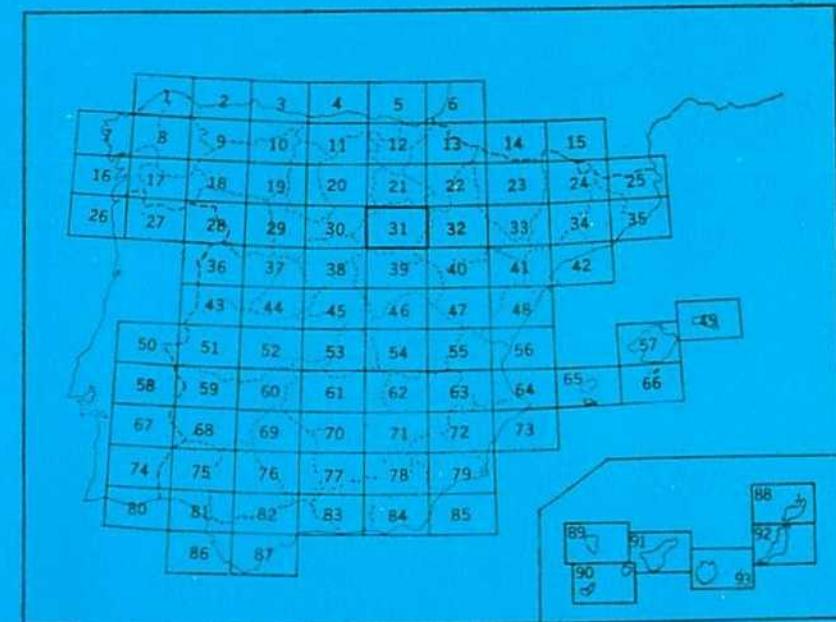


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:200.000
Síntesis de la Cartografía existente
SORIA
Segunda edición


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



I.S.S.N. 0211-4860



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

SORIA

Segunda edición

*Las opiniones sustentadas en esta Memoria
son de la responsabilidad de los autores cita-
dos en la bibliografía, habiendo sido formada
y redactada por la división de Geología del
IGME.*

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

Editado

por el

Departamento de Publicaciones

del

Instituto Geológico y Minero

de España

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

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

Depósito Legal: M - 38.055 - 1982

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

1. INTRODUCCION

La Hoja n.º 31 incluye ámbitos geológicos variados, ocupando el área central de la Hoja el pasillo terciario de Burgo de Osma-Almazán. Se localiza en el área septentrional de la misma la mitad sur de la Sierra de Cameros.

En el este, se localiza la rama Numantino-Bilbilitana de la Cordillera Ibérica y en la esquina sur-occidental de la Hoja se localizan las estribaciones occidentales de la rama meridional Ibérica.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1 PALEOZOICO

2.1.1 CAMBRICO

Están representados en esta Hoja n.º 31 las formaciones atribuidas a los tres pisos característicos del Cámbrico: Inferior (Georgiense), Medio (Acadiense) y Superior (Potsdamiense). Según LOTZE (1961), el perfil normal del Cámbrico de la Ibérica consta de las siguientes formaciones:

Ordovicico: Cuarcitas armoricanas.

Cámbrico	{	Sup.	{	11 Capas de Ateca	>2.000 m.	disc. de bil.
		10 Capas de Jiloca		450 m		
		9 Capas de Villafeliche		250 m.		
		8 Capas de Murero		150 m.		
		7 Capas de Valdemiedes		50 m.		
		6 Cuarcitas de Daroca		120 m.		
		5 Pizarras de Huérmeda		80 m.		
		4 Dolomías de Ribota		90 m.		
		3 Capas abigarras de Jalón		300 m.		
		2 Capas de Embid		350 m.		
		1 Cuarcitas de Bámbola		300 m.		
				Disc. angu. fase asintótica.		

Cuarcitas de Bámbola:

Solamente hacia el techo se intercalan pizarras arcillosas en bancos o lechos de color oliva. Las características principales de las cuarcitas de Bámbola son su grano grueso, cantes rodados de sílice y algún canto de metapizarra y estratificación entrecruzada.

Capas de Embid:

Nivel basal: pizarras arcillosas de color verde oliva con intercalaciones de cuarcitas (100 m.); encima: grauwackas * y arkosas, con *Scolithus*, *ripple-marks* marcas de corriente (250-200 m.).

Capas abigarradas del Jalón:

Cuarcitas y grauwackas, areniscas y pizarras, en la parte basal. En la parte superior, intercalaciones de bancos de caliza dolomítica y dolomía. Colores azul, violeta, rojizo, verde claro. Abundantes estructuras sedimentarias, *ripple-marks*, huellas de reptación y «burrowing». También son muy frecuentes los niveles piritizados y no son raras las pizarras cupríferas (malaquita), especialmente en la sierra del Tablado y Jarque. Son estériles.

Dolomías de Ribota:

Dolomías, calizas dolomíticas y alguna caliza (rara), con intercalaciones de margas pizarreñas, que encierran la fauna determinable más antigua del Cámbrico. En la base del tramo superior: *Lusatiops ribotanus*, *Kingaspis velatus*, *Metadoxides* sp., *Palaeolenus relatus* n. sp.

Pizarras de Huérmeda:

Sobre el horizonte anterior, tan característico de dolomita, se encuentra una serie de pizarras arcillosas de color gris sucio, en la cual en la parte inferior aparece un horizonte arenoso y en la parte superior bancos más gruesos de cuarcitas intercaladas. Esta pizarra tiene como carácter principal la abundancia de biotita. En la base se encuentra un delgado banco de lidita, que alcanza una gran extensión. En un nivel próximo a la base se encontró una fauna de Trilobites, que según SDZUY es *Lusatiops ribotanus*, *Micmacca* aff. *coloi*, *Redlichia* sp., *Pruvostina farta* n. sp.

* El nombre grauwacka, se presta a confusión, ya que ha sido extendido a tipos de areniscas que nada tienen que ver con el tipo especial al cual corresponde. Se conserva este nombre, sólo en atención a la documentación utilizada, aunque se recomienda su sustitución por el de *litarenita*.

Cuarcitas de Daroca:

Cuarcitas, areniscas cuarcíticas grises y blanquecinas con algunas intercalaciones pizarreñas. Contienen algunas formas afines de *Hyolithes*.

