcíticos. El espesor de estos depósitos rara vez supera el metro.

2.8.3 Coluviales (Q_{1-2} Cl)

Estos depósitos en base al área madre que los alimenta presenta características distintas.

Así los coluviales desarrollados en áreas mesozoicas son de poca entidad por lo que cartográficamente no se han diferenciado. Los del macizo del Nevero, están litológicamente constituidos por cantos poco rodados de cuarcitas, areniscas y pizarras. Se presentan, generalmente, adosados a la ladera Norte del macizo como consecuencia del prominente relieve de los materiales paleozoicos frente a la cobertera posthercánica.

Los coluviales de la Sierra del Tremedal están formados por depósitos acumulativos periglaciares constituidos litológicamente por bloques cuarcíticos, grandes y angulosos de hasta un metro de diámetro, y por cantos pizarrosos centimétricos. Asimismo hay presencia de finos arcillosos y arenosos procedentes de la disgregación de las pizarras y cuarcitas.

Llama la atención los canchales cuarcíticos que se observan en todo el macizo del Tremedal, dentro del marco de esta Hoja, por el tamaño de los bloques coluvionados así como por su carácter espectacular.

2.8.4 Cuaternario indiferenciado (Q_{1-2})

Se incluyen dentro de este apartado y como tales se han diferenciado cartográficamente algunos depósitos, generalmente limo-arcillosos, que en la mayoría de los casos corresponden a suelos bien desarrollados sobre formaciones jurásicas.

También se han incluido aquí las arcillas de descalcificación de color rojo que se ubican en suaves depresiones del terreno y especialmente en el fondo de las colinas desarrolladas en el Dogger, por fenómenos kársticos posteriores a la superficie de arrasamiento finipontense.

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

Regionalmente, la zona comprendida dentro del marco de la Hoja de Checa (25-21) se emplaza en la zona oriental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica/próxima a la fosa Calatayud-Teruel.

Tectónicamente se caracteriza por la existencia de una cobertera deformada por la Orogenia Alpina dentro del nivel estructural medio (deformación por flexión) y apoyada sobre un zócalo Paleozoico cuya deformación hercínica se realizó bajo el frente superior de esquistosidad (nivel estructural inferior). Mecánicamente este zócalo junto con los materiales discordantes del Buntsandstein, se comporta, durante la Orogenia Alpina, como un conjunto homogéneo y rígido. Sobre el tegumento de las facies Buntsandstein descansan las facies arcillo-margosas del Triásico que actúan como nivel plástico de deslizamiento y despegue entre los materiales infra y suprayacentes.

3.2 CICLO HERCINICO

3.2.1 Introducción

Los materiales paleozoicos que afloran en la hoja de Checa corresponden geográficamente a la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Estos depósitos, que abarcan términos del Ordovícico y el Silúrico, han sufrido una fase de deformación Hercínica. Esta fase es la responsable de las principales estructuras plegadas que aparecen en la terminación de Sierra Menera y en los Macizos del Tremedal y Nevero, así como de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad existente en la zona.

En relación con esta fase o con posterioridad a ella, se ha desarrollado un sistema de fracturas subverticales, paralelas a las estructuras hercínicas.

Mediante el estudio petrográfico de varias láminas delgadas, se ha puesto de manifiesto la existencia puntual de una débil cremulación que puede estar ligada a alguna fase tardihercínica. Esta, a su vez, es la que origina una serie de fallas oblicuas a la estructura general, que han actuado como fallas de desgarre, y en ocasiones presentan una componente vertical.

Una vez depositados los sedimentos mesozoicos y paleógenos sobre el zócalo paleozoico, se produce la orogenia Alpina que da lugar a modi-

ficaciones de las estructuras hercínicas y reactivación de las fracturas existentes,

3.2.2. Pliegues

Los pliegues que aparecen en los sedimentos paleozoicos, deben su origen a la primera y única fase de deformación hercínica que se observa con claridad en la hoja que nos ocupa. Todos ellos corresponden a pliegues isopacos en los niveles competentes, con ensanchamientos en las charnelas en los incompetentes,

Los afloramientos de la zona nororiental de la Hoja, corresponden a la prolongación de la estructura anticlinal que con dirección N160E recorre toda la Sierra Menera (hoja núm. 25-20). Se puede observar una inmersión SE con 10° - 15° de buzamiento. El plano axial es subvertical y la vergencia, cuando existe, se aprecia muy ligera hacia el O.

En el Macizo del Nevero los pliegues son simétricos, isopacos, con engrosamiento en la charnela en los niveles incompetentes. Se pueden observar dos direcciones de trazas axiales que corresponderían a N170-175E para la zona E de Checa y N20-30° E para la O de dicha localidad. En ambas, se encuentran inmersiones tanto hacia el N como al S con buzamientos de 15° - 25° . El estilo de estas estructuras es de pliegues simétricos isopacos en los materiales competentes y anisopacos en los incompetentes, con los planos axiales verticales, en ambos casos.

3.2.3 Esquistosidad

Como consecuencia de los esfuerzos de compresión, que deben su origen a la primera fase de deformación hercínica, se origina una esquistosidad (S_1) que para los sedimentos pelíticos corresponde a una esquistosidad de flujo, mientras que para los de granulometría más grosera se trata de una esquistosidad de fractura; en ambos casos aparece subparalela a los planos axiales y con buzamientos superiores a los 60° .

La intersección de la esquistosidad (S_1) en la estratificación (S_0) da lugar a una lineación (L_1) que presenta cabeceos tanto al N como al S con direcciones preferentes N-S y N160E aproximadamente y buzamientos inferiores a 20° . Estas variaciones se observan en las trazas axiales de los pliegues y deberían su origen a las fases tardías de la orogénia Hercínica.

La existencia puntual de una incipiente crenulación (S_2) puesta de manifiesto en el estudio de alguna de las muestras recogidas, nos hace pensar se deba a dichas fases tardihercínicas. Esta crenulación no se ha observado

en el campo y tampoco existen variaciones en las estructuras mayores ya descritas.

3.2.4 Fracturas

Las fracturas existentes corresponden a dos tipos bien diferenciados:

— *Paralelas a las estructuras*

En los afloramientos pertenecientes a Sierra Menera (zona nororiental), se observa la terminación de tres fracturas de dirección N135-145°E bien representadas en la hoja núm. 25-20 (El Pobo de Dueñas). Consiste en fallas normales subverticales con saltos inferiores a los 20-30 m.

Para el macizo del Tremedal, las fracturas existentes aparecen con unas direcciones N170E y N-S y corresponden a fallas subverticales con saltos inferiores a los 30 m.

Este sistema de fracturas paralelas a las estructuras sería sincrónico o posterior a la fase compresiva de deformación hercínica que afecta a los materiales paleozoicos.

— *Oblicuas a la estructura*

Escasamente representadas en esta hoja, cabe mencionar únicamente dos fracturas pertenecientes al Macizo del Nevero, próximas a Orea.

La primera de ellas, la situada más al norte de dicha localidad, tiene una dirección N50E y consiste en una falla de desgarre con desplazamiento en la horizontal de 2,5 Km. Al sur de la anterior se encuentra la segunda, en dirección N60°C que actúa como falla normal de gran ángulo.

Este sistema de fracturas oblicuas, se consideran como tardihercínicas y son posteriores a las fracturas paralelas ya descritas, tal como se observa al S de Orihuela del Tremedal.

3.3 CICLO ALPINO

3.3.1 Generalidades

La estructuración principal de la región corresponde a una etapa orogénica compresiva realizada durante el Terciario.

Englobados dentro de las características y directrices estructurales Al-

pinas, se observan varios dominios tectónicos que se singularizan por el tipo y dirección de la deformación producida. En gran parte, estas estructuras son consecuencia del nivel estructural en el que se sitúan los materiales deformados.

El nivel estructural más alto lo constituyen los depósitos jurásicos, cretácicos y cenozoicos que forman un conjunto competente en el que las estructuras que se producen son típicas de cobertera y frecuentemente independizadas del zócalo. Los materiales del Triásico medio y superior, más incompetentes, dan lugar a superficies de despegue, y a disarmonías estructurales. Los depósitos margo-arcillosos del Jurásico, las facies Weald y las facies Utrillas, también se comportan como materiales incompetentes si bien, las consecuencias estructurales que manifiestan, son de menor importancia.

