



IGME

488

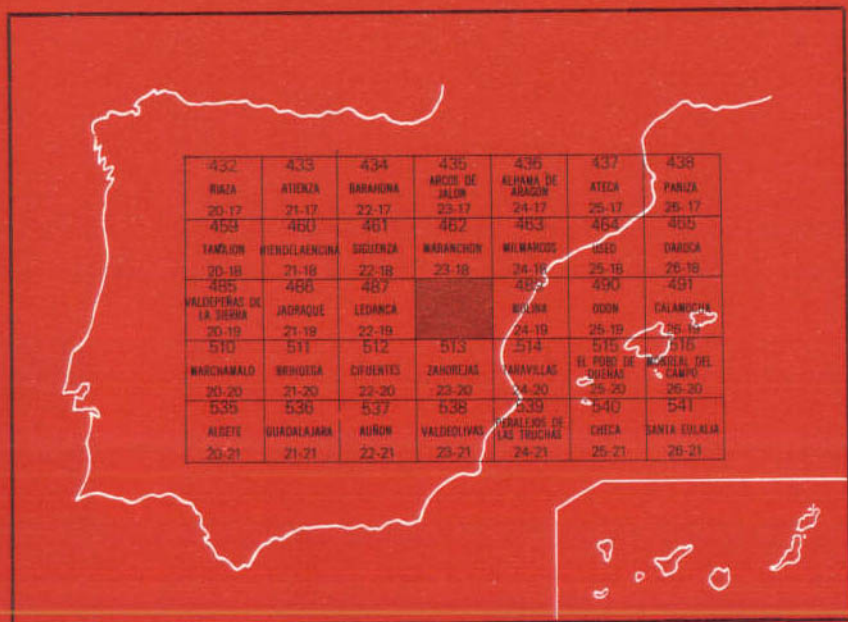
23-19

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ABLANQUE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ABLANQUE

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S. A.), con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido como autores:

En *Geología de Campo, Síntesis y Memoria*: Adell Argiles, F., y Martínez Alvarez, F.; Bascones Alvira, L. (Paleozoico) y Martín Herrero, D. (Paleozoico), y Lamonedá González, E. (Hidrogeología).

Con la *colaboración de*: González Loderio, F. (Paleozoico); Comas Rengifo, M. J.; Goy Goy, A.; Yébenes Simón, A. (Jurásico); Gutiérrez, G. (Cretácico y Terciario); Díaz Molina, M. (Terciario y Cuaternario), y Capote, R. (Tectónica).

En *Sedimentología y Micropaleontología*: Granados, L. (Mesozoico y Terciario).

En *Petrografía de Rocas Igneas y Metamórficas*: Aldaya, L.

En *Microflora Cretácico y Terciario*: Gutiérrez, G.

En *Macropaleontología Invertebrados*: Comas Rengifo, M. J., y Goy Goy, A.

Supervisión del IGME: Gabaldón López, V., y Ruiz Reig, P.

Asesor del IGME: Villena Morales, J.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

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

Depósito Legal: M - 43.777 - 1981

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La región comprendida en el marco de la Hoja de Ablanque (23-19) pertenece en su totalidad a la provincia de Guadalajara, encuadrándose geológicamente en la mitad septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Para la redacción de esta Hoja se ha contado con la base cartográfica a escala 1:200.000, Hoja núm. 39 (Sigüenza), editada por el IGME.

Para las distintas unidades litoestratigráficas del Jurásico se ha de destacar el trabajo de A. Goy et al. (1976), sobre el Jurásico de la Cordillera Ibérica (mitad Norte). También se ha contado con una base cartográfica a escala 1:33.000 del trabajo de COMAS RENGIFO et al. (1975), «Estratigrafía y Paleontología del Jurásico de Ribarredonda».

Afloran dentro del marco de la Hoja sedimentos Paleozoicos, Mesozoicos, Terciarios y Cuaternarios (figura 1). El Paleozoico se halla representado en la parte Norte entre la localidad de Santa María del Espino y la región denominada El Bosque. Este afloramiento se halla rodeado de materiales triásicos; sin embargo, más de la mitad de los terrenos de la Hoja corresponden a sedimentos mesozoicos, principalmente Jurásicos. Pequeños retazos de sedimentos detríticos Terciarios aparecen en el borde sur-occidental de la Hoja.

Morfológicamente, la zona presenta un relieve relativamente suave, con cotas comprendidas entre 1.000 y 1.400 metros. Este tipo de relieve corresponde a mesas con valles amplios, excepto los que surcan los ríos Linares y Abianquejo, en el borde oriental de la Hoja.

Tectónicamente se caracteriza por una dirección estructural preferente NO-SE, aunque se pueden observar también estructuras NE-SO de dirección alpina.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 ORDOVICICO

Este sistema se encuentra representado en un afloramiento de unos 10 Km², situado al sur de Santa María del Espino, en la zona nord-oriental de la Hoja.

2.1.1 PIZARRAS NEGRAS CON INTERCALACIONES DE CUARCITAS (O₃)

Se trata de una serie constituida fundamentalmente por pizarras negras con intercalaciones cuarcíticas que queda en parte enmascarada por los materiales discordantes suprayacentes, lo que impide obtener una serie completa del tramo.

Hacia la base del mismo, se encuentran areniscas cuarcíticas de tonos marrones y grises, bien estratificadas en capas de 5-20 cm., que intercalan pizarras negras y marrones en niveles centimétricos, mientras que hacia el techo la serie se hace más pizarrosa, con pizarras negras y pizarras arenosas grises con intercalaciones de areniscas de 10-15 cm.

Del estudio petrográfico de varias muestras, se han clasificado:

- Esquistos, con textura esquistosa y minerales principales: cuarzo, penninita, sericita y óxidos de Fe y accesorios moscovita, turmalina, esfena y circón.
- Micaesquistosa con textura esquistosa. Como componentes principales: moscovita, cuarzo y sericita y accesorios: Oxidos de Fe, penninita, turmalina, biotita y circón.
- Cuarcitas micáceas, con textura esquistosa, conteniendo cuarzo, moscovita, óxidos de Fe y sericita como minerales principales y circón, epidota, apatito, esfena y turmalina como accesorios.

La potencia total se estima superior a los 500 metros. No se ha encontrado fauna que permita hacer una datación de esta unidad cartográfica, por lo que la asignación de una edad Ordovícico Superior se realiza en función de la similitud de estas facies con las de zonas próximas.

2.2 SILURICO

La existencia de dos pequeños afloramientos en la zona nord-oriental, son los únicos indicios materiales que ponen de manifiesto la presencia del

Silúrico en la Hoja que nos ocupa. Uno de ellos es fácilmente observable al ser cortado por la c.c. de Ciruelos a Riba de Saelices.

2.2.1 PIZARRAS AMPELITICAS VINOSAS CON INTERCALACIONES DE CUARCITAS (S₁₋₂^{A-B})

La presente unidad está formada por pizarras ampelíticas vinosas micáceas, que aparecen en finas hojas e intercalan algún nivel de cuarcitas micáceas de 5-8 cm. de potencia.

El estudio petrográfico de estas cuarcitas da como componentes principales cuarzo, óxidos de Fe y clorita, siendo los accesorios biotita, moscovita, turmalina, circón y esfena.

La potencia se estima superior a los 70 m.

Dado que no hemos encontrado fauna que precise la edad de este tramo, le atribuimos el Llandoverense-Ludlowiense por similitud litológica con la «Formación Bädenas» (CARLS y GANDL, 1969) existente en la región. Por nuestra parte, en la realización de la Hoja de Taravilla (24-20) (1979), al SE de la presente, hemos encontrado en facies de la Formación Bädenas la siguiente fauna: *Pristiograptus* sp., *Monograptidae* y *Blagmopodo* indet., perteneciente al Silúrico.

2.3 PERMICO

Se superpone discordante sobre el conjunto Ordovícico-Silúrico y se halla localizado entre la Hoya de la Gallina (Hoja de Maranchón, 23-18) y Santa María del Espino, zona conocida geográficamente como El Bosque.

2.3.1 BRECHAS, LUTITAS E INTERCALACIONES SUBVOLCANICAS (P₁₂)

En general, aparece una brecha basal de naturaleza polimíctica, variando la composición localmente (metacuarcitas y sílex) y de matriz samítica. Hacia el techo e intercalados existen otros niveles conglomeráticos de carácter más evolucionado, pudiendo llegar a ser pudingas.

Las areniscas tienen un claro predominio de cuarzo sobre los feldspatos, generalmente potásicos. Texturalmente, son samitas de grano fino a medio, de grano subredondeado con algunas laminaciones horizontal y cruzada, con algunos restos de estructuras orgánicas como tubos y pistas.

Las lutitas son los materiales más constantes del conjunto. De colores generalmente pardo-rojizos, son muy monótonas en cuanto a su composición mineralógica y están compuestas en orden de importancia por micas, illitas, caolinitas, etc. (MARFIL et al., 1973).

Finalmente, se han encontrado pequeños diques de rocas intrusivas de

textura porfídica y naturaleza ácida en general. Correspondería a pórfidos silicificados con feldespatos caolinizados y carbonatados y con pequeñas proporciones de cantos de cuarzitas y pizarras.

La potencia oscila entre valores de 35 metros hasta los 60 metros.

Atribuimos a esta unidad una edad pérmica, probablemente Saxonense, por su disposición estratigráfica y correlación litológica, estudiada en zonas próximas (Hoja de Molina de Aragón, 24-19), por RAMOS et al. (1976).

2.4 TRIASICO

Los materiales triásicos están ampliamente representados en la Hoja, presentándose en «facies germánica» y se disponen discordantemente sobre los materiales pérmicos que a modo de orla se apoyan sobre el Paleozoico.

Siguen una dirección general SE-NO coincidente con el llamado Anticlinal de Alcolea (Hoja de Maranchón, 23-18) y muestran cambios de facies y de potencia en esta dirección.

Se han diferenciado las unidades litoestratigráficas siguientes:

Facies Buntsandstein, con dos tramos bien definidos uno conglomerático (T_{c1}) y otro más detrítico formado por areniscas y arcillas (T_{c1}^s).

Facies Muschelkalk, también con dos tramos bien definidos, uno masivo dolomítico (T_{c2}) y otro dolomítico-margoso (T_{c2}^m).

Facies Keuper, en que se distinguen tres tramos diferenciables por su colocación y litología, si bien debido a la escasa potencia de cada uno de ellos para su representación cartográfica, así como a la imprecisión de los contactos, se ha individualizado en un único conjunto de arcillas, margas y yesos (T_{c3}).

De la facies Keuper y en secuencia normal se pasa a las formaciones Dolomías de Imón y Carniolas de Cortes de Tajuña, que marcan el paso Triásico-Jurásico dentro de esta última formación.