Capas de Valdemiedes:

Petrográficamente las capas de Valdemiedes y la unidad siguiente o capas de Murero constituyen la misma formación, pero unidades cronoestratigráficamente distintas. En principio, LOTZE llamó capas de Murero a todo el conjunto y las subdividió en un complejo inferior A, y un complejo superior B.

Están constituidas por gruesos bancos de rocas margosas y arcillosas (no pizarras), con elementos detriticos finos, gris oscuro o verdoso, con bajo contenido en caliza y dolomías. Una gran riqueza en trilobites, de la que LOTZE y SDZUY citan la siguiente asociación en las capas de Valdemiedes: *Lusatiops* sp., *Termierella* sp., *Hamatolenus ibericus*, *Alueva nudulata*, *Resserops* (?), que pertenecen aún al Cámbrico Inferior, y además así lo indica la ausencia absoluta de *Paroxides*. Por esta razón, LOTZE separó en dos unidades cronoestratigráficas: parte del complejo A de las Capas de Murero al Cámbrico Inf. (Capas de Valdemiedes), y el resto lo pasa a la unidad superior (Capas de Murero), que ya pertenecen al Cámbrico Medio.

Capas de Murero:

Pertenecen al antiguo complejo superior B y parte alta del inferior A. Basándose en las colectas sistemáticas de Trilobites, se pueden distinguir tres subpisos con sus fósiles caracteríticos (véase la lista completa en LOTZE, 1961):

a) Capas superiores de Murero: *Conocoryphe heberti*.

b) Capas medias de Murero:

Paradoxides rouvillei

Pardailhania

Parabailiella

c) Capas inferiores de Murero:

Paradoxides murezoensis

Hamatolenus (Lotzeia) lotzei

Alanisa hastata

Capas de Villafeliche:

Guardan petrográficamente afinidades con las margas verdosas y azuladas de Murero, pero a éstas se añaden intercalaciones de areniscas, cuarcitas, calizas dolomíticas y dolomías calcáreas. En la base de la formación se han encon-

trado: *Paradoxides* cf. *brachyrhachi*, *Solenopleuropsis marginata marginata*, *Ctenocephalus* cf. *bergeroni*, *Bailliella bariense*, que continúan siendo del Cámbrico Medio.

Capas de Jiloca:

La serie estratigráfica de la parte inferior de la «Secuencia de Jiloca» tiene unos 200 m. de potencia, y consiste principalmente en una alternancia rítmica de pizarras areniscas y grauwackas muy ricas en pistas y marcas de fondo. La parte superior de la secuencia de Jiloca tiene de 200 a 250 m. de espesor. Dominan las pizarras arcillosas gris-azul-verdosas, raramente detriticas.

Capas de Ateca:

Sup. 700 m.	{	Pizarras con algo de arenisca (brechas de pizarra en la base). Cuarcitas y areniscas.
Medio 450 m.	{	Pizarras arcillosas 400 m. Cuarcitas 20-30 m.
Inf. 1.000 m.	{	Pizarra arcillosa sup. 350 m. Cuarcita sup. 50 m. Pizarra arcillosa inf. 400 m. Cuarcitas y areniscas basales 250-300 m.

En las capas de Jiloca sólo se han encontrado *Cruziana*, *Bilobites* y *Vexillun*.

Las capas de Ateca son ricas en restos de braquiópodos inarticulados, especialmente lingüídos.

Del horizonte se ha podido determinar *Lingulella* cf. *davisii* McCoy. Dicha formación puede ser considerada como equivalente de las *Lingula-Flags* de Inglaterra. Cabe señalar, en la base de las pizarras arcillosas inferiores, la presencia de un conglomerado que muestra una suave discordancia angular en la base del mismo.

2.2 MESOZOICO

En el Mesozoico, consideraremos separadamente las dos ramas de la Ibérica, dado el diferente desarrollo que adquieren las diferentes formaciones.

2.2.1 TRIAS

2.2.1.1 Trias de la rama septentrional Ibérica

La serie mesozoica comienza por todos lados con una fuerte discordancia del Triás sobre el Paleozoico, plegado variscicamente.

2.2.1.1.1 Bunt

El Bunt comienza con un conglomerado basal muy típico, cuyo espesor medio oscila entre 10 y 15 m.

A este tramo de conglomerados sigue una serie de areniscas «rodenas», formada por rocas cuarcíticas de color rojo oscuro, y una parte superior, de mayor espesor, constituida por areniscas abigarradas, blancas y rojas, en parte con estratificación entrecruzada, en parte ricas en mica con intercalaciones de capas arcillo-arenosas.

Cabe considerar en el Bunt tres niveles de litología diferente y de desigual importancia en espesor de estos términos.

Röt (arenoso-arcilloso a margoso).

Buntsandstein principal } Areniscas arcillosas.
 } Serie cuarcítica.

Conglomerado basal.

2.2.1.1.2 Muschelkalk

Lajas de calizas margosas de tres metros a lo sumo de potencia. Sigue luego una serie completa ininterrumpida de unos 25 m. de espesor de bancos gruesos sin estratificación patente, de calizas y dolomías que en el paisaje forman un rudo contraste respecto a su yacente o muro. Sobre estas «dolomías basales» sigue, como una parte elevada del Muschelkalk, una zona de calizas margosas en lascas delgadas de color gris claro a amarillento. La superficie de los estratos muestra a menudo un aspecto asurcado. Las calizas tableadas más altas de la serie, delgadas y de aspecto de marga dura, muestran ya, si bien poco claro, el límite con el Keuper.

Los fósiles del Muschelkalk son muy escasos y por lo general mal conservados y limitados a la parte superior de la serie.

Cabe distinguir, pues, en el Muschelkalk de esta zona:

- 2 Caliza ondulada margosa del Muschelkalk Superior (con tres bancos dolomíticos).
- 1 Dolomía basal en masa.

Hay una cierta disminución de espesor, de sur a norte.

En algunos puntos falta el Muschelkalk, sin que se deba esto a la denudación posterior o a una laguna de sedimentación, sino que es la consecuencia de un plegamiento inarmónico de gran envergadura.

2.2.1.1.3 Keuper

Margas abigarradas, a veces saliferas y casi siempre acompañadas de yeso. El espesor de las margas yesiferas irisadas es muy variable; ya la existen-

cia del yeso, fácilmente lixivable, impone tales variaciones. A ello hay que agregar la reacción de este material tan plástico, situado entre dos horizontes de dura caliza ocasiona grandes alteraciones en su potencia primitiva.