Los materiales por debajo del nivel de despegue Triásico inferior-medio (Facies Buntsandstein), constituyen un tegumento que origina pliegues amplios y que se adapta perfectamente al basamento. Este último actúa como material rígido que frente a los esfuerzos alpinos responde con abombamientos y fracturación de tal manera que, junto con su tegumento constituye amplios pliegues de fondo, fallados y vergentes al NE (Macizo del Nevero y del Tremedal).

Las direcciones estructurales alpinas muestran en esta Hoja, un diseño de superposición de deformaciones según dos direcciones principales, una aproximadamente ENE—OSO (dirección Guadarrama) y otra NO—SE a NNO—SSO (dirección Ibérica).

Tanto en las estructuras Guadarrama como en las estructuras Ibéricas, se observa que al pasar de unos dominios estructurales a otros, cambian tanto el tipo de deformación, pliegue fractura como la dirección de la misma que queda suavemente modificada.

Previamente a los movimientos orogénicos que dieron lugar al plegamiento se detectan movimientos tectónicos, concretamente, los que determinan la interrupción en la evolución sedimentaria entre el Jurásico terminal y el Albiense (movimientos Neociméricos y Aústricos).

Una última etapa de deformación, ligada a movimientos distensivos, se manifiesta por la formación de fosas tectónicas así como reactivación de fracturas anteriores que han jugado en esta fase final como fallas normales.

3.3.2 Los movimientos Neociméricos y Aústricos

En toda la región, la Formación Utrillas descansa mediante una discordancia, sobre depósitos más antiguos y define una interrupción muy importante en la evolución sedimentaria.

Al considerar una región más amplia que la correspondiente a la hoja de Checa, se puede observar cómo la Formación Utrillas descansa sobre formaciones jurásicas diferentes y en amplias áreas lo hace, incluso, directamente sobre el Trías, Hojas 21-17, Atienza; 22-17, Barahona; 21-18, Hiedelaencina.

Sobre un mapa paleogeológico del substrato de la formación Utrillas se puede incluso apreciar que existen cambios definidos que coinciden con estructuras visibles en superficie. La interpretación de estos hechos apunta a la existencia de movimientos diferenciales de bloques del zócalo, con elevación de unos y consiguiente erosión, que alcanza niveles estratigráficos más o menos antiguos y hundimiento de otros, donde las series más altas del Jurásico se preservan o incluso se favorece la sedimentación de los depósitos continentales del Cretácico inferior.

Para la región entre Atienza y Checa destaca una línea o falla de zócalo de dirección NO—SE que incluye fallas como la de Somolinos, Terzaga, etc., y que debe corresponder a la Falla Hespérica, definida para el conjunto de la Cadena por ALVARO et al. (1978).

Esta línea pasa por el límite Septentrional del Macizo del Nevero y a ella se une en relevo, dentro de la hoja de Checa, la falla que levanta el macizo del Tremedal.

Otras fallas de zócalo que fueron activas en esta etapa de movimientos llevan dirección NE—SO (alrededores de Atienza y Sigüenza). Dado que algunas de estas fallas controlan incluso la sedimentación del Pérmico (Falla de Somolinos) se observa que se trata de antiguos desgarres tardihercínicos (PARGA, 1969), reactivados entre el Jurásico terminal y el Albiense, quizá en dos etapas: una anterior a la deposición de las facies Weald (movimientos neociméricos) y otra entre el Weald y el Albiense (movimientos austríacos), al igual que ocurre en otras áreas de la Cadena.

En muchos puntos se localizan en las calizas jurásicas, fundamentalmente las calizas J_{14-31}^{3-2} , juntas estillíticas estratiformes anteriores a todas las transversas generadas durante las compresiones que dieron lugar al plegamiento, sus picos se disponen perpendicularmente a la estratificación y se acompañan de gran cantidad de grietas de calcita. Implican una distensión importante anterior al plegamiento que pudiera relacionarse con los movimientos de amplios bloques que venimos describiendo.

Así los movimientos neociméricos y austríacos en este sector de la cadena Ibérica, pueden interpretarse como movimientos en la vertical en régimen distensivo.

En la hoja de Checa, se puede destacar la falla que limita por el norte el Macizo de Nevero cuya reactivación produjo el hundimiento de un amplio bloque septentrional donde se depositaron materiales del Weald. El bloque

situado al sur, que incluye los afloramientos paleozoicos, quedó levantado y sufrió desviación; en él la formación Utrillas se sitúa sobre formaciones del Dogger, lo que permite prolongar la falla bajo la cobertera, desde el sinclinal oriental del pliegue de fondo, hacia el SE.

Esta misma línea de falla, junto con otras en relevo, como puede ser la que limita al norte, el Macizo del Tremedal, es la que al reactivarse someramente durante la compresión orogénica alpina determinó el rasgo esencial de la tectónica de la región.

3.3.3 Estructuras de plegamiento

Los plegamientos principales, dan estructuras según dos direcciones.

La macroestructuras de dirección general ENE—OSO responden a una tectónica comprensiva que origina en la región pliegues y fallas de cierta continuidad. Los pliegues se caracterizan por ser isopacos, de plano axial subvertical y con flancos buzando generalmente entre 10 y 30°, con longitudes que pueden llegar hasta 6-7 Kms y con una vergencia general hacia el SE.

Fuera de esta hoja, por ejemplo en la región de Sigüenza, los pliegues de dirección Guadarrama se cruzan con los de dirección Ibérica (NO—SE) formando figuras de interferencia en las que las trazas axiales Guadarrama resultan, en general deformadas, lo que puede interpretarse como indicativo de que se formaron en una primera fase de plegamiento independiente. Sin embargo, en ciertas áreas, Hoja de Barahona (22-17), al estudiar la interacción de meso y macroestructuras de dirección Guadarrama y dirección Ibérica, se observa que la formación de ambas estructuras bien pudiera solaparse en el tiempo, al menos a partir de un cierto momento. En las Hojas próximas de Barahona (22-17), Maranchón (23-18) y Milmarcos (24-18) se observa que en algunos puntos los estilolitos Guadarrama, disuelven o interrumpen estilolitos de tipo Ibérico lo que nos lleva también a la posible coetaneidad, al menos momentánea, de las dos deformaciones. En la Hoja de Checa (25-21) las estructuras Guadarrama, se ponen de manifiesto en el domo, posteriormente fallado, de Orea en cuyo núcleo aflora Keuper y la cubeta de Salobreja, resultado de la interacción de las dos direcciones estructurales ya descritas. En la zona oriental, se observa cómo los pliegues, con las características descritas en el apartado 3.3.2, están inflexionados por la deformación Ibérica. En el ángulo NO de la Hoja, se observan pliegues y fallas inversas que se continúan en la Hoja de El Pobo de Dueñas (25-20) y que corresponden también a la deformación Guadarrama.

Sus relaciones temporales respecto a los pliegues de dirección Ibérica

son difíciles de precisar. No puede descartarse una sincronía entre ambas como consecuencia de acortamientos según dos direcciones horizontales contra fallas de zócalo en las proximidades de los bloques levantados paleozoicos.

Son las estructuras Ibéricas las que configuran más fuertemente las directrices de esta Hoja. Así toda ella, está atravesada por dos grandes anticlinales NO-SE en cuyos núcleos se dejan ver los materiales Hercínicos del Nevero y del Tremedal. Estas grandes estructuras de fondo están limitadas en sus flancos NE (Alcoroches-Alustante y Bronchales-Orihuela-S^aOrea) por fallas inversas en relevo. La cuenca de Alustante-Alcoroches-Piqueras está rellena con sedimentos terciarios, siendo los más bajos sincrónicos con la formación de estas estructuras y los más altos postorogénicos son Miocenos.

Tanto al NE como al SO de estas dos grandes estructuras de fondo, se identifican en la cobertera pliegues de dirección Ibérica, siendo más suaves las de la paramera de Motos que los de la zona al SO de la hoja. Son pliegues isopacos de plano axial, en general erguidos y vergencia general también al NE, con longitudes de la traza axial variable pero que puede alcanzar los 15 Kms.

Estos pliegues van acompañados a escala menor por procesos de estilolitización, con picos de dirección NNE-SSO, indicando una compresión con esa orientación.