2.4.1 CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y ARCILLAS.

FACIES BUNTSANDSTEIN (T_{c1})

Se apoyan discordantemente sobre los materiales pérmicos suprayacentes y están localizados preferentemente entre la localidad de Santa María del Espino y el paraje conocido como «Dehesa de Solanillo» en el borde oriental de la Hoja.

Corresponden a este tramo los conglomerados basales de color pardorrojizo, constituidos fundamentalmente por cantos de cuarzo de tamaño entre 8 y 15 cm., y un grado de redondez medio. La matriz, en general, escasa,

es areniscosa, dando lugar con frecuencia al contacto directo de los cantos donde se observan las huellas de disolución por presión.

Estos conglomerados evolucionan de manera gradual a niveles areniscos hacia el techo, aunque su extensión lateral es escasa.

La potencia de esta unidad se puede estimar en valores aproximados a los 100 metros.

La ausencia de citas paleontológicas hace difícil una datación. VIRGILI (1977) asignó al Buntsandstein de la región una edad Triásico Inferior (Seythiense) a Triásico Medio (Ladiniense).

2.4.2 ARCILLAS VINOSAS Y ARENISCOSAS.

FACIES BUNTSANDSTEIN (T_{c1}^s)

Es un tramo eminentemente detrítico, constituido por areniscas de colores rosados y grises que intercalan pequeños niveles de arcillas, que aumentan de espesor hacia el techo de la serie. Son frecuentes los cambios laterales de facies y las estructuras sedimentarias, tales como ripples, estratificación cruzada y paleocanales.

Del estudio petrológico de las areniscas se desprende que el contenido en cuarzo varía entre el 70 y el 92 por 100 y el feldespato potásico entre el 2 y el 12 por 100. Los granos varían de angulosos a subredondeados y, en general, son heterométricos. El cemento es ferruginoso, con un 3 por 100 de porcentaje medio, y la matriz sericitica alcanza como máximo el 14 por 100. Como minerales accesorios aparecen opacos, óxidos de Fe, moscovita y biotita.

La potencia de este tramo es variable, aunque puede llegar a alcanzar los 400 metros de espesor.

En el techo de estos depósitos se produce el tránsito de los niveles detríticos de las facies Buntsandstein a los sedimentos carbonatados en facies Muschelkalk. El carácter detrítico de esta unidad, al igual que ocurre con la infrayacente, hace que no sea posible encontrar restos de fauna que ayuden a datar con precisión el tramo. Atendiendo a la edad que VIRGILI (1977) atribuye a los depósitos detríticos en facies Buntsandstein de la región, se podría asignar a este tramo superior una edad Triásico Inferior a Medio.

2.4.3 DOLOMIAS. FACIES MUSCHELKALK (T_{c2})

Por encima de los materiales detríticos en facies Buntsandstein se depositan un conjunto de materiales carbonatados con el que dan inicio las facies Muschelkalk.

Litológicamente, esta unidad está constituida por un tramo carbonatado masivo, constituido por dolomías grises, aunque son amarillentas por alte-

ración, generalmente oquerosas, estratificadas en bancos de 0,5 a 5 metros, que intercalan algún lecho centimétrico de margas gris-verdosas. Son paquetes fácilmente reconocibles por el resalte morfológico en cuesta. A menudo presentan silicificaciones en nódulos de muy diverso tamaño.

Las microfacies más características son las dolomíticas con algunas zonas de laminaciones y esporádicos granos de cuarzo aleuríticos. El ambiente deposicional de tipo litoral (supra-intramareal).

La potencia del tramo oscila entre los 15 y 25 metros.

La fauna es escasa en general, aunque se han encontrado restos de equinodermos, gasterópodos, lamelibranquios y de algas dasycladaceas («oligoporella pilosa»), que dan una posible edad Anisiense, que corresponde con la edad que VIRGILI (1977) asigna a las facies Muschelkalk de la región. Al corresponder esta unidad cartográfica a la parte inferior de las facies Muschelkalk, se le podría asignar una edad Triásico Medio, no descartándose la posibilidad de que alcanzara hasta el Triásico Superior.

2.4.4 DOLOMIAS, MARGAS Y CALIZAS DOLOMITICAS. FACIES MUSCHELKALK (T₀₂^m)

Conjunto constituido por dolomías y calizas dolomíticas, en los niveles más altos, que alternan con margas que se hacen más potentes hacia el techo, pudiendo llegar hasta los 2 metros, disminuyendo su potencia hasta valores decimétricos, los niveles carbonatados antes mencionados. La coloración del tramo es gris-verdosa y su potencia en la Hoja oscila entre 10 y 20 metros.

Las microfacies corresponden a dolomicritas con poco contenido en arcilla. El ambiente sedimentario es similar al del tramo descrito anteriormente, aunque puede llegar a ser más de plataforma costera. Se encuentran en este tramo estructuras tales como: ripples, grietas de retracción y pistas, así como restos de gasterópodos, lamelibranquios y espongiarios. Sin embargo, se ha podido encontrar una macrofauna compuesta de *Myophoriopsis* sp., *chartroniella* sp. y *Lingula Tenussima Bronn*, que nos datan a esta formación como de edad Ladiniense Superior-Carniense Inferior, todo ello englobado dentro del Triásico Superior como edad más probable.

2.4.5 ARCILLAS, MARGAS Y YESOS. FACIES KEUPER (T₀₃)

Esta unidad está constituida litológicamente por arcillas y margas rojas con pasadas centimétricas verdes y que intercalan algún nivel de caliza oquerosa ocre, poco compacta, de textura gruesa, con planos de estratificación mal definidos y de poca continuidad lateral. Hacia el techo son más abundantes los yesos, en general rojos y blancos, algo sacaroideos, con

jacintos de Compostela y aragonitos y localmente otros tipos de sales. Hay que señalar la dificultad que presenta la valoración de la potencia de este tramo debido a las laminaciones, compresiones y expansiones derivadas del carácter plástico y extraordinaria fluidez de este paquete, que hacen difícil la obtención de buenas columnas. No obstante, estimamos que su espesor puede oscilar entre valores comprendidos entre los 40 y 100 metros.

Al no haberse encontrado fauna en los niveles calcáreos 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 esta unidad y en concordancia con ella, aparece un tramo de transición de escasa potencia, sobre el que se dispone un tramo dolomítico, continuo en toda la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, pero difícil de individualizar, cartográficamente, a la escala de este trabajo. La edad de estos tramos es probable Triásico Superior terminal y sus características se detallan en el apartado siguiente.

2.5 TRANSITO TRIASICO-JURASICO

2.5.1 CARNIOLAS Y DOLOMIAS TABLEADAS A LA BASE (T₆₃-J₁)

El paso de la facies Keuper del Triásico Superior a los depósitos del Jurásico se establece a través de un conjunto carbonatado, muy extendido en toda la Cordillera Ibérica, pero que los diversos autores que lo han estudiado lo han tratado de formas distintas, tanto estratigráfica como cartográficamente, debido a las malas condiciones de afloramiento y a la dificultad de apreciar con claridad los contactos con las unidades infra y suprayacentes.

VILLENA et al. (1971), en hojas contiguas a ésta, distingue un tramo de Carniolas en el que separa tres horizontes litológicos: uno superior, formado por rocas dolomíticas cavernosas y porosas, otro intermedio, formado por brechas dolomíticas, y uno inferior, formado por dolomías bien estratificadas y, en general, muy cristalinas.

Posteriormente, GOY et al. (1976) han definido dos unidades litoestratigráficas, con el rango de formación, que son asimilables a los dos tramos litológicos englobados dentro de esta unidad cartográfica. Corresponden a la Formación Dolomías tableadas de Imón y a la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña, definida esta última en la localidad de Cortes de Tajuña, situada dentro de la Hoja.

El contacto de esta unidad cartográfica con la facies Keuper, es de difícil observación, estando generalmente mecanizado y normalmente el tránsito se establece a través de 3 ó 4 metros de calizas cristalinas amarillentas y

rojizas de aspecto terroso, que contienen cuarzos bipiramidales incoloros. Hacia la base presentan numerosos huecos irregulares de pequeño tamaño, que suelen estar rellenos de arcillas verdosas.

Concordantemente sobre este tramo, aunque también frecuentemente a través de contactos mecanizados se encuentra un tramo de 15-20 metros de potencia de dolomías microcristalinas en capas medias o finas de aspecto tableado, y, en general, de color gris.

El contacto entre las dolomías tableadas y las carniolas es neto, aunque es difícil de diferenciar debido a la menor competencia de los materiales que forman la base de las carniolas. Las microfacies dominantes están constituidas por dolomicritas con niveles de oolitos e intraclastos dolomitizados.

Así, la formación Carniola de Cortes de Tajuña, definida por GOY et al. (1976), en dicha localidad situada en el ángulo noroeste de la Hoja, llega a alcanzar una potencia de 140 metros, y en ella se distinguen dos niveles, el inferior formado por 10 a 15 metros de brechas de aspecto margoso, que suelen estar cubiertas por derrubios y vegetación, y el superior, constituido por dolomías y calizas masivas de tonos rojizos, amarillentos y grises más o menos oquerosos y brechoides, en general mal estratificadas, aunque hacia el techo pueden aparecer niveles estratificados que dan pequeños resaltes.

Entre las microfacies dominan las pseudoesparitas de dolomitización y las doloesaritas. La sedimentación de estas facies se realizó en un ambiente litoral confinado hipersalino.

Según YEBENES (1973), las carniolas corresponden a primitivas alternancias de dolomías y evaporitas. La disolución de estas últimas, por la acción de aguas meteóricas, provocaría la brechificación y dedolomitización de los materiales dolomíticos, en un proceso telogenético que traería como consecuencia la aparición de carniolas en las zonas superficiales.

Los únicos indicios de fauna encontrados corresponde a nombres de algas y restos de bivalvos. Ante la imposibilidad de una datación precisa de esta unidad cartográfica por criterios paleontológicos, hay que basarse en las edades atribuidas al infra y suprayacente. Si se admite una edad Triásico Superior para las facies Keuper y Triásico Superior terminal para las Dolomías tableadas de Imón, y teniendo en cuenta que el suprayacente contiene fauna, en sus niveles superiores, del Sinemuriense (s. l.), es muy probable que el tránsito Triásico-Jurásico se encuentre dentro de la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña.

2.6 JURASICO

El sistema Jurásico representado por el Lías y el Dogger, se encuentra

ampliamente desarrollado dentro de la presente Hoja, aflorando en un porcentaje de casi el 50 por 100 del total de la misma.

La litoestratigrafía del Lías se ha tomado siguiendo los trabajos de GOY et al. (1976), que identifican unas unidades de gran continuidad lateral, algunas de ellas ya descritas por VILLENA (1971), que definen con el rango de formación.

Estas formaciones, de muro a techo, son las siguientes:

- A) Fm. Calizas y dolomías de Cuevas Labradas.
- B) Fm. Margas grises de Cerro del Pez.
- C) Fm. Calizas bioclásticas de Barahona.
- D) Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel.