Por término medio, el Keuper al sur del Moncayo alcanza los 100 m. de potencia, que llega a ser de 200 a 225 entre Torrecilla a Fitero, en el borde sur de la cuenca del Ebro.

2.2.1.2 Rama meridional de la Ibérica

2.2.1.2.1 *Buntsandstein*

El Bunt en esta área se compone por todas partes de sedimentos clásticos abigarrados, o sea de conglomerados, areniscas y arcillas pizarrosas, pero en detalle experimenta grandes cambios. Así, en Sigüenza se distingue una serie superior de 80 a 100 m. compuesta de areniscas y arcillas pizarrosas, y otra inferior de aproximadamente 200 m. de espesor, constituida enteramente por conglomerados y areniscas con cantos.

Todo el Bunt no tiene en Atance ya más que aproximadamente 45 m. de espesor, en Albendiego, 25 m., y en Cardeñosa, 15 m.

El Bunt entre Atienza y Cañamares posee un desarrollo extraordinario. Como la base está formada por pizarra graptolítica, se encuentran en la parte más inferior del piso conglomerados oscuros con cantos de pizarras y localmente también grandes cantos de diabasa; encima aparecen areniscas arkósicas violáceas, grises y blancas, margas violetas con geodas de calcita, pizarras calcáreas de igual color. Los pasos laterales a otras rocas indican que, en efecto, se trata del *Buntsandstein* y no del Carbonífero.

2.2.1.2.2 *Muschelkalk*

El *Muschelkalk* de la Cordillera Ibérica se caracteriza por sus variaciones considerables de potencia y petrográficas.

En Rata, Anguita, Medinaceli, Conquezuela y Sigüenza se pueden apreciar marcadamente dos divisiones: la inferior, de 12 a 20 m. de potencia, se compone de bancos de caliza compacta; la superior, de 15 a 20 m., muestra una alternancia de margas grises y verdes, margas calizas, con bancos de caliza y dolomía.

En general, es muy pobre en fósiles.

LOTZE (1929) determinó que en dirección a la Sierra de Guadarrama las calizas pasan poco a poco a facies de areniscas y por eso hay que buscar el borde del mar del *Muschelkalk*.

Esta reducción de las calizas a favor de las areniscas, hasta la total desaparición de las primeras, puede seguirse paso a paso entre Sigüenza y Atienza.

2.2.1.2.3 Keuper

Se le considera un espesor original de 100 a 200 m.

La litología es principalmente de margas irisadas, arcillas y yesos.

Son de especial interés, a pesar de la uniformidad de los estratos, las variaciones faciales que se presentan en el Keuper al N. del Guadarrama, entre Retortillo de Soria y Cuevas de Ayllón, en dirección E.-O.

2.2.2 JURASICO

Jurásico de la rama Ibérica septentrional

La cuenca del Jurásico marino de las cadenas Ibéricas noroccidentales ha sido detalladamente estudiada por H. MENSINK (1965). De este trabajo extraemos las consideraciones estratigráficas y paleogeográficas referentes a esta Cuenca, con referencia principalmente a la mitad meridional de la misma, área incluida en esta Hoja.

2.2.2.1 Lias

Retiense-Hettangiense (?)

Carniolas y calizas de color gris oscuro. Sedimentación intranquila en el este de la cuenca; tranquila en el oeste. Así, encontramos entre las carniolas de Soria y Olvega areniscas, calizas arenosas, o brechas calizas interestratigráficas.

Espesores aproximados del Retiense-Hettangiense (?)

Hontoria, 125 m.	Ciria, 30 m.	Soria, 70 m.
Olvega, 140 m.	Aldealpoco, 80 m.	

Hettangiense-Sinemuriense

Sedimentación caliza, rica en materias bituminosas.

Al oeste, aguas tranquilas; al sur de la Demandia, sur de Urbián y al sureste de la región, condiciones de sedimentación revuelta.

En Soria, Aldealpoco, Olvega y Ricla se encuentran entre las calizas, calizas arenosas y arenas.

Espesores aproximados del Hettangiense-Sinemuriense.

Hontoria, 20 m.	Ciria, 50 m.	Soria, 10 m.
Olvega, 50 m.	Aldealpoco, 25 m.	

Sinemuriense Superior-Pliensbaquiense

Durante el Sinemuriense Superior-Pliensbaquiense se deposita en el mar Jurásico una serie alternante de margocalizas y calizas grises bituminosas.

El SE. de la cuenca se caracteriza por su desarrollo calizo y reducción temporal de la sedimentación durante el Pliensbaquiense.

Al final del Pliensbaquiense Superior el mar se hizo más somero en toda la región. Aparecen calcarenitas, que incluyen fragmentos de calizas y artejos rotos.

Espesores aproximados del Sinemuriense Superior-Pliensbaquiense.

Hontoria, 20 m.	Ciria 170 m.	Soria, 130 m.
Olvega, 310 m.	Aldealpozo, 170 m.	

Toaciense

En el Toaciense Inferior predominan las margas de color gris claro a gris amarillento, que de vez en cuando alternan con bancos calizos delgados.

En el Toaciense Superior el contenido en arcilla disminuye y aumenta la proporción caliza.

Parce existir un hiato sedimentario en la base del Toaciense, siendo éste de extensión regional.

Espesores aproximados del Toaciense.

Hontoria, 30 m.	Ciria, 50 m.	Soria, 20 m.
Olvega, 60 m.	Aldealpozo, 30 m.	

2.2.2.2 Dogger

Bajociense Inferior

En el Bajociense Inferior predomina la sedimentación caliza sobre la margosa. Es frecuente la presencia de oolitos ferruginosos, estratificación irregular y superficies de estratificación brechificadas.

El área de sedimentación corresponde, pues, a un mar relativamente poco profundo. La cuenca de sedimentación recibe continuamente arena, si bien en pequeñas cantidades.

La zona de los alrededores de Olvega se destaca por su sedimentación meramente caliza.

Espesores aproximados del Bajociense Inferior:

Hontoria, 10 m.	Ciria, 5 m.	Soria, 5 m.
Olvega, 10 m.	Aldealpozo, 5 m.	

Bajociense Medio

Se depositan fundamentalmente calizas grises, débilmente bituminosas y delgadas capas de margas.