La edad de esta fase principal Ibérica es difícil de precisar dado que la datación de las series terciarias en la zona norte de la hoja es imprecisa, pero al menos en líneas generales puede situarse entre el Oligoceno y el Mioceno superior.

No se identifican en la hoja de Checa estructuras asimilables a las más tardías, de dirección NNO-SSE, reconocibles en otras hojas, Sigüenza (22-18) y Maranchón (23-18).

3.3.4 Estructuras distensivas posteriores al plegamiento

En todo este sector de la Cadena Ibérica son visibles diversas familias de fallas normales posteriores a las estructuras compresivas, y que en líneas generales pueden referirse a dos grupos: fallas normales longitudinales a la Cadena (dirección NO-SE) y fallas normales transversales (dirección NNE-SSO). Las primeras han sido interpretadas como debidas a distensión por relajación al cesar los esfuerzos compresivos de la fase orogénica (VIALARD, 1973). Las fallas transversas son debidas a una distensión posterior, responsable de la formación de la fosa de Teruel.

En la hoja de Checa dominan las estructuras distensivas transversas en

forma de fallas normales y en grabens de dirección NNE—SSO, en las que han quedado preservados los sedimentos cretácicos. Esta distensión es un fenómeno sobreimpuesto a las directrices de la cadena y relacionable con la que dio lugar a la fosa de Teruel y el campo de fallas gravitacionales del Maestrazgo (CANEROT, 1975).

4 HISTORIA GEOLOGICA

4.1 CICLO HERCINICO

Los afloramientos más antiguos que existen, dentro de la región que comprende las Hojas de estudio, corresponden al Arenigiense. No se han encontrado datos para suponer que existan materiales más antiguos, no obstante el Cámbrico debe estar presente bajo la cuarcita armoricana, al menos en la zona más occidental de la región estudiada que corresponde a la prolongación de la zona Asturoccidental Leonesa.

En el área más occidental de la región, se encuentra el entronque de la prolongación de la zona Asturoccidental-Leonesa con la zona centro Ibérica; en ésta, fuera del contexto de las hojas estudiadas, se observa que el contacto entre el Cámbrico y el Ordovícico se realiza mediante una importante discordancia cartográfica, resultado de los movimientos sárdicos puestos de manifiesto por diversos autores (JULIVERT et al. 1974).

Así pues, en la zona oriental bajo la cuarcita armoricana yace una potente serie cámbrica no aflorante. Esta ausencia de afloramientos la interpretamos como el resultado de una tectónica relativamente tranquila, que es una constante tanto en las Sierras Menera y Pobo como en los macizos del Nevero y Tremedal, estos últimos dentro de la hoja de Checa (25-21).

En la zona occidental una vez finalizados los movimientos sárdicos que dieron como resultado el desmantelamiento de parte del Cámbrico, se inició una transgresión implantándose un régimen marino que va a sufrir pocas variaciones y que sin ninguna interrupción se mantendrá hasta, al menos, el Silúrico Superior.

En la zona oriental, estas condiciones de sedimentación también son válidas y corresponden a una prolongación de las ya existentes durante el Cámbrico.

Durante el Ordovícico Inferior tiene lugar la deposición de la unidad de cuarcita armoricana, formada por cuarcitas, areniscas y pizarras, y que

presenta potencias próximas a los 250 m en la Sierra de El Pobo, aflorando menos de 100 m en la Hoja de Checa (25-21).

Estas condiciones de la cuenca, con una sedimentación detrítico-arcillosa, indican un ambiente típico de plataforma puesto de manifiesto por la presencia de abundantes huellas de reptación (Crucianas) y perforantes (scolithos). Este tipo de sedimentación se continúa sin muchas variaciones durante el Ordovícico Medio (Llanvirniense-Landeiloviense) depositándose grauvacas, cuarcitas, areniscas y pizarras, sedimentos propios de aguas poco profundas con aportes intermitentes y heterogéneos. No obstante, se puede apreciar ciertas variaciones en la cuenca ya que mientras en Sierra Menera las cuarcitas presentan potencias muy reducidas, más bien se deba hablar de pasadas cuarcíticas, dentro de la Hoja de Checa (25-21), en el macizo del Nevero, los niveles cuarcíticos presentan espesores suficientemente importantes como para considerarlo como unidad cartográfica independiente.

Esta cierta intranquilidad en la cuenca, que produce diferencias de espesores, dentro de unas facies más o menos análogas, se continúa durante el Ordovícico Superior (Caradociense-Ashgillense) apareciendo, como diferencia más acusada, calizas y dolomías, de tipo arrecifal, dentro de la serie. Estos sedimentos carbonatados presentan espesores muy variables, así en Sierra Menera sobrepasan los 100 m, mientras que en el macizo del Nevero, dentro de la Hoja de Checa (25-21) sólo aparecen 6-7 m. Por otro lado, al sur de la zona de estudio, en la Sierra de Albarracín, estas calizas y dolomías se disponen en forma lenticular que se repite varias veces (RIBA, O. 1959).

La base del Silúrico, claramente transgresiva, se caracteriza por la aparición de sedimentos detríticos (cuarcitas) continuos en toda la región, que podrían interpretarse como la repercusión de los movimientos tectónicos.

Posteriormente, se inició la sedimentación de una serie potente de pizarras ampelíticas, con fauna de Graptolites, que intercalan pasadas cuarcíticas o areniscas que indicarían aportes intermitentes que harían llegar a la cuenca arenas continentales. Estas condiciones se hacen más acusadas durante el Silúrico Superior, donde los bancos de cuarcita son más continuos y potentes lo que indica una tendencia a la somerización de la cuenca.

Por último, durante la orogenia Hercínica todos estos materiales descritos son plegados y fracturados por una fase de deformación.

La existencia de una incipiente crenulación puesta de manifiesto en alguna de las láminas delgadas estudiadas, nos hace pensar en una posible segunda fase muy tenue o bien que sea consecuencia de la fracturación tardihercínica existente en toda la región.

ESQUEMA TECTONICO

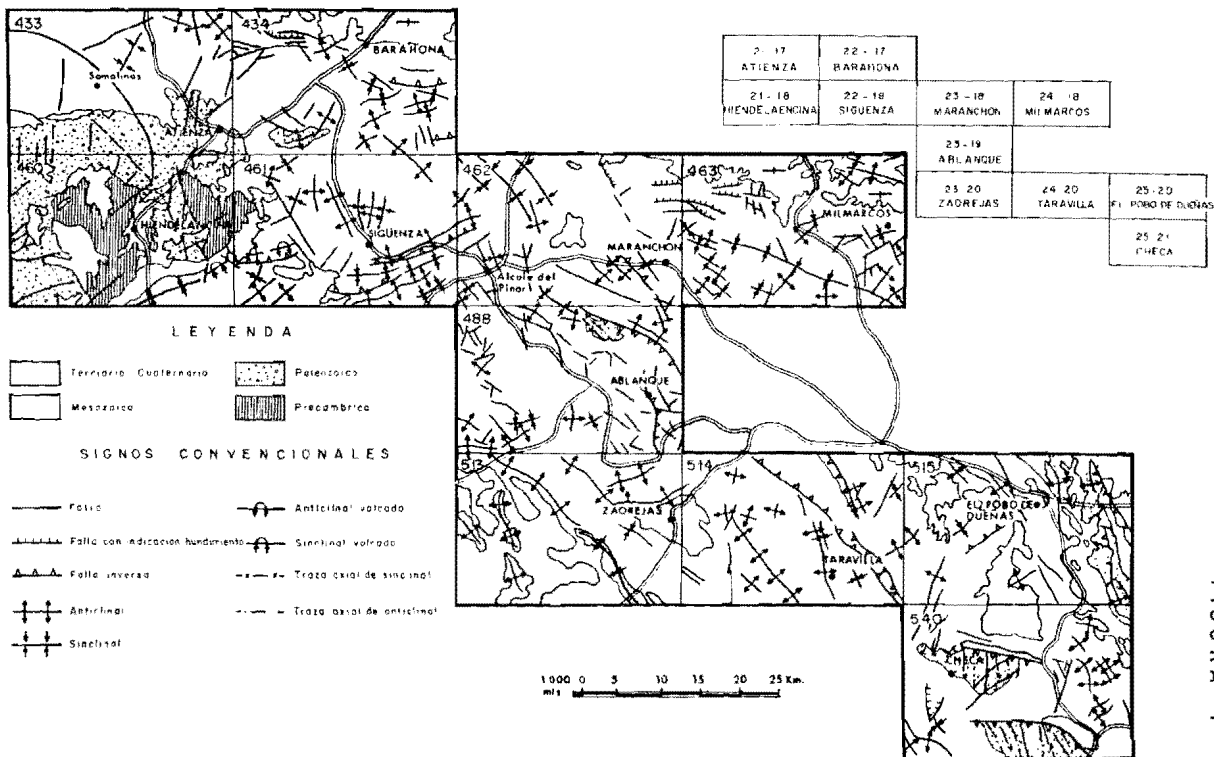


FIGURA 1

4.2 CICLO ALPINO

La Historia Geológica del ciclo Alpino reseñada en esta Hoja de Checa (25-21), es el resultado de los datos obtenidos en la elaboración de las hojas comprendidas en la figura 1.