Para el presente trabajo, desde el punto de vista cartográfico, las formaciones B) y C) se han agrupado en una única unidad cartográfica debido a sus reducidas potencias y en ocasiones por ofrecer unas condiciones de observación poco favorables.

Por encima de la Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel descansan unos depósitos carbonatados, sin rango de formación, que constituyen el tramo calizo superior, estratigráficamente dentro del Dogger en su mayor parte.

2.6.1 CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS (J₁₋₁₃⁰⁻¹²)

Siguiendo a GOY et al. (1976) se pueden diferenciar miembros dentro de esta formación, aunque debido a la fuerte fracturación que les afecta en general, es difícil que se pueda observar su continuidad lateral, por lo que no se han diferenciado cartográficamente.

El miembro inferior está formado por calizas y dolomías microcristalinas tableadas de color gris claro o beige y que ocasionalmente presentan nódulos de sílex.

Las microfacies corresponden a micritas fosilíferas, bioesparitas y doloesparitas con lagénidos. Algunos niveles son ricos en *Lituosepta reccoaren-sis*, *Trocholina*, *Naurania* y *Macroporella*. Alcanza una potencia media entre 50 y 60 metros y el medio deposicional correspondería a depósitos fundamentalmente inter y submareales, dentro de una plataforma interna.

En las calizas se han encontrado *Spiriferina Walcottii* (Sowerby), *Gibbirhynchia cf. curviceps* (Qlivenitedt) *Piarorhynchia Radstockiensis* (Davidson) y *Terebrátula* sp.

El miembro superior está formado por calizas y dolomías de aspecto margoso que suelen ser dominantes, estratificadas en capas de potencia variable. Hacia la mitad del tramo empiezan a aparecer niveles margosos centimétricos. Este miembro suele terminar con niveles calcomargosos algo

arenosos y algunos restos fósiles, culminando con una superficie ferruginosa con ostréidos. Su potencia varía entre 40 y 60 metros.

Entre las microfacies dominan las dolomicritas y doloesparitas, con biomicritas y bioesparitas subordinadas e intramicritas fosilíferas.

Los materiales se depositarían en condiciones supra e intermareales, y esporádicamente en un medio submareal somero, siempre dentro de una plataforma interna.

Por lo que respecta a su datación, los restos de fósiles encontrados en el miembro inferior solo permiten decir que tiene una edad Sinemuriense en su parte inferior y Carixiense en la superior, mientras que el miembro superior se puede datar como de edad Carixiense.

2.6.2 CALIZAS BIOCLASTICAS. MARGAS GRISES A LA BASE (J₁₃²⁻³)

Por encima de la Formación Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas, GOY et al. (1976), y en concordancia con ella, se dispone una unidad cartográfica donde se integran dos formaciones. La inferior (Fm. margas grises de Cerro del Pez) de 6 a 10 metros de potencia, está constituida por margas grises con finas intercalaciones calcáreas, más frecuentes hacia el muro y el techo. La superior (Fm. Calizas bioclásticas de Barahona) está formada por calizas bioclásticas de aspecto noduloso, con colores pardos a grisáceos, y ocasionalmente con tonos rojo-amarillentos, estratificadas en capas finas y medias. Esta formación se presenta, en muchas ocasiones, dando un resalte topográfico bastante acusado, lo que unido a su fácil identificación en campo, hacen de ella un buen nivel de referencia cartográfica. La potencia no sobrepasa los 20 metros dentro del marco de la Hoja.

En el techo de esta formación existe una superficie ferruginosa, bien desarrollada, que marca el paso a la Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel.

Entre las microfacies de la formación inferior, dominan las micritas fosilíferas y biomicritas. Los levigados dan *Astaculus prima*, *Astaculus gr. varius*, *Geinitzinita gr. tenera*, *Nodosaria mitis*, *Lenticulina mueusteri* y *Fronicularia aff. mesoliassica*.

La formación superior muestra biomicritas e intrabiomicritas más o menos lavadas, con: «bivalvos», equinodermos, nodosáridos, *Ammodiscus*, *Glomospira* y *Haplophragmoides*.

El medio deposicional de ambas formaciones correspondería a una plataforma abierta, somera, que en la unidad superior presentaría influencias de una posible barrera.

La Formación Margas grises del Cerro del Pez es muy rica en restos fósiles, habiéndose reconocido entre otros: *Plesiothyris verneulli* (DESL.), *Lobothyris subpunctata* (DAV.), «*Terebratula*» *thomarensis* CHOFF., y *Protogrammoceras*.

Dentro de la formación superior, calizas bioclásticas de Barahona, destaca la siguiente fauna: *Lobothyris subpunctata* (DAV.) y *Aulacothyris resupinata* (SOW.) en la parte inferior-media y *Lobothyris subpunctata* (DAV.), *T. (Z.) Quadrifida* (LAM) forma bicórnea, *Spiriferina alpina* var. *falloti* (CORR.) «*Rhynchonella*» *dumbletonensis* (DAV.) en Dubar 1931 en la parte superior. En las últimas capas se han recogido *Emaciatceras* y en los niveles terminales *Dactylioceras (Eodactylites)* Sp.

En base a la fauna citada anteriormente, la edad atribuible para las margas del Cerro del Pez es Domeriense Inferior (zona Stockesi o zona Margaritatus basal). Por lo que respecta a las calizas bioclásticas de Barahona tendrían edad Domeriense medio superior (zona Margaritatus y zona Spinatum). Los últimos niveles podrían ser ya del Toarciense Inferior.

Así pues, la edad de esta unidad cartográfica sería Carixiense Superior-Domeriense-Toarciense Inferior.

2.6.3 ALTERNANCIA DE CALIZAS Y MARGAS (J₁₃₋₁₄³⁻³)

Por encima de la superficie ferruginosa mencionada en el apartado anterior se encuentra una formación calco-margosa estudiada por GOY et al. (Op. cit.), donde identifican cinco miembros que, de más antiguo a más moderno, son los siguientes:

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

En el paraje de El Carrascal, situado a ENE de la localidad de Ribarredonda, COMAS y GOY (1975) identifica la mencionada sucesión con las siguientes potencias:

- a) 5 m. de margas grises de tonos verdosos en superficies parcialmente cubiertas con algunas intercalaciones finas de calizas margosas.
- b) 3,5 m. de calizas amarillentas con intercalaciones de margas verdes. Este tramo está parcialmente cubierto.
- c) 9,5 m. de margas rosas con algunas intercalaciones de calizas margosas de poco espesor y parcialmente cubiertas.
- d) 17 m. de alternancia rítmica de calizas arcillosas grises, estratificadas en capas de 0,2-0,3 m., y margas grises nodulosas en capas de 0,1 a 0,2 m.
- c) 8,5 m. de margo-calizas y calizas margosas estratificadas en capas medias y finas de color gris parcialmente cubiertas.

Las microfácies dominantes son las biomicritas y micritas fosilíferas, con frecuentes nodosáridos, que presentan microfilamentos, desde el techo del Miembro Margas rosas.

La deposición se realizaría en una plataforma abierta que recibiría aportes intermitentes de materiales detríticos finos.

Toda la formación presenta una facies típica de plataforma externa y todos los miembros son ricos en restos fósiles, entre los que cabe destacar:

En la parte inferior del primer miembro, *Lobothyris punctata* var. *arcta* DUB., *Spiriferina alpina* var. *falloti* CORR. y *Plicatula* (P.) *spinosa* (SOW), en la parte superior se han recogido *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) (f.) *semicelatum* (SIMP.). Esta fauna caracteriza el Toarciense Inferior (Zona Tenuicostatium).

En el segundo miembro se han encontrado: *Hildaites* cf. *serpentinus* (REIM.), *Harpoceratoides*, *Dactylioceras* (*Dactylioceras*), *Stolmorhynchia bouchardi* (DAV.) y *Homoeorhynchia batalleri* (DUB.), *Homoeorhynchia meridionalis* (DESL.) y «*Terebratula*» *jauberti* (DESL.), que caracterizan el Toarciense Inferior (zona Serpentinus).

En las Margas rosas, es decir en el tercer miembro, destaca la presencia de *Hildoceras sublevisoni* FUC., *Hildoceras lusitanicum* (MEIST.), *Hildoceras bifrons* (BRUG.), *Phymatoceras narbonensis* (BUCK), «*Terebratula*» *jauberti* (DESL.), «*Terebratula*» *wittnichi* CHOFF., «*Terebratula*» *perfida* CHOFF., *Plagiostoma* y *Trigonia*, que caracterizan el Toarciense Medio (zona Bifrons): subzonas Sublevisoni y Bifrons. Posiblemente la parte inferior de este miembro corresponde todavía a la zona Serpentinus.

El miembro Alternancia rítmica de margas y calizas ha proporcionado una fauna abundante. En la parte inferior: *Hildoceras semipolitum* (BUCK.), *Haugia* cf. *navis* (DUM.), *Haugia* gr. *variabilis* (D'ORB.), «*Terebratula*» *decipiens* (DESL.) en Choffat 1947 y «*Terebratula*» *vari* ROLL., que caracterizan las Zonas Bifrons (subzona Semipolitum) y la Zona Variabilis. En la parte media: *Pseudogrammoceras* cf. *Subregale* PINNA., *Pseudogrammoceras aratum* (BUCK.), «*Terebratula*» *jauverti* var. *depressa* DUB., *Homoeorhynchia* sp. *Ctenostreon* y *Trigonia*, que corresponden, probablemente a la Zona Variabilis. En la parte superior: *Pseudogrammoceras bingmanni* (DEMCK.) y *Podagrosites Latescens* (SIMP.) caracterizan a la Zona Thonarsense.

El miembro Margas y margocalizas contiene: *Pseudogrammoceras* cf. *fallaciosum* (BAYLE), *Mammatoceras insigne* (ZIET.), *Hammatoceras speciosum* (JAN.), *Pseudolillia emilliana* (REYN.), *Gruneria gruneri* (DUM.), «*Terebratula*» *submaxillata* DAV. en Choffat 1947, *Homoeorhynchia* sp., *Natica pelons* D'ORB., *Lopha* (A.) *gregaria* (SOW.) y *Ctenostreon elea* D'ORB., que caracterizan la Zona Insigne.

2.6.4 CALIZAS (J₁₄₋₂₂)

Sobre la formación Alternancia de margas y calizas se dispone un tramo calcáreo que da un resalte topográfico, formando una cornisa que corona algunos de los cerros aplanados que se encuentran en el ángulo SE de la Hoja.

Litológicamente está constituida por unos 60 m. de calizas tableadas grises o amarillentas estratificadas en capas medias o finas, con planos de estratificación bien marcados y que pueden intercalar margas grises de poco espesor.