La potencia es escasa en el oeste y aumenta hacia el NE. y SE.

Espesores aproximados del Bajociense Medio:

Hontoria, 25 m.	Ciria, 20 m.	Soria, 20 m.
Olvega, 10 m.	Aldealpozo, 5 m.	

Bajociense Superior

En la parte inferior del Bajociense Superior se depositan, en general, capas delgadas de calizas y margas. Toda la región recibe cierto aporte de arena y cuarzo, cuya proporción disminuye de oeste a este. En el oeste las interrupciones en la sedimentación son frecuentes, como sugiere el contenido de los bancos en oolitos calizos, pequeños fragmentos calizos y oolitos ferruginosos.

El SE. (Soria, Aldealpozo y Ciria) quedó posiblemente libre de sedimentación, pues faltan aquí los estratos representados en la región oeste o sus equivalentes.

En la parte superior del Bajociense Superior, sobreviene una sedimentación típica de un mar muy poco profundo, depositándose por toda la región una serie de calizas masivas o en bancos potentes. En el oeste las calizas masivas se han desarrollado como calcarenitas.

Hacia el SE. (RICLA) las calizas masivas contienen intercalaciones de bancos delgados de margas, pequeños guijarros calizos y arena. No contienen oolitos.

Espesores aproximados del Bajociense Superior:

Hontoria, 30 m.	Ciria ?	Soria, 20 m.
Olvega, 90 m.	Aldealpozo, 30 m.	

Bathoniense

En el Bathoniense Inferior el proceso sedimentario va a tener características diferentes de un lugar a otro de la cuenca del jurásico marino.

En el NE. (Préjano) y en el SE. (junto a Ciria), continúa el mismo régimen del Bajociense Superior, con la sedimentación de calizas masivas, formadas por oolitos calizos y restos de equinodermos, sedimentación propia de un mar profundo. En el oeste comienza una regresión del mar jurásico, acompañada de un aporte de arena que se extiende de oeste hacia el sureste. En consecuencia, en el oeste de la región y en la Sierra del Madero, al SE., se forman calizas arenosas y margas, o bien cuarzarenitas con cemento calcáreo. Las calizas arenosas y margas son de colores grises o pardo-grisáceas.

En Soria, al SO. de la Sierra del Madero, sobre las calizas masivas de la zona de Parkinsonia, vienen unas cuarzarenitas con poco cemento calcáreo.

En el SE. de la Sierra del Madero predominan las calizas arenosas gris oscuro, ricas en hidrocarburos, y las margas.

En Olvega, las rocas no tienen arena.

Durante el Bathoniense Medio y Superior, en el oeste y suroeste de la cuen-

ca se refuerza el aporte clástico, haciéndose más arenosas las calizas y margas.

En el SO. (Hontoria y S. Leonardo), sobre las últimas Parkinsonias del Bathoniense Inferior, vienen 25 m. de calizas y margas arenosas, que pueden pertenecer al Bathoniense Medio y Superior.

En el oeste (Castrovido, La Aceña, Canales y Neila) las calizas y margas son más arenosas que en el Bathoniense Inferior y contienen, a veces (Castrovido y Neila), pequeños guijarros de cuarzo.

En el suroeste, al E. y O. de la Sierra del Madero, el Bathoniense Medio y Superior carece de fósiles; los estratos que se atribuyen a esta edad se parecen a los del Bathoniense Inferior.

Entre Soria y Aldealpozo la cuarzarenita con cemento calcáreo se hace guijarrosa. Desde aquí, hacia el E. y SE., aumenta el contenido en caliza de modo que al S. de la Sierra del Madero y en Olvega domina una facies de calizas y margas arenosas.

En el NE., a lo largo del borde de la Cuenca del Ebro, mientras que en Torrecilla continúa el depósito de las calizas masivas formadas por oolitos calizos y detritus organógenos de equinodermos; en Jubera y Préjano el depósito de estas calizas parece interrumpirse dentro del Bathoniense Superior, dando paso a los sedimentos arenosos de la regresión marina. Así parece explicarse la variación de potencia de las calizas masivas (140 m. en Torrecilla y 60-80 m. en Préjano).

En Ciria, al sur de la Sierra del Madero y al sureste de Soria, predominan las calizas masivas como en Torrecilla. Es decir, la regresión marina no se accusa allí todavía por el carácter cuarzarenoso.

Espesores aproximados del Bathoniense:

Hontoria, 50 m.

Ciria, 200 m.

Olvega, 60 m.

2.2.3. Malm

Calloviense Inferior

La sedimentación se caracteriza porque cesa en toda la región el depósito de caliza pura.

El mar se retira lentamente del suroeste de la región (Hontoria y La Aceña) retrocediendo hacia el Este.

En efecto, cerca de Hontoria la facies Weáldica del Jurásico continental parece descansar sobre los últimos estratos del Bathoniense Superior.

En La Aceña, se encontraron Macrocéfalos del Calloviense Inferior debajo del conglomerado calizo abigarrado con que se inicia allí la facies weáldica.

En Castrovido, el Calloviense Inferior marino parece mejor representado, pues el último Ammonites de esta edad se encontró 19 m. por debajo del conglomerado Weáldico de base.

En el sureste, en la parte meridional de la Sierra del Madero, prosigue la

sedimentación de calizas y margas arenosas y bituminosas de color gris oscuro. Hacia Aldealpozo y Soria, desde el norte de Pozalmuro, esa facies pasa a cuarzarenita carente de fósiles.

En el borde oriental de la Demanda (Torrecilla) y en el extremo sur-este de la cuenca, cerca de Ciria, el desarrollo clástico que sobreviene al depósito de las calizas masivas se inicia en el tránsito del Bathoniense al Calloviense. Encima de las calizas masivas se hallan las margas y calizas arenosas y micáceas gris oscuro, con fósiles del Calloviense Inferior.

En el NE. se refuerza el carácter terrigeno iniciado en el Bathoniense Superior. En la región de Jubera-Arnedillo-Préjano-Muro de Ambas Aguas disminuye la sedimentación caliza tanto que las rocas típicas son cuarzarenitas grises y pardas que contienen guijarros de cuarzo y algunos de caliza. La estratificación cruzada indica un aporte procedente del Umbral del Macizo del Ebro.