Los relieves originados durante la orogenia Hercínica sufren un proceso de erosión a partir de la finalización de la misma. En el Pérmico se reanuda la sedimentación con depósitos continentales, rápidos, que debieran estar sometidos a un intenso lavado, dentro de unas condiciones marcadamente áridas, casi desérticas como lo demuestra la aparición de cantos facetados por el viento y brechas cuarcíticas con escaso contenido en finos. Estos productos se depositan en cuencas continentales, controladas por las fracturas tardihercínicas.

Sincrónicamente a esta sedimentación y como consecuencia de reajustes en el zócalo, se producen emisiones volcánicas y subvolcánicas de tipo fisural, en forma de coladas, diques y materiales piroclásticos, en general de naturaleza ácida a intermedia. Estas emisiones se producen en los primeros estadios de la sedimentación pérmica, como lo prueba el hecho de encontrarlos directamente sobre materiales hercínicos. No obstante hay que hacer constar que parecen existir también emisiones más tardías, intercaladas dentro de los materiales pérmicos (MARFIL y PEREZ GONZALEZ, 1973 y HERNANDO, 1973), al menos en zonas más orientales.

Posteriormente se producen suaves deformaciones, así como una intensa erosión, que se manifiestan en una ligera discordancia entre el Pérmico y el Triásico Inferior. Durante la sedimentación de los materiales posthercínicos existieron amplias zonas con falta de sedimentación Pérmica como lo demuestran los suelos alterados sobre materiales hercínicos y bajo los depósitos en facies Buntsandstein.

Así los depósitos continentales en facies Buntsandstein se depositan sobre materiales hercínicos y sobre los detríticos pérmicos, siempre con una clara discordancia erosiva. Estos depósitos se producen como consecuencia de un cambio brusco en la climatología del medio, instalándose en la cuenca un régimen típicamente fluvial, con abundancia de canales que transportan gran cantidad de material sólido.

Dentro del conjunto de facies Buntsandstein es frecuente observar diferencias en su espesor así como cambios laterales en la litología, todo ello como consecuencia del medio en que se depositan.

Finalizando la sedimentación de esta facies fluviales comienza una etapa transgresiva con la formación de cuencas marinas de poca profundidad (facies lagoon) con aguas someras y tranquilas, en donde se depositan

materiales carbonatados y que corresponden al conjunto denominado como facies Muschelkalk. Estas facies presentan pocas diferencias en su espesor dentro de la región estudiada, aunque se observa una disminución de éste en zonas orientales a las hojas que nos ocupan.

La existencia de frecuentes niveles bioturbados dentro del contexto de las facies Muschelkalk, indica una escasa profundidad en el medio, así como velocidad de sedimentación no elevada.

Paulatinamente estas facies dan paso a escala regional, a la separación de sedimentos arcillosos y yesíferos que caracterizan una cuenca de carácter transicional (tipo sebkha) de marcada influencia evaporítica donde también y de forma esporádica se depositan finos niveles calcodolomíticos (facies Keuper).

A continuación, todavía durante el Triásico se instalan unas condiciones marinas litorales (dolomías tableadas de Imón) pero que no son definitivas, ni enlazan con la sedimentación del Jurásico, ya que antes de la deposición de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña, vuelven a existir condiciones continentales como lo demuestra la recurrencia de facies arcillosas, por encima de las dolomías tableadas.

El paso Triásico-Jurásico se debe producir durante la deposición de las Carniolas de Cortes de Tajuña en un ambiente perimareal hipersalino, pudiendo interpretar las características litológicas primitivas de esta formación como un conjunto de dolomías con intercalaciones de evaporitas que, al menos la parte inferior de la formación, dan como resultado una brecha de colapsamiento producida por la disolución de dichos niveles evaporíticos.

La sedimentación de la Formación Calizas y dolomías de Cuevas Labradas se produce en un ambiente submareal o supramareal aumentando la energía del medio en la última parte de la unidad. La aparición de margas verdes con microesporas y polen en el tercio superior de esta formación indicaría influencias continentales (YEBENES et al. 1978). La deposición de las formaciones superiores ("margas grises de Cerro del Pez", "calizas bioclásticas de Barahona" y "margas y calizas de Turmiel") debe producirse en un medio marino de plataforma, con una salinidad normal, dada la frecuente presencia de ammonites. Estas condiciones de deposición se mantienen constantes de forma general, no obstante, se producen una serie de pulsaciones con aporte de detríticos finos como lo demuestra las facies de la formación "margas grises del Cerro del Pez" y los miembros inferior y superior de "margas y calizas de Turmiel". También es de resaltar que durante este período, es decir, del Pleisbachiense al Toarciense, se produce la formación de dos superficies ferruginosas, una en el techo de la Formación dolomías y calizas de Cuevas Labradas y otra por encima de la

Formación calizas bioclásticas de Barahona, lo que demuestra que existió interrupción en la sedimentación al menos en dos ocasiones.

Durante el Dogger y hasta el Oxfordiense inferior se deposita un potente tramo calcáreo, bien representado en la zona de estudio. En general se produce una disminución en los aportes detríticos finos y una tendencia a la somerización.

En general este tramo puede considerarse depositado en mar abierto de salinidad normal y tendente a la somerización hacia el techo, donde aparecen facies más detríticas que culminan con una superficie ferruginosa que indica una interrupción en la sedimentación.

Posteriormente, ya en el Oxfordiense medio y hasta el Kimmeridgiense inferior se vuelve a instalar un régimen marino abierto con salinidad normal y con aportes detríticos intermitentes y en ocasiones rítmicos. Estos aportes se generalizan hacia el techo donde aparecen calizas detríticas y calcarenitas.

Esta etapa claramente regresiva, continua con la deposición de calizas oolíticas que intercalan niveles detríticos gruesos que indicarían una elevada energía dentro de la cuenca con lo que culmina la sedimentación jurásica en la zona de estudio.

Durante el Jurásico terminal y el Cretácico inferior, la región se encuentra emergida, debido a las principales fases Neociméricas, observándose una orientación preferentemente de bloques hundidos y levantados según una dirección NO—SE.

Estas características van a condicionar la sedimentación durante este período. Así, en muchos puntos sobre distintos niveles del Jurásico se dispone una serie detrítica y carbonatada (facies Weald), que se deposita en cuencas restringidas de carácter continental lacustre, como evidencian la aparición de frecuentes niveles carbonatados con fauna y flora típicas de estos medios (calizas con Charáceas); por encima aparecen los depósitos detríticos de la Formación Utrillas. Estas facies arenosas yacen indistintamente sobre términos jurásicos e, incluso en la zona más occidental, llegan a erosionar a términos del Triásico superior (Carniolas y Facies Keuper). Este hecho pone de manifiesto un importante período erosivo, y de sedimentación, controlado por el movimiento de bloques producidos durante los principales impulsos Austríacos y Neociméricos.

A partir del Albiense superior, y durante el Cenomaniense inferior se inicia una transgresión marina. Esto es visible, ya que los últimos estadios de la sedimentación continental en facies Utrillas, con frecuencia intercalan niveles discontinuos y calcarenitas ricas en ostreidos así como también niveles margosos con pelecípodos y equínidos de pequeño tamaño. Es durante el Cenomaniense cuando la aportación detrítica a la cuenca es escasa y se

instalan unas condiciones netamente marinas, que son constantes durante todo el Cenomaniense y Ruroniense inferior, en donde las facies reconocidas evidencian una sedimentación propia de plataforma costera.