Las microfacies correspondientes a esta unidad son biomicritas, biopelmicritas y ocasionalmente bioesparitas y oosparitas. Hacia el techo aparecen términos dolomíticos.

El medio deposicional muestra una tendencia a la somerización desde la parte inferior de la unidad plataforma abierta, a la superior, plataforma interna.

Los primeros metros de este tramo contienen fósiles muy abundantes de *Catullocceras*, *Dumortieria*, *Cotteswoldia*, *Pleydellia* y *Walkericeras*, que caracterizan las zonas Pseudoradiosa y Aalensis. Destaca la presencia de *Cotteswoldia egena* BUCK., *Pleydellia aalensis* (ZIET.), «*Terebratula*» *submaxillata* DAV. en Choffat 1947, *Homoeorhynchia cynocephala* (RICH.) y *Aulacothyris blakei* (DAV.). Por encima de los niveles que contienen esta fauna, se han recogido: *Leioceras*, *Pseudommatoceras* cf. *subinsigne* (OPP.) y *Epiathyris submaxillata* (DAV.), que caracterizan el Aaleniense (Zona Opalinum). La fauna recogida en el resto del tramo es de carácter trivial y no permite efectuar detecciones precisas; puede tener, al menos en su mayor parte, una edad Aaleniense-Bajociense.

2.7 CRETACICO

El sistema Cretácico se encuentra bien representado en su mayor parte en el ángulo SO de la Hoja y en dos pequeños afloramientos en el ángulo SE.

En él se ha podido datar un Cretácico inferior, en general detrítico y de carácter continental, que se ha dividido en dos unidades cartográficas, una inferior, que descansa discordantemente sobre el Jurásico de calizas, arcillas y conglomerados, y otra superior, también discordantemente sobre la anterior, de arenas silíceas.

Por lo que respecta al Cretácico Superior, éste se presenta de forma incompleta debido a la erosión en los términos superiores del sistema Cre-

tácico. Sin embargo, se han individualizado de techo a muro las siguientes cuatro unidades:

- a) Margas y calizas con fauna.
- b) Dolomías, dolomías margosas y calizas.
- c) Calizas nodulosas con fauna, con margas al techo.
- d) Dolomías y calizas dolomíticas en bancos gruesos.

Esta secuencia es perfectamente visible y cartografiable en los alrededores de Abánades, siendo más difícil en las otras zonas debido a la gran fracturación y sobre todo poca potencia del tramo dolomítico del techo. Este alcanza gran potencia hacia el Sur. Asimismo, se observa regionalmente cómo el nivel de erosión precetácico afecta a los pisos más antiguos conforme nos acercamos hacia el Oeste.

2.7.1 CALIZAS, ARCILLAS Y CONGLOMERADOS EN «FACIES WEALD» (C_{w14})

Sobre los materiales del Lías Medio, en general las calizas bioclásticas con margas grises en la base (J₁₃²⁻³), y localmente sobre las calizas y dolomías tableadas (J₁₋₁₃⁰⁻²), se disponen en clara discordancia erosiva, unos depósitos continentales que pueden alcanzar una potencia de hasta 55 m. (alrededores de Abánades), aunque en general su potencia media oscila alrededor de los 30 metros.

Afloran en el cuadrante SO de la Hoja y han sido estudiadas por COMAS RENGIFO et al. (1975) en los alrededores de una franja que va desde Abánades hasta Canales del Ducado (Hoja de Zaorejas, 23-20), y prolongándose hacia el Este entre Sacecorbo y Esplegares.

Litológicamente, esta unidad está constituida por arcillas y margas abigarradas con calizas grises a veces de aspecto noduloso con algunas intercalaciones de arenisca y conglomerados de cantos de pequeño tamaño. En general, los cantos calcáreos formados a expensas de calizas del Jurásico, engloban restos de braquiópodos del Pliensbachiense.

Tanto los tramos margosos como los calcáreos contienen restos fósiles de ostracodos y de flora de «Charáceas», entre los que se han reconocido:

Atopochara trivalvis triquetra GRAMBAST.

Globator trochiscoides GRAMBAST.

Clavatorites sp.

Flabellochara Harrisii (Peck) GRAMBAST.

Embergerella cruciate GRAMBAST.

Mosochara voluta (Peck) GRAMBAST.

Asciidiella Ibérica GRAMBAST.

Clypeator combey GRAMBAST.

La edad atribuida a estos depósitos es Hauteriviense-Barremiense, coincidiendo con RAMIREZ DEL POZO y MELENDEZ HEVIA (1972) en que tal vez la mayor parte de ellos son Barremiense.

Las microfacies corresponden a dismicritas con fósiles y biomicritas. El conjunto se ha depositado en un ambiente continental con episodios lacustres.

2.7.2 ARENAS EN «FACIES UTRILLAS» (C₁₆₋₂₁⁰⁻¹)

Discordante sobre la formación anterior, en general en todo el cuadrante SO de la Hoja, y sobre la formación de calizas (J₁₄₋₂₂) del Dogger, en el ángulo SE se encuentra esta formación constituida por arenas arcóscas poco cementadas, aunque ocasionalmente pueden aparecer bancos resistentes con cemento silíceo o calcáreo. Son frecuentes los niveles de cantos de cuarcita y cuarzo y menos frecuentemente los tramos arcillosos. En general, el color es blanquecino, aunque pueden aparecer zonas de colores abigarrados producidos por tinción con óxidos de hierro. Estos, a veces, llegan a individualizarse, constituyendo costras ferruginosas. Esta unidad litológica es de similares características a la formación Utrillas definida por AGUILAR et al. (1971).

La potencia de esta unidad está comprendida entre 25 y 50 metros en el ámbito de la Hoja.

La datación de esta formación es difícil de precisar, al no haber proporcionado ni fauna ni flora, al menos por el momento. 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 para esta unidad continental.

2.7.3 MARGAS Y CALIZAS CON FAUNA (C₂₁²⁻³)

Se inicia esta unidad con un conjunto de aproximadamente 10 m. de biocalcarenititas, alternando con margocalizas, que dan un pequeño resalte topográfico. Sobre el que se apoyan unos 3 m. de calizas bioclásticas de tonalidades blanquecinas y ricas en microfauna. Por encima se encuentran unos tramos de 10 m. de potencia, constituidos por margas ocreas fosilíferas y margas verdes, estas últimas en capas más potentes y azoicas. Culmina esta unidad con 2 m. de arenas silíceas finas micáceas y compactas.

Las microfacies corresponden a biomicritas, oomicritas fosilíferas e intraesparitas que contienen *Daxia canomana*, *Cunneoraina* gra. *concava*, *Prealveolina* sp. y sobre todo gran cantidad de ostrácodos, radiolas de equinidos, ostreidos y gasterópodos.

En base a criterios estratigráficos, de microfacies y paleontológicos, se consideran que estos materiales se depositaron durante el Cenomaniense

Medio y parte del Superior. No obstante, no se descarta la posibilidad de que la sedimentación comenzara durante el Cenomaniense Inferior. Esta unidad cartográfica se asimila con las que otros autores han individualizado en la cartografía, asignándole una edad Braconiense.

El ambiente en el que se realizó la sedimentación fue costero y la potencia dentro del marco de esta Hoja es del orden de los 25 metros.

2.7.4 DOLOMIAS, DOLOMIAS MARGOSAS Y CALIZAS. CONJUNTO

TABLEADO (C₂₁₋₂₂³⁻²)

Está compuesto este conjunto por dolomías amarillentas algo porosas y con óxidos de hierro puntuales, con estratificación laminar, bien estratificadas en capas medias o gruesas y que alternan con margas dolomíticas y dolomías arcillosas en las que se descubren restos de macrofauna. Hacia el techo aparece un paquete dolomítico de mayor espesor, que bien pudiera ser asimilable a las dolomías masivas y arcillosas, «Formación Dolomías de la Ciudad Encantada», MELENDEZ HEVIA (1971).

La potencia de este tramo oscila entre los 20 y 30 metros. Las microfacies corresponden a dolomicritas con bajo contenido en arcilla, intrabioesparitas, biomicritas con intraclastos en parte dolomitizados y biomicritas que contienen Dicyclina, Cumeneolina y sobre todo restos de radiolas de equínidos, serpúlidos, miliólidos, ostrácodos y lamelibranquios.

Su deposición se efectuó en un ambiente marino de aguas tranquilas y cerca de la costa. En base a la microfacies y posición estratigráfica, así como a la edad atribuida a estos materiales en zonas próximas, consideramos a este conjunto litológico como de edad Cenomaniense Superior-Turonense Inferior.

2.7.5 CALIZAS NODULOSAS CON FAUNA. MARGAS A TECHO (C₂₂²⁻³)

Concordante con la unidad anterior, aparece un conjunto de color blanquecino estratificado en capas finas a medias, que hacia el techo se hacen más gruesas. Litológicamente está formado por calizas rosadas, margocalizas nodulosas y biocalcarenitas que culminan con un nivel de margas calcáreas pizarrosas de color gris verdoso que intercalan finas capas de calizas grises. Es un tramo rico en niveles con abundante macrofauna de Rudistas, Lamelibranquios y Gasterópodos.

La potencia de este tramo es de unos 15 metros y se ha diferenciado cartográficamente debido a su fácil identificación, a su contenido faunístico y a que su potencia aumenta hacia zonas más meridionales. Sin embargo, en esta Hoja se ha exagerado su potencia y en el ángulo SO de la Hoja se

ha delimitado con contacto supuesto, al ser dudosa su separación cartográfica.

Las microfácies encontradas en este tramo corresponden a biomicritas con un porcentaje variable, aunque generalmente bajo de arcillas, que contienen fauna de discorbis, heterohelix, ophthalmidios, así como de lamelibranquios, ostrácodos y equinodermos.

En base a la fauna encontrada, a las microfácies, 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.

2.7.6 DOLOMIAS Y CALIZAS DOLOMITICAS EN BANCOS GRUESOS (C₂₃₋₂₆)

Como unidad cartográfica más alta, en el Sistema Cretácico, dentro de la Hoja se ha diferenciado un tramo, constituido por dolomías arenosas grises amarillentas estratificadas en capas gruesas y en bancos localmente con aspecto masivo. Son abundantes las recristalizaciones y bandeados que confieren un aspecto estromatolítico, así como carstificaciones que favorecen las oquerosidades y presencia de calcita.

Este tramo reduce su presencia en el ángulo SO de la Hoja, cubierto discordantemente en su mayor parte por los depósitos Terciarios. Su espesor visible es de apenas 60 metros.

Las microfácies corresponden a dolomicritas y biomicritas dolomitizadas parcialmente. Pueden alcanzar a veces a intrasparitas. El contenido en microfaua es escaso en parte debido a los fenómenos de dolomitización. Se han encontrado restos de *cuneolina pavonia*, *spirocyclina* sp., *cyclolina* sp., miliólidos y ostrácodos.