Esta serie se extiende hasta Baños de Fitero y hacia el SE. más allá de Valdegutur y Pégado, las cuarzarenitas dan de nuevo paso a las calizas y margas arenosas de color gris oscuro, bituminosas, que hay en los alrededores de Olvega, al este de la Sierra del Madero.

Durante el Calloviense Medio y Superior el mar continúa retirándose sin cesar desde el SO. hacia el NE.

En el sureste de la cuenca Jurásica se siguen depositando, como en el Calloviense Inferior, calizas y margas arenosas o cuarzarenitas.

Espesores aproximados del Calloviense:

Hontoria-Weáldico	Ciria, 10 m.	Soria	Bathoniense y Calloviense	50 m.
Olvega, 100 m.	Aldealpozo		Bathoniense y Calloviense	160 m.

Oxfordiense-Kimmeridgiense

En el sureste de la cuenca el desarrollo marino duró posiblemente más tiempo que en el norte. En Ricla se sucede una potente serie de unos 240 m. de calizas y margas arenosas. En la parte inferior de esta serie se ha datado el Oxfordiense-Inferior y Superior. La parte superior contiene probablemente el Kimmeridgiense marino.

Alrededor de la Sierra del Madero, el Jurásico Superior marino es considerablemente más rico en caliza que en Torrecilla y Ricla. Así, en Ciria, el Malm está representado por una serie de potencia mínima de 150 m. (al techo, el Terciario descansa mediante discordancia erosiva, por lo que no se llegó al límite Jurásico-Weald), fundamentalmente formado por: en la base, calizas arenosas grises en bancos potentes, oolíticas y con guijarros de cuarzo que contienen *Gryphaea cf. dilatata* del Oxfordiense (37 m.), calizas margosas, arenosas y muy

bituminosas con corales y pecten (14,5 m.), y en el techo, calizas bituminosas, de color gris oscuro, sin arena, en bancos poco formados y con intercalaciones delgadas de margas arenosas brechosas y conglomeráticas (100 m.).

En Olvega, esas calizas están sustituidas por brechas calizas, guijarros calizos, oolitos y restos de conchas. En la parte superior se da la transición a arenisca de cuarzo. La base del Weald forma un banco delgado de conglomerados de cuarzo.

En Aldealpozo y Soria, la parte inferior del Malm consiste en una alternancia de calizas brechosas bituminosas gris oscuro, calizas arenosas grises y pardo grisáceas, cuarzarenitas y conglomerados de cuarzo. La parte superior consiste en calizas de crinoideos dispuestos en bancos poco compactos (25 m.) y margas gris oscuro que meteorizan a color parduzco, con corales aislados (27 m.); parece ser que han sido sustituidos ya por el Weald.

En Pégado las calizas del Malm están sustituidas por caliza arenosa, cuarzarenita con cemento calcáreo y siliceo y conglomerado de cuarzo.

Espesores aproximados del Oxfordiense:

Hontoria-Weáldico.

Ciria, 130 m.

Olvega, 110 m.

Aldealpozo, 110 m.

Soria, 70 m.

Vemos así, en el sureste de la cuenca, cómo estas limitaciones de estratos marinos y continentales de la Sierra del Madero y Pégado nos muestran cómo el área de sedimentación marina se fue estrechando continua y lentamente. La superficie emergida progresó hacia el sur, como se deduce de las indentaciones de la facies jurásica y weáldica.

Es por esta misma razón que en toda la región estudiada los límites entre el Jurásico marino y el Weald no presentan indicio de interrupciones en la sedimentación y no hay un contraste litológico brusco en el paso de uno a otro. Estos límites son, no obstante, más nítidos en el NE. de la cuenca debido a la proximidad inmediata del macizo del Ebro, fuente de aporte detritico.

JURASICO EN FACIES WEALD DE LA MITAD MERIDIONAL DE LA SIERRA DE CAMEROS

Los materiales de la cuenca weáldica constituyen potentes series de sedimentos continentales de ambiente deltaico, representados por una variada gama de conglomerados, cuarzarenitas, limos y limolitas que presentan colores diversos.

Anteriormente a G. TISCHER, A. BEUTHER y F. KNEUPER, estos sedimentos fueron considerados de edad Cretácico Inferior en facies Weáldica, queriendo señalar que es una facies Wealdense de sentido cronológico muy lato.

El proceso sedimentario de la formación Weáldica ocurrió dentro del ámbito de un extenso delta fluvial, con influencias marcadamente continentales, y que estaría en conexión con el mar hacia el E-NE.

Los tipos principales de rocas del Weald de la Sierra de Cameros son:

Areniscas, cuarzosas, cuarzarenitas de grano intermedio hasta grueso. Están compuestas de un 90 por 100 de cuarzo de 0,50 a 1 mm. Accesorios, mica blanca y clorita. En el oeste, granos de feldespato descompuesto. Muchas veces tienen estratificación entrecruzada.

Arcillas cuarzarenosas finas de color rojo o verde (limolita), consistentes de 70 a 90 por 100 de granos finos de cuarzo, de tamaño en general menor que el octavo de milímetro. Como elementos adicionales tienen clorita, que les da el color verde.

Las limolitas no constituyen por si solas formaciones uniformes, sino que se encuentran intercaladas principalmente con cuarzarenitas. Aparecen también varios tipos de conglomerados.

Todas estas rocas clásticas constituyen más de un 80 por 100 del total del Weald de la Sierra.

Existen también varios tipos de cálizas: En el este de la Sierra de los Cameros, calizas de grano intermedio, de color gris oscuro; superficie castaña o parda ocre por meteorización. Frecuentemente contienen pirita y son algo bituminosas. Estas calizas oscuras no forman importantes series uniformes, sino que se encuentran intercaladas con limolitas, cuarzarenitas y margas.

Hay otro tipo de calizas, que constituyen series monolitológicas de gran espesor. Uno de ellos consiste de una caliza gris oscura en bancos gruesos, que a veces contienen concreciones de silice. Constituyen una serie de hasta 500 m. de espesor en el sureste de la Sierra (Sierra de Matute).

Más importancia regional tienen las llamadas «lajas calizas» del este de la Sierra de Cameros, en alternancias muy características de finas láminas más claras y más oscuras. Las lajas calizas forman una importante serie cuyo espesor máximo rebasa el kilómetro.