Durante el Turoniense las condiciones paleogeográficas de la cuenca varían algo, ya que de facies de plataforma costera se pasa a facies de mar abierto, como lo demuestra la aparición de globotruncanas, globorotalias, etc. Estas condiciones se mantienen durante el Coniaciense y parte del Santoniense inferior (calizas con foraminíferos bentónicos) si bien a partir del Santoniense superior se inicia otra vez el proceso inverso, es decir, se pasa a facies más someras de plataforma (evidenciadas dentro del Santoniense inferior y Cenomaniense).

La cuenca marino-regresiva es continua durante el Santoniense Superior Campaniense, período de tiempo en el que se producen condiciones mixtas en los medios, al intercalarse medios lagunares y marinos de plataforma, lo que explica la coexistencia de flora y fauna lagunar y fauna marina. Para el caso concreto de las hojas que nos ocupan estos hechos no son evidenciables, ya que la casi totalidad de la serie superior cretácica se encuentra dolomitizada, posiblemente por procesos postsedimentarios.

A partir del Campaniense Superior-Maestrichtiense se instala definitivamente un régimen lagunar, con aparición de los primeros aportes detríticos a la cuenca. El paso al Terciario Inferior (Paleoceno) se realiza de un modo gradual y dentro del ya mencionado medio lagunar, en que se individualizan cuencas, que dan lugar a materiales de litología distinta, Hoja de Zaorejas (23-20).

Durante el Paleoceno y Eoceno Inferior, estas condiciones se siguen manteniendo y es ya en el Eoceno Superior cuando, dentro de la zona de estudio, y debido a los primeros levantamientos de las fases alpidicas, las cuencas empiezan a experimentar una elevada acumulación de detríticos groseros, que durante el Oligoceno Inferior y Medio este proceso se intensifica. Las fases finales de colmatación de las cuencas corresponden a interrupciones en los movimientos Alpidicos ya que no se producen aportes groseros sino que por el contrario se instalan cuencas de carácter lacustre como lo evidencian la aparición de gruesos tramos de calizas de algas y charáceas. Posteriormente todo el conjunto vuelve a ser afectado por las últimas fases de plegamiento, produciéndose un arrasamiento de las zonas elevadas y preservándose el resto en pequeñas cubetas sinclinales.

Durante el Oligoceno Superior y Plioceno Inferior el ciclo sedimentológico vuelve otra vez a repetirse produciéndose un intenso aporte detrítico, procedente de los relieves levantados en áreas próximas. Este ciclo reúne las mismas características que el anterior, culmina durante el Mioceno

Inferior con cuencas tranquilas en donde se desarrolla un medio lacustre (Calizas de algas, niveles con lignitos, calizas de gasterópodos y charáceas). Este hecho es observable en el borde Este de la Hoja de Zaorejas (23-20) y Oeste de Taravilla (24-20). Estos materiales son afectados, aunque ligeramente, por reajustes estructurales dentro de las cuencas, produciéndose asentamientos y pequeñas deformaciones.

Durante el Mioceno Medio y Plioceno existen cuencas con mayor entidad (Fosa del Tajo) en donde continúa la sedimentación detrítica, con aportes de materiales gruesos, medios y finos. Estos aportes culminan con la instalación generalizada para toda la meseta de un régimen lacustre (caliza de páramos).

También durante el Plioceno y en puntos localizados del área del estudio, se desarrollan unos depósitos de naturaleza detrítica (arcillas y cantos cuarcíticos) procedentes de los relieves paleozoicos (reactivados por la orogenia Alpina y que rellenan en la mayoría de los casos cubetas, por regla general, de origen tectónico, enmascarando la posible existencia de fracturas en las unidades de cobertura mesozoica. Estos materiales que posiblemente sean coetáneos a los depósitos de "raña" en zonas más septentrionales y fuera del área de estudio, reúnen unas características sedimentológicas y paleoclimáticas equivalentes.

A partir del Plioceno Superior y durante el Cuaternario, comienza la instalación de la actual red hidrográfica, y se desarrollan numerosos cambios climáticos como la evidencian la existencia de numerosas terrazas fluviales, así como también superficies de erosión que son rellenadas por depósitos con morfología de glacis. Estos depósitos que pertenecen a los primeros estadios de la sedimentación cuaternaria, son posteriormente disectados por una incipiente red fluvial que en la actualidad se está desarrollando.

5 PETROLOGIA

5.1 ROCAS VOLCANICAS

En el marco de la Hoja de Checa aparecen una serie de afloramientos de rocas volcánicas y subvolcánicas, en discordancia sobre términos paleozoicos y que se localizan preferentemente en las inmediaciones de la localidad de Bronchales y el SE de Orea.

En síntesis se trata de coladas, pitones y piroclastos de composición ácida a intermedia con un grado de alteración muy alto.

Del estudio al microscopio de las muestras recolectadas en estos materiales, se desprende que presentan una textura porfídica, siendo la sericita el mineral principal de su composición, a la que ocasionalmente acompaña el cuarzo. Como minerales accesorios se observan cuarzo, biotita, moscovita, feldespato potásico, anfíbol, turmalina y circón. Generalmente el grado de alteración es muy alto y la pasta sericítica se encuentra parcialmente solidificada.

De todo lo expuesto se puede concluir que se trata de rocas volcánicas de composición ácida a intermedia con un elevado grado de alteración, lo que hace muy difícil una clasificación más precisa.

La edad de estas manifestaciones volcánicas queda marcada al descansar sobre los sedimentos paleozoicos plegados por la orogenia hercínica, y yacer bajo los depósitos triásicos en facies Buntsandstein. Es decir, se trata de emisiones posthercínicas y pretriásicas producidas posiblemente a favor de fracturas tardihercínicas.

Este tipo de emisiones fisurales son muy frecuentes, en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica donde aparecen en ocasiones intercaladas con los sedimentos detríticos pérmicos.

Así pues, es bastante lógico pensar que las emisiones volcánicas, existentes dentro del ámbito de la hoja que nos ocupa, tengan también una edad Pérmica.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA Y CANTERAS

La mayoría de los indicios mineros existentes en el ámbito de esta Hoja, corresponden a mineralizaciones de hierro y se ubican en los macizos Paleozoicos del Nevero y de la Sierra del Tremedal.

Se han detectado labores antiguas, por la presencia de escombreras a 1,5 Km al norte de Orihuela del Tremedal, cerca de la carretera que asciende a la Ermita de Santa Eulalia, de mineral de Hierro. El hecho de que esa zona esté cubierta por los coluviones periglaciares cuarcíticos hace difícil la observación del entorno. Así pues la mineralización podría emplazarse en el contacto de las Cuarcitas (S_1^A) y las pizarras ampelíticas (S_{1-2}^{A-B}) si bien no se desecha la posibilidad de que el mineral de hierro esté ligado a restos de conglomerados de facies análogas a otros datados en la hoja de El Pobo de Dueñas (25-20) como de edad Pérmica.

En las proximidades de Motos, en una fractura que afecta a las calizas (J_{14-31}^{3-2}), hay pequeñas labores artesanales en las que se encuentra igualmente algo de mineral de hierro.

Aparte de estas labores no se encuentra ninguna otra explotación minera activa o abandonada en todo el ámbito de la Hoja.

En lo concerniente a minerales no metálicos únicamente podría pensarse en la investigación para minerales de Uranio a realizar en las areniscas de facies Buntsandstein (T_{G1a} y T_{G1s}), siguiendo anomalías radiométricas.

En cuanto al aprovechamiento de las rocas con fines industriales, se explotan las arenas en facies Utrillas (C_{16-21}) en forma artesanal. Para áridos se explotan calizas del Dogger (J_{13-31}^{3-2}) y las calizas y dolomías tableadas (J_{1-13}^{0-12}), si bien no se encuentra ninguna cantera abierta digna de mención por su tamaño. Asimismo, merece destacar el interés de las dolomías de las facies Muschelkalk (T_{G2}) que regionalmente son muy utilizadas.

6.2 HIDROGEOLOGIA

La precipitación media anual en la Hoja es de unos 750 mm (400 Hm^3).