El medio deposicional sería costero externo, que iría evolucionando, hacia el techo, hacia un medio costero lagunar.

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

2.8 TRANSITO CRETACICO-TERCIARIO

2.8.1 CALIZAS, BRECHAS CALCAREAS Y MARGAS BLANCAS (C₂₆-T₂^A)

El tránsito del Cretácico al Terciario Inferior se realiza mediante un paso gradual de diferentes características como se observa en la Hoja de Zaorejas (23-20), limítrofes al Sur con la que nos ocupa.

Sin embargo, en la Hoja de Ablanque sólo aflora un pequeño retazo, en ambos márgenes del arroyo de la Hoz en el SO de la Hoja. de este conjunto de materiales constituidos por un tramo basal de margas blancas azoicas

sobre el que descansan algunos niveles de brechas calcáreas y calizas en las cuales se han observado tallos de caráceas, aunque inclasificables. En conjunto su espesor no pasa de los 20 m., aunque en la Hoja de Zaorejas (23-20) puede sobrepasar con mucho los 100 m.

Las microfacies corresponden a biomicritas con restos de fósiles.

Por su posición estratigráfica y los datos paleontológicos que existen de la unidad T_2^A en la Hoja de Zaorejas (23-20), se le ha asignado una edad Maastrichtiense-Eoceno (*p. p.*).

2.9 Terciario

2.9.1 ARCILLAS Y CONGLOMERADOS (T_{33-c11}^{A-B})

Esta unidad se reparte formando pequeños retazos sobre las formaciones infrayacentes mesozoicas, en los alrededores de la localidad de Abánades.

Litológicamente está constituida por alternancias de conglomerados calcáreos, subredondeados y generalmente bien cementados y dispuestos en bancos de espesor irregular, debido a su disposición en canales; niveles delgados en areniscas de grano medio y bancos potentes de arcillas rojizas mucho más abundantes hacia el techo de la unidad.

Estructuralmente esta unidad se apoya discordante sobre los materiales mesozoicos, mientras que en la Hoja de Zaorejas (23-20) esta unidad descansa sobre los distintos tramos de materiales detríticos de edad Eoceno-Oligoceno Medio (datado por charáceas).

Respecto a la potencia de esta unidad es constante y del orden de 60 m. Sin embargo, existe una fuerte variación dentro de la Hoja de Zaorejas (23-20), pudiendo alcanzar hasta los 100 m. en su zona central.

Por lo que respecta a la edad de estos materiales hay que aclarar que no se han podido realizar dataciones mediante restos paleontológicos, por lo que nos debemos atener a su posición estratigráfica. La unidad infrayacente datada en la Hoja de Zaorejas (23-20) a techo tiene una edad Oligoceno Inferior-Medio y la suprayacente, de naturaleza calcárea, se han encontrado registros que indican una edad Mioceno. La edad asignada a esta unidad, de carácter netamente continental, la situaremos entre el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, por ser equivalente en posición estratigráfica con la «unidad detrítica superior», bien datada al E de la Sierra de Altomira (DÍAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ, 1979).

2.9.2 CALIZAS Y MARGOCALIZAS (T_{c11}^B)

En el ángulo SO de la Hoja y sobre la unidad detrítica continental, expuesta en el apartado anterior y concordante sobre ella, aparece un con-

junto carbonatado constituido por calizas, calizas arcillosas y margas en general de tonos grises y blancos, estratificados en capas medias y gruesas y que intercalan niveles de calizas con abundantes gasterópodos lacustres, así como también niveles de margosos con restos de materia orgánica. A techo de esta unidad es frecuente la existencia de calizas micríticas de algas.

Litológicamente esta unidad es constante en sus características a escala regional, observándose las mismas peculiaridades litológicas dentro de la Hoja limítrofe de Zaorejas (23-20).

La potencia visible en la carretera que va desde Canredondo a Torrecuadrilla apenas sobrepasa los 20 m., aunque este espesor varía de forma ostensible en las Hojas limítrofes.

Las muestras recogidas en esta Hoja no han podido precisar la edad, sin embargo existen similares microfacies en la Hoja de Zaorejas (23-20), que dan una edad Mioceno. Además, al tener en cuenta la posición estratigráfica se ha optado por encuadrarle dentro del Mioceno Inferior.

2.9.3 ARCILLAS CON CANTOS (T_2^B)

Corresponde esta unidad, a depósitos en general poco potentes de gravas cuarcíticas, con cantos que pueden alcanzar hasta los 30 cm., arenas y arcillas que no están relacionadas con la red de drenaje actual. Su coloración es típicamente rojiza, lo que la hace a veces confundirla con la unidad arcillas y conglomerados (T_{c1}^B), además de su similitud litológica. Se encuentran en los alrededores de Riba de Saelices, en el centro de la Hoja, y generalmente descansan sobre las arcillas margas y yesos de las facies Keuper (T_{c3}), y cabe pensar que deben su origen a los materiales triásicos y paleozoicos situados hacia el Este.

Esta unidad presenta un carácter azoico, pero su control geomorfológico y sus características post-tectónicas hacen que se la considere semejante a los depósitos tipo raña. En la submeseta meridional, aunque algo alejada de la zona, se han datado como Plioceno depósitos semejantes (AGUIRRE, et al., 1976).

2.10 CUATERNARIO

Se han diferenciado cartográficamente tres tipos de sedimentos cuaternarios: terrazas y aluvial, derrubios de ladera y cubetas de decalcificación.

2.10.1 TERRAZAS CONSTITUIDAS POR DEPOSITOS DE TUFAS Y TRAVERTINOS OCASIONALMENTE CONGLOMERADOS ($Q_{1,2}$ T_r)

Se sitúa entre los 30 y 40 m. sobre el cauce actual del río y su litología

está constituida por travertinos y a veces conglomerados. GLADFELTER (1971) la correlaciona con las terrazas definidas por BUTZER en Torralba-Ambrona, que incluye los yacimientos del Paleolítico Superior y que se sitúa en el borde occidental de la colindante Hoja de Maranchón (23-18).

En esta Hoja las terrazas se encuentran en los alrededores de Ablanque y, según GLADFELTER (1971), se la puede atribuir una edad Pleistoceno Medio.

2.10.2 TERRAZAS CONSTITUIDAS POR DEPOSITOS CONGLOMERATICOS (Q₁ T₁)

Está constituido por depósitos conglomeráticos y se sitúa entre los 12 y 15 m. sobre el cauce actual.

En muchos casos la excavación de estos depósitos es muy reducida, lo que impide su representación cartográfica a escala de trabajo.

GLADFELTER (1971) considera a estos depósitos como Würm.

2.10.3 ALUVIAL Y TERRAZA INFERIOR (Q₂ AL)

La terraza inferior denominada también La Campiña (GLADFELTER, 1971) corresponde al fondo plano de los valles y se comporta actualmente como llanura de inundación. La presencia de mantos de grava es la que hace pensar en un moderno nivel de terraza.

Los cauces actuales están constituidos generalmente por depósitos de limos y se encuentran encajados entre La Campiña, con una excavación variable de 1 a 5 m.

Estos depósitos son considerados por GLADFELTER (1971) como Holoceno.

2.10.4 DERRUBIOS DE LADERA (Q₂ L)

Se trata, en general, de arenas y arcillas que engloban cantos heterométricos y, en general, angulosos y de litología variable, dependiendo de los relieves a los que se adose.

No obstante, dado que la mayor parte de estos depósitos se desarrolla a expensas de las formaciones paleozoicas y permo-triásicas, los cantos son, en general, de cuarcitas y pizarras variables, de uno a otro tipo, según las zonas.

2.10.5 CUBETAS DE CALCIFICACION (Q₂ C)

Estos depósitos se encuentran rellenando áreas deprimidas en la zona central de la Hoja, ubicadas principalmente en los materiales liásicos, en

donde son numerosos los procesos de carstificación. Se trata de depósitos limo-arcillosos y que en épocas de lluvia aparecen parcialmente encharcados.

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

Estructuralmente, la zona comprendida dentro del marco de la Hoja de Ablanque (23-19), se sitúa en la Rama Castellana de la Cadena Ibérica, en su parte externa y cerca de la zona de cruce con el Sistema Central.

Tectónicamente se caracteriza por la existencia de una cobertera deformada en 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 Triás Inferior, que forman su tegumento, se comporta, durante la Orogenia Alpina como un conjunto homogéneo y rígido. Sobre el tegumento descansan las facies arcillo-margosas del triásico medio-superior, que actúan como nivel plástico de deslizamiento y despegue entre los materiales infra y suprayacentes.

Por encima del nivel de despegue, las formaciones que van del Lías al Paleogeno constituyen una cobertera despegada y plegada.

3.2 CICLO HERCINICO

3.2.1 INTRODUCCION

Los materiales que afloran en la Hoja quedan situados tectónicamente en la prolongación de la zona Astur-Occidental Leonesa (LOTZE, 1945; JUILIVERT et al., 1972).

Estos depósitos, que abarcan términos del Ordovícico y Silúrico, han sufrido claramente una fase de deformación hercínica, que es la responsable de las principales estructuras plegadas que aparecen en la Hoja de Ablanque (23-19).

A su vez, y por esta misma fase de comprensión, tiene lugar un aplastamiento generalizado que origina la esquistosidad existente en toda la zona.

En relación con esta fase o con posterioridad a ella, se observa 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 crenulación que puede estar ligada a alguna fase tardihercínica. A su vez, esta fase sería

la que originaría una serie de fracturas debidas a la estructura general.

Una vez depositados los sedimentos mesozoicos y paleógenos sobre este zócalo paleozoico, se produce la orogenia Alpina que modifica las estructuras hercínicas y reactiva las fracturas existentes.

3.2.2 PLIEGUES

Los pliegues existentes en los materiales paleozoicos, que afloran en la Hoja de Ablanque (23-19), deben su origen a la primera y única fase de deformación hercínica que con claridad se observa en la zona de estudio.

Todos ellos corresponden a pliegues isopacos en los niveles competentes y anisopacos con ensanchamiento en la charnela para los incompetentes.

La dirección de estas estructuras es de N 140-150° E, con plano axial superior a los 40-50° y divergencia E.

La amplitud de los pliegues es muy variable, oscilando entre los 300 m. y 1,5 km., siendo su longitud de 1-3 km.

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 de flujo (S_1), subparalela a los planos axiales, con buzamientos E. y O., comprendidos entre los 50-90°.

La intersección de la esquistosidad (S_1) con la estratificación (S_0) da lugar a una lineación (L_0) que presenta cabeceos, tanto al N como al S, con una dirección N 145° E. Estas variaciones se observan en las trazas axiales de los pliegues y deberían su origen a las fases tardías de la orogenia Hercínica.