Tomando como base la preponderancia o no de facies clásticas, se llega a una subdivisión en cinco grupos de estratos. Los grupos (1) Tera, (3) Urbión y (5) Oliván se caracterizan por el predominio de sedimentos clásticos, y los grupos (2) Oncala y (4) Enciso porque tienen también importantes series calizas. En grandes rasgos, este agrupamiento representa una sucesión cronológica, pero solamente en aproximación.

Los grupos representados en esta Hoja son los siguientes.

Del grupo (1) Tera, se encuentra representada la facies

G_{wq}^1 : cuarzarenitas de color castaño y rojo de ladrillo.

Del grupo (2) Oncala, tenemos las facies

G_w^2 : cuarzarenitas.

G_{wc}^2 : calizas en bancos (- capas de la Sierra Matute-).

G_{wq}^2 : alternancia de cuarzarenitas y arcillas cuarzarenitas finas de color verde grisáceo con raras intercalaciones de bancos de caliza.

G_{wm}^2 : margas verdes y calizas castañas.

G_{wq}^2 : calizas y calizas margosas en láminas lisas de colores claros.

Del grupo (3) Urbión, tenemos las facies

G_w^3 : alternancia de cuarzarenitas y arcillas cuarzarenitas verde-rojizos y con conglomerados.

G_{wc}^3 : cuarzarenitas.

G_{wq}^3 : cuarzarenitas y arcillas cuarzarenitas finas de color rojo.

Del grupo (4) Enciso, se encuentra representada la facies

G_{wm}^4 : alternancia de margas, calizas oscuras, arcillas y areniscas.

RAMA MERIDIONAL IBERICA

Carniolas

Potentes masas de calizas y dolomías cubren por todas partes las arcillas abigarradas del Keuper. El hábito petrográfico de estas carniolas es dolomítico, gris claro hasta amarillento o parduzco; la masa principal, no estratificada y, en muchos casos, cavernosa.

Pueden alcanzar una potencia aproximada de 250 m.

La edad exacta de la sedimentación ha sido muy discutida a causa de la falta de fósiles.

En algunos puntos se observa una lenta transición de las dolomías más inferiores con margas rojizas del Keuper. En el Valle de Henares, al S. de Sigüenza, se han recogido restos de conchas de *Terebratula* sp. y tallos de *Pentacrinos*, que indican una edad jurásica de las carniolas superiores.

El Lias

Si bien el techo de las carniolas pertenece sin duda al Jurásico, sin embargo parece más acertado considerar como una unidad el complejo calizo de las carniolas y empezar el Jurásico en donde se presentan las capas liásicas de facies centro-europea nerítica, que contiene rica fauna.

Esta limitación aparece también muy marcadamente por todas partes en el sentido morfológico. Mientras que las carniolas constituyen líneas de montañas escarpadas y ocupan altas mesetas pedregosas y áridas, las capas superiores del Lias, formadas por margas y calizas en lajas de color gris azulado en un terreno suavemente ondulado.

2.2.3 CRETACICO

RAMA SEPTENTRIONAL DE LA IBERICA

Albense (Utrillense)

En las cadenas al oeste de Alhama de Aragón se observa la presencia de una serie de 60 a 80 m. de potencia formada por arenas que pasan de vivo color blanco, amarillo o rosa a violeta pálido y por areniscas limoníticas.

Las areniscas inferiores contienen cantos bien rodados de cuarzo y cuarcita, cuyo tamaño llega a ser el de un huevo; en los horizontes superiores se intercalan en esta serie bancos de areniscas calizas y de calizas margosas con ostras. En Torrelapaja, contienen carbón.

Cretácico Superior

La formación caliza del Cretácico Superior, cuyo espesor es de unos 100 m., se desarrolla poco a poco sobre la parte alta margosa del tramo anteriormente descrito. Se puede distinguir un tramo inferior de calizas claras y compactas; otro medio, más margoso, y otro superior, de calizas claras y margas calizas en bancos gruesos. Por la fauna recogida parece alcanzar hasta el Senonense.

RAMA MERIDIONAL IBERICA

No se presenta ni el Weáldico ni el Urgo-aptense. La serie entera alcanza una potencia de 300 m. y puede dividirse, por razones petrográficas, en tres subdivisiones: 1) Arenas blancas y rojizas; 2) Margas ricas en fósiles y calizas margosas, y 3) Calizas masivas y en bancos.

Esta división petrográfica en tres subdivisiones coincide aproximadamente

con una división estratigráfica correspondiente a: a) Albense, b) Cenomanense, c) Turonense-Senonense.

a) *Albense.*

En la mayoría de los casos se trata de arenas cuarcíticas sueltas finas, hasta gruesas con cantos muy frecuentes de cuarcita y con capas intermedias de arcillas abigarradas, todo ello de color claro.

Al oeste de Sigüenza la potencia de este piso es de 60-80 m., en Torrelaguna, al N. de Madrid, es de unos 10 m. Al norte del Guadarrama es de unos 100 m.

b) *Cenomanense.*

Por su riqueza en fósiles el piso de la caliza margosa alcanza especial importancia estratigráfica. La potencia y el carácter petrográfico varían considerablemente, mientras que la fauna permanece siempre igual. Consta de calizas margosas y margas gris oscuro y amarillentas.

c) *Turonense-Senonense.*

Las potentes masas calizas del piso superior forman, como las carniolas, elevadas montañas rocosas y amplias altimesetas, pobres en vegetación, las cuales aparecen cortadas por los ríos que se encajan en ellas.

En Campisablos (inmediatamente al sur-oeste de la Hoja) alcanza un espesor de casi 200 m. Se trata de calizas masivas de color blancuzco, gris o amarillento.

En Campisablos alcanza este piso una potencia total de casi 200 m.

Este piso es muy pobre en fósiles.

2.3 TERCIARIO

El color rojo intenso de estos depósitos permite distinguir, al primer golpe de vista, los materiales terciarios de los que corresponden a otras series más antiguas, pero la falta casi absoluta de fósiles hace que no sea fácil establecer la división de los mismos en los diferentes tramos de que constan, para lo cual es preciso acudir al estudio de sus relaciones estratigráficas, no siempre suficientes para suplir la falta de pruebas paleontológicas.

No se conoce el Eoceno marino, pero probablemente existe bajo facies continental, que se reúne, junto con el Oligoceno, en un conjunto paleógeno de conglomerados de arcillas, margas y areniscas.

Toda esta serie ha sido afectada por violentos plegamientos alpinos intra y post-oligocenos.