La red de drenaje comprende parte de algunas subcuencas vertientes directamente al río Tajo y de sus afluentes por la margen derecha Barranco de la Hoz, Cabrillas, Gallo, Rambla de Figueras y Bullones. El sector SE comprende las cabeceras de cuenca de los ríos Guadalaviar (Turia) y su afluente Rambla de Monterde. El sector NE pertenece a la cabecera de cuenca del río Jiloca afluente del Ebro. En la Figura 2 se han reflejado algunas de las características de estas cuencas caracterizadas todas ellas por su zona de cabecera. No existe en la actualidad ninguna obra hidráulica de entidad ni estación de registro de caudales en los cursos de la Hoja.

Hidrogeológicamente la Hoja comprende varios sistemas de acuíferos. El primero de ellos se sitúa en los macizos de El Nevero y Orihuela con materiales paleozoicos de permeabilidad reducida por fisuración a los que están adosados materiales cuaternarios de buena permeabilidad por porosidad que son drenados por los ríos Gallo, Cabrillas y Guadalaviar. La circulación en los materiales paleozoicos pueden ser considerada en conjunto como subsuperficial.

El segundo sistema que rodea los macizos anteriormente citados, comprende los acuíferos existente en los materiales mesozoicos de naturaleza calco-dolomítica, cuya base impermeable se sitúa en el Trías Inferior. Estos materiales presentan buena permeabilidad por fisuración que puede estar

Figura 2
Características hidrológicas

Cuenca y Río Características	T A J O						TURIA	EBRO	TURIA
	Subcuenca Tajo	Bco. La Hoz	Cabrillas	Gallo	R. Pique-ras	Bullones	B. Mon-terde	Jiloca	Guadalaviar
Núm. de clasificación C.E.H.	3	30102	30104	30106	3010601	3010603	81302	9013006	813
Superficie total de la Cuenca (Km ²)	55768,78	175,76	206,10	1310,97	159,10	175,85	138,7	2597,2	6393,6
Superficie de la Cuenca en la Hoja (Km ²)	6,10	65,36	132,78	240,94	24,17	3,84	25,18	2,00	6,69
Cota máxima de la Cuenca en la Hoja (Km ²)	1663	1935	1883	1935	1640	1470	1616	1502	1935
Cota mínima de la Cuenca en la Hoja (Km ²)	1560	1300	1250	1290	1330	1370	1380	1270	1600
Longitud del curso en la Hoja (Km ²)	—	22,0	22,5	22,0	—	—	—	—	—
Pendiente del curso ‰	—	1,0	2,1	2,2	—	—	—	—	—
Estaciones de aforo más próx.	E-1 Peralejos	—	—	—	—	—	—	—	—
Superficie de la cuenca de la Estación (Km ²)	410	—	—	—	—	—	—	—	—
Aport. Med./déficit, esco. mm	407 527	—	—	—	—	—	—	—	—

localmente aumentada por karstificación o disminuida por la presencia de tramos margosos o detríticos dentro de las series originando esto último la existencia de acuíferos colgados de entidad muy variable.

El tercer grupo lo constituyen los depósitos detríticos terciarios existentes en el sector N de la Hoja en que los materiales en conjunto pueden ser considerados como semipermeables aún cuando existen algunos niveles conglomeráticos susceptibles de originar pequeños acuíferos colgados.

Finalmente, la calidad de las aguas tanto superficiales como subterráneas es previsiblemente aceptable y la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos del Mesozoico es alta.

7 BIBLIOGRAFIA

- ADELL, F.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; TENA-DAVILA, M. (1978).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 434 (Barahona). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (Segunda Serie)". I.G.M.E. Madrid.
- ADELL, F.; BASCONES, L.; MARTINEZ ALVAREZ, F.; TENA-DAVILA, M. (1978).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 463 (Milmarcos). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (Segunda Serie)". I.G.M.E. Madrid.
- ADELL, F.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; TENA-DAVILA, M. (1978).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 461 (Sigüenza). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie)". I.G.M.E. Madrid.
- AGUILAR, M.; RAMIREZ DEL POZO, J.; RIBA, O. (1971).— "Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona de Utrillas-Villaroya de los Pinares (Teruel)". *Estudios Geológicos*, vol. XXVII, pp. 497-512.
- AGUIRRE, E.; DIAZ, M.; PEREZ GONZALEZ, A. (1976).— "Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española". *Trabajos Neog. Cuaternario (C.S.I.C. Madrid)* 5:7-29.
- ALVARO, M. (1975).— "Estilolitos tectónicos y fases de plegamientos en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y de la Cordillera Ibérica)". *Estudios Geológicos*, núm. 31, pp. 241-248.
- ARCHE, A.; HERNANDO, A.; RAMOS, A.; SOPEÑA, A.; VIRGILI, C. (1975).— "Distinction between environments in the permian and basal triassic red beds in cent. S.P.A.". *IX Congreso Internacional de Sedimentologie, Nice*, núm. 5, pp. 9-12.
- BARD, J.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. (1970).— "Les grands traits strati-

- graphiques tectoniques, metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et Guadarrama". *C.R., Acas. Sc. Paris*, Tomo 270, pp. 2.650-2.633.
- BARGALLO, M. (1928).— "Graptolites de Sierra Menera". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVIII, pp. 258, Madrid.
- BASCONES, L.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARTINEZ ALVAREZ, F.— "Memoria y Hoja Geológica núm. 433 (Atienza). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). I.G.M.E. Madrid.
- BASCONES, L.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARTINEZ ALVAREZ, F. Memoria y Hoja Geológica núm. 460 (Hiendelaencina) Mapa Geológico de España E. 1/50.000 (Segunda Serie) IGME Madrid.
- BASCONES, L.; MARTINEZ ALVARES, F.— "Memoria y Hoja Geológica núm. 462 (Maranchón). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). I.G.M.E. Madrid.
- BRENINER, P.; WIEDMANN, J. (1974).— "Nuevas aportaciones al conocimiento del Weald Celtibérico Septentrional y sus relaciones topográficas". *I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, Cuenca*, pp. 123-134.
- BRINKMAN, R. (1962).— "Aperçu sur les Chaines Ibériques du nord de L'Espagne, Livre Mem. P. Fallot". *Livre Mem. P. Fallot (Soc. Geol. Fr.H.S.)*, núm. 1, pp. 291-299.
- CANEROT, J. (1969).— "La question de l'utrilas dans le Domaine Iberique (Espagne)". *C.R.Somm. Soc. Geol. Francia*, pp. 11-12.
- CANEROT, J. (1975).— "Sur la stratigraphie de L'Hauterivien epicon-tinental du Maestrazgo Central". *I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, Cuenca*, pp.113-122.
- CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y PARGA PONDAL, I. (1964).— "Sur le presence d'une Formation porphyroide Infracambrienne en Espagne". *C.R. Somm. Sol. Geol. France*, núm. 1, pp. 149.
- CAPOTE, P.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASAL, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977).— "The Precambrian in the Central par of the Iberian Massif". *Estudios Geológicos*, núm. 33, pp. 343-355.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1976).— "Las series Anteor-dovícicas del Sistema Central". *Boletín Geológico y Minero. (España)*, núm. 85, pp. 581-596.
- CARLS, P.; GANDL, Y. (1969).— "Stratigraphie und conodonten des unter Devons des ostlichen Iberischen ketten". *N. Ib. Geol. Pálaont.*, vol. 132, núm. 2, pp. 155-218.
- CASTELL, C. (1881).— "Provincia de Guadalajara. Descripción Geológica".