La existencia puntual de una incipiente crenulación (S_2), puesta de manifiesto en el estudio petrográfico de alguna de las muestras tamadas, nos hace pensar se deba a dichas fases tardihercínicas. Esta crenulación no se ha visto en el campo y tampoco existen variaciones en las estructuras anteriores.

3.2.4 FRACTURAS

Con relación a las fracturas existentes, sólo se observan pequeñas fallas subverticales paralelas y oblicuas a la estructura, no cartografiables, que deberían su origen a fases tardihercínicas.

Hay que hacer constar que la fractura inversa existente a lo largo de toda la banda paleozoica, debe de tratarse de una falla tardihercínica reactivada en la orogenia Alpina.

3.3 LA ESTRUCTURA DEL CICLO ALPINO

3.3.1 GENERALIDADES

En la región, lo esencial de la estructura alpina es la existencia de varios dominios tectónicos que se singularizan por el tipo y dirección de la deformación producida. La geometría de estas estructuras refleja el nivel estructural en que se sitúa los materiales deformados.

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

Los materiales del Triásico Inferior-Medio (Facies Bundsanstein), situados por debajo del nivel de despegue, constituyen un tegumento, que origina pliegues amplios, que se adaptan perfectamente al basamento. Este último actúa como material rígido que frente a los esfuerzos alpinos reacciona con una tectónica de bloques fracturados a la que se adapta el tegumento; las mayores de estas estructuras afectan también a la cobertera.

Existe en la zona un diseño de pliegues cruzados según dos direcciones principales, una aproximadamente ENE-OSO (dirección Guadarrama) y otra, la principal, NO-SE a NNO-SSE (dirección Ibérica). Se puede observar que al pasar de unos dominios estructurales a otros, cambia tanto el tipo de deformaciones como la dirección de la misma, que queda suavemente modificada. En otras áreas (Hoja de Sigüenza, 22-18), cada una de las direcciones de pliegues puede referirse a una fase de plegamiento diferente, siendo la primera la de los de dirección Guadarrama, tal como revela el análisis microestructural (ALVARO, 1975). Dentro de la Hoja de Ablanque (23-19) se localiza todavía alguna estructura compresiva que puede relacionarse con una última etapa de deformación; a escala regional también se detectan macro y micro estructuras de esta última etapa compresiva posterior a la fase principal de dirección Ibérica.

Además de las deformaciones de plegamiento durante el terciario, en la Hoja existen otros dos períodos de actividad tectónica de carácter diferente: El primero es responsable de la interrupción en la evolución sedimentaria entre el final del Jurásico y la formación Utrillas (movimientos neociméricos y austríacos); el segundo, desarrollado después del plegamiento, corresponde a una serie de etapas distensivas responsable de la formación de fallas normales.

3.3.2 LOS MOVIMIENTOS NEOCIMERICOS Y AUSTRICOS

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 ABlanque (23-19), 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), Hiendelaencina.

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 llean 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 Austrícos), al igual que ocurre en otras áreas de la Cadena (VIALARD, 1973).

En muchos puntos se localizan en las calizas jurásicas, juntas estilolíticas 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 Austrícos en este sector de la

cadena Ibérica, pueden interpretarse como movimientos en la vertical en régimen distensivo.

3.3.3 LA ESTRUCTURA DE PLEGAMIENTO

Las macroestructuras de dirección general ENE-OSO, visibles en la zona SO de la Hoja, responden a una tectónica compresiva que origina pliegues y fallas de una gran continuidad. Estos pliegues se caracterizan por ser isópacos, no cilíndricos, de plano axial subvertical, con flancos buzando generalmente entre 10° y 20°, con longitudes que alcanzan los 5 km., y con una vergencia general hacia el SE. Regionalmente (Hoja de Sigüenza, 22-18) las estructuras de dirección Guadarrama se cruzan con frecuencia con los de dirección Ibérica (NO-SE), formando figuras de interferencia en las que las trazas axiales Guadarrama resultan deformadas, lo que puede interpretarse como indicativo de que se formaron en una primera fase de plegamiento independiente y anterior a las estructuras de la fase principal, de dirección Ibérica (NO-SE). Sin embargo, en otros puntos (Hoja de Barahona, 22-17), se han observado, como juntas estilolíticas asociadas a estructuras de dirección Guadarrama disuelven e interrumpen a estilolitos tipo Ibérica, lo que indica que la formación de ambas familias de estructuras pudo solaparse en el tiempo, al menos a partir de un cierto momento, en algunas zonas de la Rama Castellana.

Las estructuras principales son las de dirección Ibérica (NO-SE a ONO-ESE). La más importante de ellas es el pliegue de fondo de Santa María del Espino. En ella el zócalo y tegumento cabalgan mediante falla inversa hacia el NE, sobre el Sinclinal de Anguita, que entra por el centro norte de la Hoja procedente de Maranchón.

Entre Luzón y Villarejo de Medina se observan pliegues y fallas siguiendo un estilo de revestimiento relativamente complejo diferente al de la cobertura en el resto de la Hoja. En dicha cobertura dominan las áreas tabulares y pliegues laxos, isopacos, de plano axial subvertical, aunque con una vergencia apreciable hacia el NE.

Los datos regionales permiten datar esta fase mayor de plegamiento, de directrices Ibéricas, entre el Oligoceno Terminal y el Mioceno Medio.

Al Sur de Ablanque existe un cabalgamiento de cobertura con dirección próxima a N-S y vergencia contraria, es decir, al Oeste. Esta estructura es equiparable a las existentes en las Hojas de Maranchón (23-18) o en la de Taravilla (24-20) y coherente con una familia de juntas estilolíticas localizables en toda la región, cuyos picos dan una dirección de acortamiento próxima a ENE-OSO. En el tiempo estas estructuras parecen retrasadas respecto a la fase principal de directrices Ibéricas y han sido interpretadas como debidas a una tercera y última fase de plegamiento (ALVARO, 1975), si bien no puede descartarse que se trate de un suave giro de la dirección

de acortamiento en las etapas finales de la fase principal (de dirección Ibérica).

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 (VIALLARD, 1973). Las fallas transversas son debidas a una distensión posterior, responsable de la formación de la fosa de Teruel.

En la Hoja de Ablanque (23-19) 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 origen a la fosa de Teruel y el campo de fallas gravitacionales del Maestrazgo (CANEROT, 1975).

4 HISTORIA GEOLOGICA

4.1 CICLO HERCINICO

Los materiales paleozoicos existentes en la Hoja que nos ocupa, corresponden a sedimentos de edad Ordovícico Superior y Silúrico Superior.

Seguidamente, con el fin de dar una visión completa de la serie paleozoica, incluimos la paleogeografía de la misma, obtenida de los trabajos existentes en zonas limítrofes, así como de los datos aportados en las Hojas Taravilla (24-20), El Pobo (25-20) y Checa (25-21), realizadas durante el año 1979 por los mismos autores.

Los afloramientos más antiguos que afloran, dentro de la región que comprenden las Hojas de estudio, corresponden al Arenigense. No se han encontrado datos para suponer que existen materiales más antiguos, no obstante, el Cámbrico debe estar presente bajo la cuarcita armoricana, al menos en la zona más oriental 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 lo interpretamos como el resultado de una tectónica relativamente tranquila, que es una constante tanto en las Sierras Muero y Pobo, como en los macizos del Merero 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 tendrán 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 del Pobo, aflorando menos de 100 m. en la Hoja de Checa (25-21).

Estas condiciones de la cuenca, con una sedimentación detrítica-arcillosa, indican un ambiente típico de la plataforma, puesto de manifiesto por la presencia de abundantes huellas de reptación (Crucianes) y perforantes (Scolothos).

Este tipo de sedimentación se mantiene sin muchas variaciones durante el Ordovícico Medio (Llanvirniense-Llandeiloense), 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 debe 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 considerarlos 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 10 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 (O. RIVA, 1959).

La base del Silúrico (claramente transgresiva) se caracteriza por la apa-

ración de sedimentos detríticos (cuarcita) continuos en toda la región, que podrían interpretarse como la repercusión de los movimientos tectónicos.

Posteriormente, se inicia la sedimentación de una serie de pizarras ampolíticas, con fauna de Graptolites, que intercalan pasadas cuarcíticas o areniscosas 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.

4.2 CICLO ALPINO

La historia geológica de la Hoja de Ablanque (23-19) referente al ciclo alpino se realiza teniendo en cuenta los datos obtenidos de 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 realiza una sedimentación de depósito continentales en cuencas muy restringidas, que se encuentran controladas por las fracturas tardihercínicas, depósitos que debieron estar sometidos a un intenso lavado en condiciones casi desérticas, características que quedan reflejadas en la aparición de cantos facetados y brechas cuarcíticas con escaso contenido en finos.

De una forma paralela a esta sedimentación se producen emisiones volcánicas y subvolcánicas de tipo fisural en forma de coladas, diques y materiales piroclásticos, generalmente de naturaleza ácida, como consecuencia de reajustes en el zócalo.

Estas emisiones se producen en los primeros estadios de la sedimentación pérmica, como lo prueba el hecho de encontrarse 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, 1977, y HERNANDO, 1977).

Durante la sedimentación de estos materiales post-hercínicos se producen suaves deformaciones, así como una intensa erosión, que se manifiestan en una ligera discordancia entre el Pérmico y el Triásico Inferior; igualmente existieron amplias zonas con falta de sedimentación pérmica, como lo demuestra la existencia de suelos alterados sobre materiales hercínicos y bajo los depósitos en facies Buntsandstein, en zonas donde el Pérmico no ha sido depositado.