El Mioceno se sitúa horizontal, discordante sobre la serie inferior.

2.3.1 PALEOGENO

Sobre las calizas cretáceas y al parecer apoyadas discordantemente sobre ellas, aparecen manchones de conglomerados, brechas en bancos de estratificación irregular, de uno a tres metros de espesor, alternando con bancos de arcillas rojas más o menos arenosas.

Estos conglomerados están formados por abundantes cantos de caliza cretácea y algunos cantos rodados de cuarcita y cuarzo, procedentes quizás de la desintegración de los terrenos del Cretáceo Inferior. El cemento intersticial que las une es arenoso calizo de color rojo intenso a pardo, lo que hace que nunca pierda el color rojizo por mucha caliza gris que contenga.

Por su situación inmediata al Cretáceo Superior, por su inclinación, así como por el hecho de ser discordante con respecto del Cretáceo, parece tratarse de depósitos paleógenos formados a expensas de la caliza cretácea tras un primer plegamiento que originó esta discordancia y plegados nuevamente con el Cretáceo, lo que explica su inclinación, muy grande a veces.

El paso de esta formación al típico Mioceno se hace de forma continuada, ya que parece existir una discordancia progresiva de estos materiales. Se encuentran plegados en las proximidades de las calizas cretácicas y pasan gradualmente a horizontales según se aleja de las formaciones secundarias.

2.3.2 MIOCENO

Sobre los conglomerados paleógenos y discordantes con respecto a ellos se observa una formación típica miocena, constituida por arcillas y tierras arcillosas, a veces muy calizas y con frecuencia sueltas y de colores muy vivos, que varían desde el amarillo ocre al rojo oscuro de tierra quemada. No muestra estratificación clara, pero los bancos de conglomerados que encontramos intercalados se presentan casi siempre horizontales, en contraste con los de fuerte inclinación atribuidos al tramo anterior.

M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA, en la Hoja 1:50.000 de Peñaranda de Duero, resume así la formación Miocena: «El Mioceno continental consta aquí de tres pisos; uno inferior, completamente detrítico, y dos margos-calizos. El primero consta de una sucesión, varias veces repetida, de arcillas, arenas, gravas, arcillas, areniscas y pudingas poco coherentes, arcillas, areniscas muy consistentes y pudingas menudas que considero como Tortonenses, cuyo espesor en esta zona no debe bajar de los 80 m. Una serie Sarmatiense, constituida por un nivel de arcillas almendradas, calizas margosas de los calveros, calizas del páramo inferior, arcillas calcáreas y calizas margosas de unos 60 m. de espesor, que pasa poco a poco a las calizas compactas y cavernosas que forman gruesos bancos, y la superficie del páramo superior, con espesor muy variable, desde unos dos metros, y aún menos, hasta 60, siendo lo más frecuente de 10 a 20 metros.»

3. TECTONICA

Es un hecho comprobado por todos los autores que han tratado de la Cordillera Ibérica la superposición de dos estructuras tectónicas: la hercíniana y la alpídica. En los macizos paleozoicos, las estructuras adquiridas por una y otra orogénesis son difíciles de diferenciar y ello ha dado lugar a confusión de estilos tectónicos. En las áreas ocupadas por los terrenos mesozoicos, la estructura alpídica de la cubierta interfiere con las propias del basamento paleozoico, especialmente las cortantes que, a menudo, vuelven a jugar.

3.1 ESTRUCTURA DE LOS MACIZOS HERCINIANOS

Según LOTZE (1929), la estructura hercíniana tiene un estilo propio de plegamiento y fractura. Los ejes de plegamiento se alinean preferentemente de NNO. a SSE., o mejor de NO. a SO., es decir, casi paralelos a los arrumbamientos del plegamiento alpino. Este ángulo de divergencia, que es de unos 40° en la Sierra de Albarracín, se hace mucho menor hacia el norte, siendo de 10 a 30° en el paleozoico de Calatayud.

Según JULIVERT, la orogénesis hercíniana originó estructuras de flexura y pliegues muy poco apretadas. Cerca de Calatayud el Paleozoico buza constantemente hacia el SO. y mantiene una característica de cierta tranquilidad tectónica. Esta sencillez relativa no fue reconocida por LOTZE, ya que interpretó como hercíniano un conjunto de cabalgamientos de edad alpídica con importante componente horizontal, según ya dedujeron RICHTER y TEICHMÜLLER (1923). En efecto, dichos cabalgamientos afectan al Triásico de Mores.

Actualmente vemos al conjunto como una estructura imbricada con dos cubiertas de relativa importancia, pues van acompañadas de milonitas, esquistosidad y demás fenómenos de dinamo-metamorfismo. Tengase en cuenta que LOTZE, y el propio JULIVERT, interpretaron como superficie de traslación a la superficie de discordancia Precámbrica-Cámbrico, cosa que rectificó recientemente LOTZE. A este conjunto se añaden fallas transversales de desgarre, arrumbadas al NNE., que fraccionan en bloques los macizos paleozoicos.

Las mineralizaciones se han producido con frecuencia en tales accidentes; por ejemplo, las baritinas del Paleozoico, al oeste de Morata.

3.2 ESTRUCTURA DE LAS CADENAS ALPIDICAS

La cubierta mesozoica, según las distintas unidades estratigráficas, puede haber reaccionado de distinta manera sobre el basamento hercíniano ya plegado e inerte, el Triás Inferior, a veces muy potente, pegado al basamento paleozoico, actuando de «tegumento» tectónico, tal como ocurre muy visiblemente en

el enorme lomo del Moncayo y Sierra del Tablado. Los niveles del Keuper, en cambio, han actuado a modo de superficies de despegue y con sus materiales arcillosos-salinos de lubricante, lo cual ha dado lugar a que las unidades estratigráficas superiores se hayan despegado, ocasionando una tectónica cuticular con algunos corrimientos. Según RICHTER, este despegue de origen tectónico fue el que ocasionó las grandes y extensas masas de brechas «casi» monogénicas que se encuentran de modo bastante constante entre Ricla y Tabuena, y las asimetrías de ciertos sinclinales de Carniolas y Jurásico.