- Boletín Comisión Mapa Geológico España*, Tomo 8, pp. 157-264.
- CERVERA, A.; PARDO, G.; VILLENA, J. (1976).— "Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la formación de lignitos de Escucha". *Tecniterrae*.
- COMAS RENGIFO, M.J. (1974).— "Estudio Paleontológico y Bioestratigráfico del Jurásico de Ribarredonda, Guadalajara". *Tesis de Licenciatura inédita*, Universidad de Madrid.
- COMAS RENGIFO, M.J.; GOY, A. (1975).— "Estratigrafía y Paleontología del Jurásico de Ribarredonda (Guadalajara)". *Estudios Geológicos*, vol. 31, pp. 297-339.
- COMAS RENGIFO, M.J.; GOY, A.; PEREZ GONZALEZ, A. (1975).— "Identificación Cretácico inferior en la Región comprendida entre Canales del Ducado y la Fuentesaviñán". *Estudios Geológicos*, vol. 31, pp. 369-373.
- CONCHA DE LA, S. (1962).— "Nuevos yacimientos fosilíferos del Oligoceno lacustre de la provincia de Guadalajara". *Not. y Com. I.G.M.E.*, núm. 67, pp. 159-162.
- CRUSAFONT, MELENDEZ y TRUYOLS (1960).— "El yacimiento de vertebrados de Huermeces del Cerro (Guadalajara)". *Estudios Geológicos*, núm. 16, pp. 243-254.
- CRUSAFONT, M. y QUINTERO, I. (1970).— "Noticia Preliminar acerca de un nuevo yacimiento de mamíferos fósiles de la provincia de Guadalajara". *Act. Geol. Hisp.*, pp. 102-104.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1960).— "El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica". *Not. y Com. I.G.M.E.*, núm. 60, pp. 127-140.
- CRUZ DE LA, B. (1976).— "Análisis metalogenético del yacimiento de uranio de Mazarete (provincia de Guadalajara)". *Tesis Doctoral*.
- CUTANDA PERALES (1969).— "El Terciario continental de Villaseca de Henares". *Cuadernos de Geol. Ibérica*, núm. 1, pp. 77-119.
- DE LA PEÑA BLASCO, J.A. (1972).— "Estudio petrogenético del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geológicos*, vol. 28, pp. 219-266.
- DE LA PEÑA, J.A. y MARFIL, R. (1975).— "Estudio petrológico del Pérmico de la Cordillera Ibérica: zona de Torre de Hija, in. 1 de Molina de Aragón". *Estudios Geológicos*, vol. 31, pp. 513-530.
- DE LA PEÑA, J.A.; MARFIL, R. y RAMOS, J.L. (1979).— "Desarrollo del magmatismo en el tránsito paleozoico-mesozoico de la Cordillera Ibérica: los basaltos de la zona de Ojos Negros. (Guadalajara-Teruel)". *Estudios Geológicos*, (En prensa).

- DE LA PEÑA, J.A. y YEBENES, A. (1976).— "Procesos diagenéticos en las rocas carbonáticas del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica". *Congreso del Triásico y Pérmico en España*. *Inédito*.
- DEREIMS, A. (1893).— "Mapa Geológico de la provincia de Teruel, E. 1:500.000 (Paleozoico, Trías, Jurásico, Cretácico y Terciario)". *A. de Geographie*, núm. 2.
- DIAZ MOLINA, M. (1974).— "Síntesis estratigráfica preliminar de la serie Terciario de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca)". *Estudios Geológicos*, núm. 30, pp. 63-67.
- DIAZ MOLINA, M. (1978).— "Bioestratigrafía y Paleografía del Terciario al E de la Sierra de Altamira (Cuenca)". *Tesis Doctoral de la Universidad Complutense*. *Inédito*.
- DIAZ MOLINA, M. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979).— "El Terciario de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía". *Estudios Geológicos*.
- DOUXAMI, H. (1911).— "Observations Géologiques sur la Sierra de Guadalajara, España". *Ann. Sol. Geol. du Nord*, núm. 11, pp. 35.
- ESQUERRA DEL BAYO, J. (1860).— "Excursión geológica desde Hien-delaencina a Trillo y Ablanque en la parte de la provincia de Guadalajara conocida como Alcarria". *Revista Minera*, núm. 1.
- FALLOT, P. y BATALLER, R. (1951).— "Observations on sujet de divers travaux recents sur le bas Aragón et la Chaîne Ibérique". *Bull. Inst. Catalan. Hist. Natural*, núm. 31, pp. 49-59.
- GABALDON LOPEZ, V. y DE LA PEÑA BLASCO, J.A. (1973).— "Estudio petrológico del Carbonífero-Pérmico y Triásico Inferior del NW de Molina de Aragón". *Estudios Geológicos*, vol. 29, pp. 63-75.
- GARCIA PALACIOS, M.C. y LUCAS, J. (1977).— "Le bassin Triasique de la branche Castellane de la Chaîne Ibérique. II geochomie". *Cuad. Geol. Ibérica*, núm. 4, pp. 355-368.
- GARCIA, M.C.; LUCAS, J.A.; DE LA PEÑA, J.A. y MARFIL, R. (1976).— "La cuenca Triásica de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Petrografía y mineralogía". *Congreso del Triásico y Pérmico en España*. *Inédito*.
- GARCIA PALACIOS, M.C.; LUCAS, J.; DE LA PEÑA, J. y MARFIL, R. (1977).— "La cuenca Triásica de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. I. petrografía y mineralogía". *Cuad. Geol. Ibérica*, núm. 4, pp. 341-354.
- GLADFELTER, B.G. (1971).— "Meseta and campaña landforms in Central Spain: a geomorfology of the Alto Henares basin". *The Univ. Chicago. Dpt. Geography, Research*, pp. 130-204.

- GLADFELTER, B.G. (1972).— "Pleistocene terraces of the Alto Henares (Guadalajara). Spain". *Quater. Res.*, núm. 2, pp. 473-486.
- GOMEZ, J.J. (1978).— "El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". *Tesis Doctoral. Publicado en Seminarios de Estratigrafía*. Monografía núm. 4, 683 págs.
- GOMEZ, J.J. y GOY, A.— "La unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas, del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geológicos*. (In litt.).
- GOY, A. (1971).— "El límite Pliensbachense-Toarciense en Establés (Guadalajara)". *Estudios Geológicos*, vol. 27, pp. 9-11.
- GOY, A. (1974).— "El Lías de la mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". *Colpa*, núm. 26, pp.9-11.
- GOY, A. (1974).— "El Lías de la mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Serie B)". *Publicaciones de Departamentos. Facultad de Geología Univ. Complutense. Madrid*, núm. 14, pp. 1-35.
- GOY, A.; ALFEREZ, F. (1974).— "Algunas observaciones sobre la bioestratigrafía del Lías de Maranchón (Guadalajara)". *Colpa*, núm. 25.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J.; YEBENES, A. (1976).— "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte) Unidades litoestratigráficas". *Estudios Geológicos*, vol. 32, pp. 391-423.
- GOY, A.; ROBLES, F. (1975).— "El Jurásico de Turmiel". *Estudios Geológicos*, vol. 31, pp. 261-283.
- GOY, A.; YEBENES, A. (1977).— "Características, extensión y edad de la formación dolomías tableadas de Imón". *Cuad. Geol. Ibérica*, núm. 4, pp. 375-384.
- GRAMBAS, T.L. (1974).— "Charophytes du Cretace Superieur de la región de Cuenca". *I symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Cuenca*, pp. 64-84.
- GREILING, L. (1960).— "Die Grence Ordovizium Silur in mediterranean". *Raum, J. Die Gerolltenschiefer. Unveroffentlichter Manuskript. Heidelberg*.
- GUTIERREZ, E. y ROBLES, F. (1976).— "Bioestratigraphie du Senonien continental des environs de Villalba de la Sierra (Cuenca)". *Montpellier*, vol. 2, núm. 2, pp. 2-17.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1977).— "Las acumulaciones periglaciares del macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín)". *Boletín Geológico y Minero*, tomo 88, vol. 2, pp. 109-115.
- GUTIERREZ HERRERO, G. (1975).— "Bioestratigrafía del Senoniense continental de los alrededores de Villalba de la Sierra (Cuenca)". *Tesina de Licenciatura. Inédita. Dpto. de Paleontología. Univ. de Granada*.