ESQUEMA TECTONICO

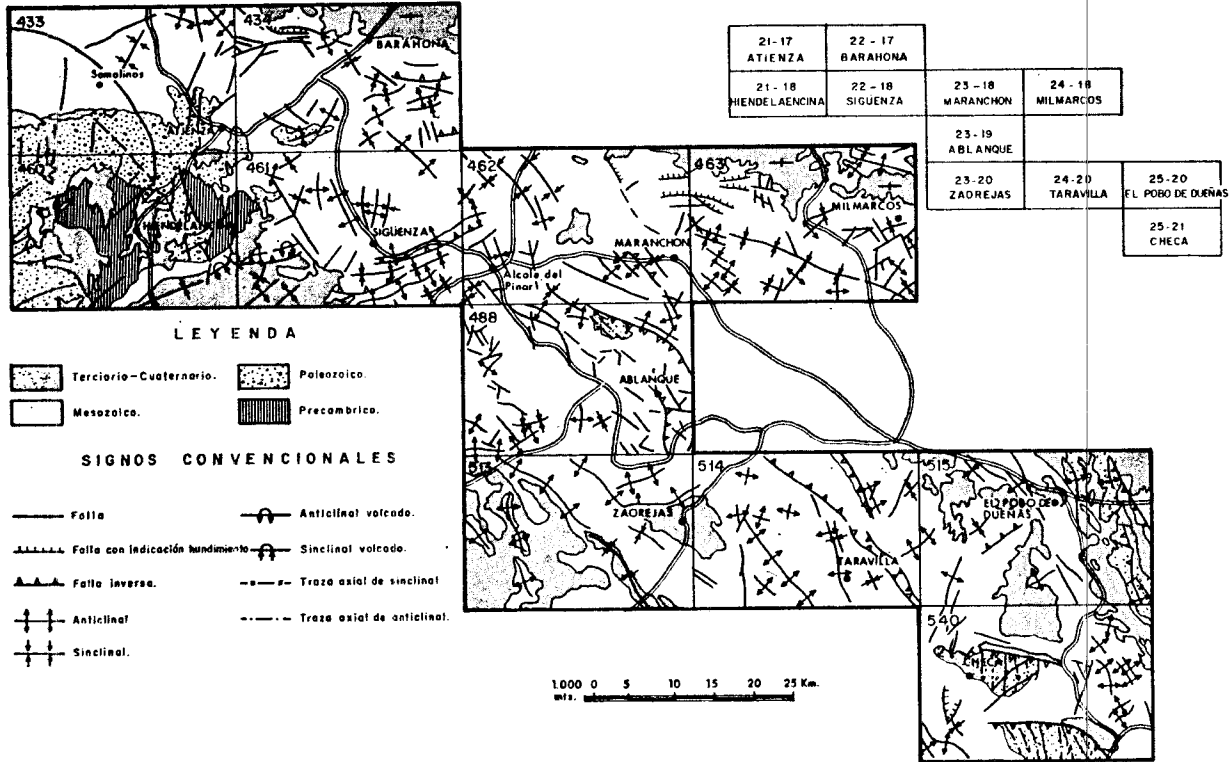


Figura 1

Los depósitos continentales en facies Buntsandstein presentan diferencias en su espesor, así como cambios laterales en su litología, consecuencia todo ello del medio deposicional.

Finalizada la sedimentación de estas facies fluviales, comienza una etapa transgresiva con la formación de sedimentos carbonatados depositados en aguas someras y tranquilas, con claras diferencias de espesor, disminuyendo hacia las zonas más orientales, y que caracterizan al conjunto denominado como Facies Muschelkalk.

A escala regional, dentro y fuera de la zona de estudio, aparecen sedimentos arcillosos y yesíferos que caracterizan una cuenca de carácter transicional (tipo sebka), de marcado carácter evaporítico, 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, no 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.

La transición Triásico-Jurásico se produce durante la deposición de las «Carniolas de Cortes de Tajuña», en un ambiente perimareal hipersalino, pudiendo interpretarse 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 indica 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», se producen 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 la 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 Pliesbachiense 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.

Por encima de estas formaciones se deposita un tramo calcáreo; en general se produce una disminución de los aportes detríticos finos y una tendencia a la somerización hacia el techo, donde aparecen facies de características 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, no aflorantes en esta Hoja, 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, continúa con la deposición de calizas oolíticas que intercalan niveles detríticos gruesos que indican 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 los procesos de la fase Neocimérica, observándose una orientación preferente de bloques hundidos y levantados, según una dirección NO-SE; estas características van a condicionar la sedimentación durante este período, así, en muchos puntos y sobre distintos niveles del jurásicos se disponen sedimentos detríticos y carbonatados, «Facies Weald», que se depositan en cuencas restringidas de carácter continental-lacustre, como lo evidencian la aparición de niveles carbonatados con fauna y flora típica de estos medios (calizas de charáceas).

Los depósitos detríticos de la Formación Utrillas, descansan directamente sobre los anteriores y también sobre términos jurásicos e incluso en la zona más occidental se apoyan sobre términos del Triásico Superior.

Este hecho indica claramente un proceso erosivo condicionado al movimiento de bloques producido durante los procesos ocurridos de reajuste de la Fase Neocimérica.

A partir del Albiense Superior y durante el Cenomaniense Inferior se inicia una paulatina y constante transgresión marina, reflejada en los últimos estadios de dichos sedimentos, donde frecuentemente aparecen intercalados niveles discontinuos de calcarenitas ricas en ostreidos, así como también niveles margosos con pelecípodos y equínidos de pequeño tamaño. Durante el Cenomaniense la aportación detrítica a la cuenca es escasa, instalándose unas condiciones netamente marinas, constantes durante todo el Cenomaniense y Turoniense Inferior, en donde las facies reconocidas evidencian una sedimentación propia de plataforma costera.

Durante el Turoniense se pasa a facies de mar abierto, como lo demuestra la aparición de globotruncanas, globorotalias, etc., condiciones que se mantienen a lo largo del Coniaciense y parte del Santoniense Inferior, aun-

que con menor intensidad, ya que a partir del Santoniense Superior se inicia otra vez el proceso inverso, es decir, aparecen facies más someras de plataforma, hecho comprobado para toda la Cordillera Ibérica.

La cuenca marino-regresiva continúa durante el Santoniense Superior-Campaniense, período de tiempo en el que se producen condiciones mixtas en el medio, intercalándose medios lagunares y marinos de plataforma, todo ello comprobado al obtener flora y fauna lagunar y marina en el sector sur de la Cordillera Ibérica, no obstante para el caso concreto de las Hojas en estudio estos hechos no son evidenciables, ya que la casi totalidad de la serie superior cretácica se encuentra dolomitizada a causa de procesos post-sedimentarios.

A partir del Campaniense Superior-Maastrichtiense se instala definitivamente un régimen continental con aportes groseros y facies lacustres. El paso al Terciario Inferior (Paleógeno) se realiza con el mismo tipo de ambientes sedimentarios y se individualizan cuencas que dan lugar a materiales de distinta litología (Hoja de Zaorejas, 23-20), según el predominio de las condiciones ambientales lacustres o fluviales.

A partir del Eoceno Inferior a Medio dentro de la zona de estudio y debido a los primeros levantamientos de la fase alpídica, las cuencas empiezan a experimentar una acumulación progresiva de detríticos groseros. Las fases finales de colmatación de estas cuencas, en el Oligoceno Superior corresponden a interrupciones en los movimientos alpídicos, 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 alga, oncolíticas, etc. Posteriormente todo el conjunto vuelve a ser afectado por una fase de plegamiento intra oligocena (Fase Castellana de VILAS Y PEREZ GONZALES, 1971), produciéndose un arrasamiento de las zonas elevadas y preservándose el resto en pequeñas cubetas.

Durante parte del Oligoceno Superior y Mioceno Inferior las características sedimentológicas se repiten, produciéndose un intenso aporte detrítico, procedente de los relieves levantados en áreas próximas. Esta unidad, que reúne las mismas características que la anterior, culmina durante el Mioceno Inferior en cuencas tranquilas, donde se desarrolla un medio lacustre (calizas de algas, niveles con lignitos, calizas con gasterópodos y charáceas). Pueden observarse estas características 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. Estas deformaciones corresponden a la fase Neocastellana de AGUIRRE et al. (1976).

Durante el Mioceno Medio-Superior y Plioceno Inferior existen cuencas de mayor entidad (Fase del Tajo), en donde continúa la sedimentación detrítica, con aportes de materiales gruesos, medios y finos. Estos aportes culminan con la instauración generalizada para toda la meseta de un régi-

men lacustre («Caliza de los páramos»), que queda aflorante fuera del contexto de las Hojas. También durante el Plioceno y en zonas localizadas del área de estudio, se desarrollan depósitos de naturaleza detrítica (arcillas y cantos cuarcíticos), procedentes de los relieves paleozoicos, enmascarando la posible existencia de fracturas en las unidades de cobertura mesozoica. Estos materiales, que posiblemente son coetáneos a los depósitos de «tipo 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 su encajamiento progresivo, como lo evidencian la existencia de numerosas terrazas fluviales, al igual que numerosas superficies de erosión 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 está en desarrollo.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

El interés minero de esta Hoja se centra en los minerales de Uranio que se investigan en una zona comprendida principalmente entre las canteras que, partiendo de Ciruelos del Pinar (Hoja de Maranchón, 23-18), van hasta Riba de Saelices y Ablanque, como continuación del gran yacimiento de Mazarete (Hoja de Milmarcos, 24-18), que estudia actualmente la Junta de Energía Nuclear.

Las investigaciones para minerales de Uranio se realizan en las areniscas de la facies Buntsandstein (T_{G1} y T_{G1-2}), siguiendo anomalías radiométricas. Dentro de estas anomalías se seleccionan zonas con las siguientes características:

Zonas que tengan abundante concentración de materia orgánica. Presencia de sulfuros, como piritita y marcasita. Zonas con variación cromática en las areniscas (blanquecinas, grisáceas, pardas). Zonas con variación en los ciclos de sedimentación, fundamentalmente existencia de paleoconales. Niveles de areniscas poco permeables. Zonas poco tectonizadas, con pocas fisuras y buzamientos bajos.

Una información más detallada de estas investigaciones se puede encontrar en los informes de la Junta de Energía Nuclear (JEN) que figuran en la bibliografía.

En cuanto al aprovechamiento de las zonas con fines industriales se

explotan las calizas del Weald (C_w 14) en los alrededores de Esplegares, así como las arenas del Albiense (C_{18-21}^{0-1}) en los términos de Abánades y Olmeda de Cobeta (Hoja de Molina de Aragón, 24-19).

Para áridos se explotan las calizas del Lías Inferior (J_{1-13}^{0-2}) en los términos de Cortes de Tajuña y alrededores de Esplegares, aunque en la actualidad la explotación se encuentra paralizada al igual que ocurre con la explotación de Yesos del Keuper (T_{6-3}) en los alrededores de Abianque.

Finalmente debemos reseñar la explotación en activo de sales en Saelices de la Sal por evaporación de las aguas procedentes de los materiales triásicos en Facies Keuper (T_{6-3}).

5.2 HIDROGEOLOGIA

La precipitación media anual en la Hoja es de unos 650 mm. (340 Hm³).

La red de drenaje comprende parte de las cuencas de los ríos Arandilla, Ablanquejo, Linares, Tajuña y algunas subcuencas vertientes directamente al Tajo por su margen derecha. No existe en la actualidad en estas cuencas ninguna obra hidráulica de entidad ni estaciones de registro de caudales. El extremo NE de la Hoja pertenece a la cabecera de cuenca del río Mazarete, afluente del Ebro. Algunas de las características de la red de drenaje se han reflejado en la figura 2.

La zona NE de la Hoja ocupada por el Anticlinorio del Bosque presenta materiales paleozoicos y triásicos impermeables o de permeabilidad por fisuración reducida, que en conjunto permiten solamente una circulación superficial.