3.3 LA DEPRESION DE CALATAYUD

Depresión emplazada en un conjunto de bloques paleozoicos deprimidos durante el Terciario y rellenos de sedimentos miocénicos. Su evolución, como indica JULIVERT (1954), está íntimamente ligada a las características de la «rama aragonesa» vergente al nordeste. La depresión (o mejor fosa) de Calatayud ha sido esbozada como consecuencia de una o dos fases orogénicas de mediados del Terciario, que han fragmentado el zócalo paleozoico a lo largo de accidentes longitudinales, individualizando dos áreas levantadas marginales, separadas por otra hundida. En su flanco NE., la fosa está constituida por un sistema de fallas normales o distensión en relevo que hunden la depresión. Este sistema dejó de moverse antes del depósito de las evaporitas y material detrítico marginal del Mioceno Superior. El borde opuesto, como bien se ve en los perfiles de BOMER (1956), encierra características diferentes. Hacia Daroca, el Mioceno de la depresión aparece basculado hacia el NE., cosa que se ha proseguido incluso después del depósito, y que fue motivo de la asimetría de facies del Mioceno. El cabalgamiento del Cámbrico sobre el Mioceno de Daroca hay que interpretarlo como un fenómeno de compresión vergente al NE. de los bloques paleozoicos durante el Terciario, seguidos inmediatamente de fase de distensión, con hundimiento según fallas normales, de los bloques meridionales de cabalgamiento. En la depresión de Daroca-Calatayud ha habido dos fases de compresión: una intrapaleógena, a principios del Mioceno, formando un gran anticlinal de fondo, seguida de intensa erosión que desmantelaría la cobertura mesozoica, seguida de fase de distensión con esbozo de la fosa de hundimiento.

En la zona de Ateca, puede hablarse, como dice JULIVERT, de una verdadera fosa tectónica cuyas líneas de fractura han sido fosilizadas por el Mioceno.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La serie estratigráfica en esta Hoja comienza por el Cámbrico con una sedimentación marina, de carácter transgresivo en el Cámbrico Inferior y Medio,

siendo regresivo en el Superior. Grandes potencias de sedimentos procedentes del SE. durante el Cámbrico Inferior y Medio. Procediendo los materiales del NE. durante el Cámbrico Superior.

Hay un plegamiento suave en el Cámbrico Superior, dando lugar a la discordancia sarda.

El Paleozoico desde el Cámbrico no está precisado, pareciendo existir una amplia laguna sedimentaria en este periodo.

El Triás comienza con un Buntsandstein con depósitos rojos de conglomerados y areniscas fluviales-costeras, iniciándose posteriormente la transgresión epicontinental del Muschelkalk y termina con el depósito lagunar evaporítico del Keuper.

Se inicia en el Rhetiense la transgresión jurásica del mar epicontinental, con depósito de carniolas y dolomias, y se continúa en el Lias con calizas masivas con fauna marina típica a partir del Sinemuriense Superior. Máxima transgresión en el Toarcense. Algunos hiatos o condensaciones durante el Lias Medio.

Se inicia la regresión a partir del Bajociense con dos hiatos estratigráficos y facies progresivamente más costeras; en el Bathoniense y Calloviense, la sedimentación marina se limita en el surco oriental de la Ibérica. En el Oxfordiense con facies marina, aún hasta Agreda, se pasa a las facies continentales weálicas de la zona de Cameros. Más al SE. la sedimentación marina se prosigue durante el Kimmeridgense en facies nerítico-costera.

Durante el Malm Superior y Cretácico Inferior, se registra en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica el paso a las facies weálicas, detriticas continentales o lacustres.

Movimientos epirogénicos, correspondientes a las fases neociméricas, individualizan la fosa sedimentaria de Cameros y el umbral o macizo levantado de Ateca.

Durante el Cretácico se inicia una fase suave de plegamiento aústria, preformando el plegamiento alpidico en el tránsito del Aptense-Albense.

La litogénesis mesozoica culmina con el depósito de 250 m. de rocas del Cretácico Superior (Cenomanense-Turonense y Senonense).

El plegamiento de la Cordillera Ibérica comenzó en las postrimerías del Cretáceo y alcanzó sus períodos paroxismales durante el Eoceno y Oligoceno con los movimientos larámicos, pirenaicos y sávicos.

En puntos interiores de la Cordillera Ibérica se localizan potentes masas de derrubios, netamente discordantes sobre el substrato plegado, que pertenecen al Mioceno en su mayor parte. Sin embargo, en el borde interno de la Cordillera Ibérica, hacia la Meseta, se encuentran masas importantes de conglomerados, de atribución difícil por falta de fósiles, pues su edad queda comprendida entre el Cretácico Superior, con el que son concordantes, y el Mioceno, que los recubre discordantemente. A causa de esta ambigüedad suelen darse como «paleógenos». Pero no hay duda de que en este Paleógeno, casi exclusivamente continental, se incluye a veces el Eoceno y otras el Oligoceno; en Sto. Domingo

de Silos (Burgos), los conglomerados han proporcionado moluscos de edad eocénica y en la zona de Bajoles y Jadraque (Guadalajara) de edad oligocénica.

Después del plegamiento sobre los enérgicos relieves recién formados, se desencadenó un violento ciclo de erosión que acabó arrasándolos casi totalmente. A consecuencia de la descarga realizada por la erosión y con objeto de restablecer el equilibrio isostático, las cordilleras alpinas se elevan verticalmente hasta alcanzar su altitud actual, y aún más, pues el nuevo ciclo erosivo que empieza con la vigorización del relieve ha vuelto a rebajar ya considerablemente las alturas alcanzadas en virtud de esta ascensión.

5. BIBLIOGRAFIA

- LOTZE, F.—El Cámbrico en España. *Memoria del I.G.M.E.* 1969.
- RIBA, O., y colaboradores (1970).—Memoria de la Hoja geológica de Síntesis 1:200.000, n.º 32, Zaragoza. *Instituto Geológico y Minero de España* (inédito).
- BEUTHER, A.; KNEUPER-HAACK, F.; MANSIN, K. H.; TISCHER, G.—Der Jura und Wealden in Nordost-Spanien. Hannover, 1966.
- RICHTER, G.—Las cadenas Ibéricas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda. 1929. Publicaciones extranjeras sobre Geología de España, t. IX. *Instituto de Investigaciones Geológicas «Lucas Mallada».*
- SCHROEDER, E.—La Zona limitrofe del Guadarrama y las Cadenas Hespéricas. Publicaciones extranjeras sobre Geología de España, t. IV. *Instituto de Investigaciones Geológicas de España «Lucas Mallada».*