- HMMANN, W. y SCHMIDT, K. (1972).— "Eine Llandeilo fauna aus der östlichen Sierra de Guadarrama". *N. y B. Geol. Paleont. M.*, núm. 5.
- HARTLEB, J. (1969).— "Stratigraphie, tektonik und verezung in dem orthichen. hesperischem. Spanien (Mit beitroguber die eisenerz logersta-tten von Ojos Negros, Teruel)". *Disserf. Heidelberg*. 103 pp.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1943).— "Observaciones respecto al Paleógeno continental hispánico". *Las Ciencias*, núm. 3, pp. 545-555.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y MACAN VILAR, F. (1958).— "Itinerario geológico Madrid-Zaragoza por la C.N. II (Kms. 0 al 320)". *M.O.P.*, núm. 14, pp. 1-139.
- HERNANDEZ SANPELAYO, P. (1942).— "Mapa de las Montañas Celtibéricas y de las Sierras de Segovia y Guadalajara. Hespéricas y parte del Guadarrama. E. 1:400.000". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, núm. 45, pp. 410-411.
- HERNANDO COSTA, S. (1973).— "El Pérmico en la región de Atienza-Somolinos (provincia de Guadalajara)". *Boletín Geológico y Minero*, tomo 84, vol. 4, pp. 231-235.
- HERRANZ ARAUJO, P. (1968).— "Nota preliminar sobre el estudio geológico del Norte de Sierra Menera (Cordillera Ibérica)". *Acta Geológica Hispana*, Año III, núm. 3, mayo-junio, pp. 49-53.
- I.G.M.E (1975).— "Estimación del potencial minero en el subsector VII Centro-Levante. Area 1. Almohaja-Sierra Menera-Pedregales".
- J.E.N. (Proyecto núm. 141) (1975).— "Investigación de minerales de uranio en el Trías de Guadalajara (Ibérica)".
- J.E.N. (Proyecto núm. 142) (1975).— "Fase Previa de Investigación en las zonas de Mazarete Este y Oeste".
- J.E.N. (Proyecto núm. 144) (1975).— "Fase Previa de Investigación en la zona de El Pobo de Dueñas (Guadalajara)".
- J.E.N. (Proyecto núm. 161) (1975).— "Investigación de minerales de Uranio en la zona de Peñalén-Baños-Peralejos".
- KINDELAN, V. y RANZ, M. (1918).— "Criaderos de hierro de Guadalajara y Teruel". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp. "Criaderos de hierro de España"*, T. III, vol. 1, p. 230. Madrid.
- LOTZE, F. (1929).— "Stratigraphie und Tektonik des Keltiberische Grundgebirges (Spanien)". *Beirt West, Medit. Abh.* N.F. t. 14, núm. 2. Berlin.
- LUCAS, J.; GARCIA, M.C.; MARFIL, R. y DE LA PEÑA, J.A. (1976).— "Le basin triasique de la Branche Castellane de la Chaîne Ibérique III-Histoire". *Congreso del Triásico y Pérmico en España*, *Inédito*.

- MARFIL PEREZ, R. (1969).— "Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica". *Tesis Doctoral*. Inédito.
- MARFIL PEREZ, R. (1970).— "Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geológicos*, vol. 26, núm. 2, pp. 113-161.
- MARFIL PEREZ, R. y PEREZ GONZALES, A. (1973).— "Estudio de las series rojas pérmicas en el sector nor-occidental de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geológicos*, vol. 29, pp.83-98.
- MELENDEZ HEVIA y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972).— "El Jurásico de la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira. Ensayo de Correlación". *Acta Geológica Hispánica C.S.I.C.*
- MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— "El Cretácico Superior-Terciario Inferior de la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira. Ensayos de Correlación". *Acta Geológica Hispánica, C.S.I.C.*
- MELENDEZ HEVIA, F. (1973).— "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas". *Tesis Doctoral, Publicaciones Facultad de Ciencias, Serie A*, núm. 153-154.
- PALACIOS, P. (1879).— "Reseña física y geológica de la parte N de la provincia de Guadalajara". *Boletín Comisión Mapa Geológico España*, tomo 6, pp. 321-352.
- PARGA, J.R. (1969).— "Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trabajos de Lab. de Lage*, núm. 37, pp. 1-15.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— "Nuevos datos sobre el Cretácico Inferior en facies Weald de la Serranía de Cuenca". *Boletín Geológico y Minero*, tomo 83, vol. 6, pp. 1-13.
- RIBA ARDERIU, O. (1959).— "Estudio Geológico de la Sierra de Albaracín". *Consejo Superior de Investigaciones Científicas*.
- RIMLON, A.; ORDOÑEZ, S. y DE LA PEÑA, J.A. (1974).— "Tratamiento estadístico de los datos sedimentológicos de los materiales de Facies Utrillas". *Congreso del Grupo Español de Sedimentología (Bellaterra-Tremp)*, pp. 34-36.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, A. y GOY, A. (1971).— "El Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica". *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 2, pp. 309-320.
- SACHER, L. (1966).— "Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen Hesperische kettenbie Molina de Aragón/Spainien, Teil I (Palaeozoikum)". *N.J.b. Geol. Palaont. Abh* núm. 124, pp. 151-167. Stuttgart.
- SCHAFER, G. (1969).— "Geologie und petrographie im ostrichen kastilichen hauptsacheide gebirge". *Munstersche Forschungen zur Geologie und Palaontologie*, núm. 10, pp. 1-207.

- SCHRODER, E. (1930).— "Das Grezgebiet von Guadarrame und Mesperische. Ketten (Zentralspanien)". *Abh. d. Ges. d. Wiss. Gottingen. Math. Phys. Kl. N.F.* 76 (3), pp. 119-180. Traducido en Publ. Extranjeras sobre Geología de España, núm. 4, pp. 235-292. "La zona limítrofe del Guadarrama" (1948).
- SCHWENZNER, J.E. (1937).— "Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes". *Geogr. Abh. Stuttgart*, vol. 10.
- SOERS, E. (1972).— "Stratigraphie et geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama". *Studia Geologica*, núm. 4, pp. 7-94.
- SOMMER, W. (1965).— "Stratigraphie und tektonik im ostl. Guadarrama-Gebirge". *Arbeiten aus dem Geologisch-Palaontologischen Institut der Westf. Wilhems-Universität, Munster*, núm. 1, pp. 1-159.
- TURNIT, P. (1966).— "Stratigraphie und tektonik der sudostlichen S. del Tremedal (Hesperische Ketten, Spanien)". *Zeith, Deuts. Geol. Gesell.* B. 115, pp. 679-681. Hannover.
- TURNIT, P. (1967).— "Palaeozoikum mesozoischer. Rhamen in Seteil der Sierra del Tremedal. (Hesperischen ketten). Spanien". *N. Jb Geol. Palay. Abh. Bd. 127*, pp. 349-365.
- VIALARD, P. (1973).— "Recherches sur le cycle Alpine dans la Chaîne Iberique Sud-occidentale". *Tese des Sciences naturelles. Université Paul Sébatier, Toulouse*.
- VILLENA MORALES, J. (1968).— "Nota acerca de un cabalgamiento en la región de Tierzo—Terolejal. (Provincia de Guadalajara)". *Acta Geológica • Hispánica*, Año III, núm. 4, pp. 3-8.
- VILLENA MORALES, J. (1971).— "Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal". *Tesis Doctoral. Inédito*, pp. 1-255.
- VILLENA MORALES, J. (1976).— "Estudio Geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (Paleozoico)". *Bol. Geol. Min. T. LXXXVII-IV*, 1976, pp. 1-26.
- VILLENA, J. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1974).— "Estratigrafía del Cretácico de la región de Molina de Aragón". *I simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Cuenca*, pp. 169-188.
- VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; LINARES, A. y RIBA, O. (1971).— "Características estratigráficas del Jurásico de la región de Molina de Aragón (Monreal del Campo-Zaorejas)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 2, pp. 355-374.
- VIRGILI, C. (1977).— "Le Trías du nord de L'Espagne". *Coloque sur le Trías de la France et des Pays limitrophes. Orleans* 11-15.
- VIRGILI, C. et PEREZ GONZALEZ, A. (1970).— "Quelques travertins du

- rebord nord-est du bassin tertiaire du Tajo". *Bull. Assoc. de Geographes Français*, núm. 377-378.
- WIEDMANN, M.E. (1974).— "Subdivisiones y precisiones bioestratigráficas en el Cretácico Superior de las Cadenas Celtibéricas". *I Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, Cuenca*, pp. 135-154.
- YEBENES, A. (1974).— "Estudio petrológico y geoquímico de las carniolas del Cretácico Superior de la Serranía de Cuenca". *I Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, Cuenca*, pp. 111.
- YEBENES, A. (1973).— "Estudio petrogenético de las carniolas de la Cordillera Ibérica". *Memoria para optar al grado de Licenciatura de Ciencias Geológicas, Inédito*, pp. 1-138.

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