En todo el flanco S del anticlinatorio, aparecen adosados los materiales de facies evaporíticas del Triás Superior, impermeables, que actúan como sustrato de los acuíferos existentes en las facies calco-dolomíticas de la transición Triásico Jurásico que enlazan ocasionalmente con los existentes en las facies calcáreas del Cretácico Superior. Este sistema de acuíferos presenta, en general, una permeabilidad buena por fisuración con variaciones locales debidas a la Karstificación o intercalaciones margosas o arcillosas, y tienen niveles de base impuestos por los ríos o el contacto con las facies evaporíticas.

Los materiales detríticos y margosos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior aflorantes en zona meridional pueden ser considerados en su conjunto como semipermeables y están sujetos al mismo esquema de flujo.

En cuanto a los cuaternarios existentes, dado, en general, su escaso desarrollo y la variabilidad de sus características hidrogeológicas no presentan mayor interés que el puramente local.

Finalmente, se ha de señalar que las aguas, tanto superficiales como

Cuenca y río Características	Tajo					Ebro
	Subcuenca Tajo	Arandilla	Abianquejo	Linares	Tajuña	Mazarete
N.º de clasificación C. E. H. ...	3	3.010.604	30.108	3.010.802	3.011.809	90.130.040.101
Superficie total de la cuenca (Km²). ...	55.768,78	105,87	392,26	149,52	2.601,06	18,4
Superficie de la cuenca en la Hoja (Km²) ...	4,0	1,0	140,0	141,0	227,0	1,50
Cota máxima de la cuenca en la Hoja (Km²) ...	1.256	1.256	1.370	1.350	1.303	1.370
Cota mínima de la cuenca en la Hoja (Km²) ...	1.115	1.115	995	1.015	23,0	—
Longitud del curso en la Hoja (Km²) ...	—	—	1,10	1,17	0,34	—
Pendiente del curso % ...						
Estaciones de aforo más próximas ...						
Superficie de la cuenca de la estación (Km²) ...						
Aport. med./deficit. esco. mm. mm.						

Fig. 2.—Características hidrológicas.

subterráneas, son de calidad aceptable en general, exceptuadas las modificaciones originadas por las escorrentías procedentes de las facies evaporíticas que incorporan aguas fuertemente mineralizadas al sistema de acuíferos existentes de gran vulnerabilidad a cualquier tipo de contaminación.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADELL, F.; GONZALEZ-LODEIRO, F., y TENA-DAVILA, M. (1978).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 434 (Barahona, Mapa Geológico de España E: 1/50.000 (Segunda Serie)». *IGME*, Madrid.
- ADELL, F.; BASCONES, L.; MARTINEZ ALVAREZ, F., y TENA-DAVILA, M. (1978).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 463 (Milmarcos). Mapa Geológico de España E. 1/50.000 (Segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- ADELL, F.; GONZALEZ-LODEIRO, F., y TENA-DAVILA, M. (1978).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 461 (Sigüenza), Mapa Geológico de España E: 1/50.000 (Segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- AGUILAR, M.; RAMIREZ DEL POZO, J., y RIBA, O. (1971).—«Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pirineos (Teruel)». *Estudios Geológicos*, vol. XXVII, pp. 497-512.
- AGUIRRE, E.; DIAZ, M., y PEREZ GONZALEZ, A. (1976).—«Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española». *Trabajos Neóg. Cuaternario (C. S. I. C., Madrid)*, 5: 7-29.
- ALVARO, M. (1975).—«Estilotitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y de la Cordillera Ibérica)». *Estudios Geológicos*, núm. 1, pp. 241-248.
- ARCHE, A.; HERNANDO, A.; RAMOS, A.; SOPENA, A., y VIRELLI, 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., y MATTE, P. (1970).—«Les grands traits stratigraphiques tectoniques, metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et Guadarrama» *C. R. Acad. Sc. Paris*, tomo 270, pp. 2650-2633.
- BARGALLO, M. (1928).—«Graptolites de Sierra Menera». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVIII, p. 258, Madrid.
- BASCONES, L.; GONZALEZ-LODEIRO, F., y MARTINEZ ALVAREZ, F.—«Memoria y Hoja Geológica núm. 433 (Atienza). Mapa Geológico de España E: 1/50.000 (Segunda Serie)». *IGME*, Madrid.
- «Memoria y Hoja Geológica núm. 460 (Hiendelaencina). Mapa Geológico de España E: 1/50.000 (Segunda Serie)». *IGME*, Madrid.
- BASCONES, L., y MARTINEZ ALVAREZ, F.—«Memoria y Hoja Geológica nú-

- mero 462 (Maranchón). Mapa Geológico de España E. 1/50.000 (Segunda Serie)». *IGME*, Madrid.
- BRENINER, P., y 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'utrillas dans le Domaine Iberique (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. Francia*, pp. 11-12.
- (1975).—«Sur la stratigraphie de L'Hanteriorien epicontinental 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 Infracambienne en Espagne». *C. R. Somm. Soc. 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 part of the Iberian Massif». *Estudios Geológicos*, núm. 33, pp. 343-355.
- CAPOTE, R., y FERNANDEZ CASALS, M. J. (1976).—«Las series Anteordovícicas del Sistema Central». *Boletín Geológico y Minero de España*, número 85, pp. 581-596.
- CARLS, P., y 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.
- GERVERA, A.; PARDO, G., y VILLENNA, 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., y GOY, A. (1975).—«Estratigrafía y Paleontología del Jurásico de Ribarredonda (Guadalajara)». *Estudios Geológicos*, vol. 31, pp. 287-339.
- COMAS RENGIFO, M. J.; GOY, A., y 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. IGME*, núm. 67, pp. 159-162.

- CRUSAFONT, MELENDEZ Y TRUYOLS (1960).—«El yacimiento de vertebrados de Huermececes del Cerro (Guadalajara)». *Estudios Geológicos*, número 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. IGME*, núm. 60, pp. 127-140.
- CRUZ DE LA, B. (1976).—«Análisis metalogenético del yacimiento de uranio de Mazarete (Prov. 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 magnetismo 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*, número 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., y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979).—«El Terciario de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía». *Estudios Geológicos*, 35, pp. 149-167.
- DOUXAMI, H. (1911).—«Observations Géologiques sur la Sierra de Guadalajara, España». *Ann. Sol. Geol. du Nord*, núm. 11, p. 35.
- ESQUERRA DEL BAYO, J. (1860).—«Excursión geológica desde Hiendelaencina 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. Catalán Hist. Natural*, núm. 31, pp. 49-59.
- GABALDON LOPEZ, V., y DE LA PEÑA BLASCOS, J. A. ().—Estudio petro-

- lógico 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 Iberique. II geochemie». *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 p.
- GOMEZ, J. J., y GOY, A.—«Las 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.
- (1974).—«El Lías mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». *Colpa*, núm. 26, pp. 9-11.
- (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., y ALFEREZ, F. (1974).—«Algunas observaciones sobre la bioestratigrafía del Lías de Maranchón (Guadalajara)». *Colpa*, núm. 25.
- GOY, A.; GOMEZ, J. J., y 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., y ROBLES, F. (1975).—«El Jurásico de Turmiel». *Estudios Geológicos*, vol. 31, pp. 261-283.
- GOY, A., y 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 région de Cuenca». *I symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica*, Cuenca, pp. 64-84.

- GREILING, L. (1960).—«Die Grence Ordovizium Silur in mediterranem». *Raum, J. Die Gerolltonschiefer*. Unveroffentlichter Manuskript. *Heidelberg*.
- GUTIERREZ, E., y ROBLES, F. (1976).—«Bioestratigraphie du Senonien continental des environs de Villalba de la Sierra (Cuenca)». *Montpellier*, vol. 2, número 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*.
- HAMMANN, W., y SCHMIDT, K. (1972).—«Eine Llandeilo fauna aus der ostlichen Sierra de Guadarrama». *N. y B. Geol. Paleont. M.*, núm. 5
- HARTLEB, J. (1969).—«Stratigraphie, tektonik und verezung in dem ortlichen, hesperischem. Spanien (Mit beitroguberdie eisenerz logerstätten 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 SAMPELAYO, 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 (Prov. 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.
- IGME (1975).—«Estimación del potencial minero en el subsector VII Centro-Levante». Area 1. Almohaja-Sierra Menera-Pedregales.
- J. E. N. (Publicación núm. 141) (1975).—«Investigación de minerales de uranio en el Trías de Guadalajara (Ibérica)».
- (Publicación núm. 142) (1975).—«Fase previa de investigación en las zonas de Mazarete Este y Oeste».
- (Publicación núm. 144) (1975).—«Fase previa de investigación en la zona de El Pobo de Dueñas (Guadalajara)».
- (Publicación 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», tomo III, vol. 1, p. 230, Madrid.

- LOTZE, F. (1929).—«Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)». *Beirt West, Medit. Abh.*, N. F., t. 14, núm. 2, Bellin.
- LUCAS, J.; GARCIA, N. C.; MARFIL, R., y DE LA PEÑA, J. A. (1976).—«Le basín triasique de la Branche Castellane de la Chaîne Ibérique III-Historia». *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.
- (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 GONZALEZ, 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 Altamira. 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 Altamira. Ensayo de Correlación». *Acta Geológica Hispánica. C. S. I. C.*
- (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 Albarracín». *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 Utrilla». *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 Hespischen ketten bie Molina de Aragón/Spanien. Teil I (Palaeozoikum)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 124, pp. 151-167. Stuttgart.
- SCHAFFER, G. (1969).—«Geologie und petrographie im ostrichen kastilichen

- hauptscheide gebirge». *Munstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, núm. 10, pp. 1-207.
- SCHRODER, E. (1930).—«Das Grezgebiet von Guadarrama und Mesperischen 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 Zentrabpanischen Hochlandes». *Geogr. Abhl. 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. Wilhens-Universitat. Munster*, núm. 1, pp. 1-159.
- TRURNIT, P. (1966).—«Stratigraphie und tektonik der sudostlichen S. del Tremedal (Hesperische Ketten, Spanien)». *Zeith, Deuts. Geol. Sesell., B*, 115, pp. 679-681, Hannover.
- (1967).—«Palaozoikum mesozoiher. Rhamen in Seteil der Sierra del Tremedal (Hesperischen kettem), Spanien». *N. Jb. Geol. Palay. Abh. Bd. 127*, pp. 349-365.
- VIALLARD, P. (1973).—«Recherches sur le cicle Alpine dans la Chaine Iberique Sud-occidentale». Tese des Sciences naturales. Universite Paul Sebatier. Toulouse.
- VILLENA MORALES, J. (1968).—«Nota acerca de un cabalgamiento en la región de Tierzo. Teroleja (Prov. Guadalajara)». *Acta Geológica Hispánica*, año III, núm. 4, pp. 3-8.
- (1971).—«Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal». *Tesis Doctoral. Inédito*, pp. 1-255.
- (1976).—«Estudio Geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (Paleozoico)». *Bol. Geol. Min.*, tomo 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 Trias du nord de l'Espagne». *Coloque sur le Trias 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 Taje». *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*, p. 111.
- (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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA